

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ  
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ НАУК  
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА И ТОРФА

# ЛАНДШАФТЫ БОЛОТ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ



ТОМСК  
«Издательство НТЛ»  
2012

УДК 911.52

ББК 26.82

Л222

**Ландшафты болот Томской области** / под ред. Н.С. Евсеевой.  
**Л222** – Томск: Изд-во НТЛ, 2012. – 400 с.

ISBN 978-5-89503-510-8

В коллективной монографии проведен анализ природных факторов болотообразования на территории Томской области – геологического строения, климата, гидрологических условий и др. На основе полевых маршрутных и стационарных исследований, применения ГИС-технологий впервые построена ландшафтная карта болот, дана характеристика ландшафтной структуры заболоченной территории, охарактеризованы геофизические и геохимические условия болот, показано влияние хозяйственной деятельности человека на болота и возможности практического использования торфяников.

Монография ориентирована на широкий круг специалистов – географов, почвоведов, геологов, экологов, ботаников и др.

**УДК 911.52**

**ББК 26.82**

**Авторский коллектив:**

Евсеева Н.С., Синюткина А.А., Харанжевская Ю.А.,  
Воистинова Е.С., Ромашова Т.В., Хромых В.В., Земцов В.А.,  
Сорокин И.Б., Гузова Е.Н., Сиротина Е.А., Жилина Т.Н.,  
Квасникова З.Н., Хромых О.В., Хромых В.С.

**Рецензенты:**

**О.Г. Савичев**, доктор географических наук,  
профессор Томского политехнического университета;

**Л.В. Шерстобитова**, кандидат географических наук,  
доцент Томского государственного архитектурно-строительного  
университета

*Издание осуществлено при финансовой поддержке  
Федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры  
инновационной России» на 2009–2013 гг. по проекту № 14.740.11.0199*

ISBN 978-5-89503-510-8

© Авторы, текст, 2012

© Оформление. Дизайн.

ООО «Издательство НТЛ», 2012

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (Евсеева Н.С.).....	7
<b>Глава 1. Природные факторы болотообразования.....</b>	<b>9</b>
1.1. Из истории исследования (Синюткина А.А.) .....	9
1.2. Геологическое строение (Евсеева Н.С.) .....	13
1.3. Рельеф и природные рельефообразующие процессы (Евсеева Н.С., Синюткина А.А.).....	25
1.3.1. Общие черты орографии и морфоструктура.....	26
1.3.2. Основные черты геоморфологического строения.....	37
1.4. Природные процессы рельефообразования таежной зоны как факторы болотообразования.....	55
1.4.1. Новейшие тектонические движения и их влияние на болотообразование (Евсеева Н.С., Синюткина А.А.).....	55
1.4.2. Заломы (Евсеева Н.С.).....	81
1.4.3. Суффозия и процессы болотообразования (Евсеева Н.С.) .....	83
1.5. Климат (Ромашова Т.В.) .....	88
1.6. Гидрологические и гидрогеологические условия болотообразования (Земцов В.А., Харанжевская Ю.А.).....	103
1.7. Почвы и почвообразовательные процессы (Евсеева Н.С., Синюткина А.А., Гузова Е.Н.).....	117
<b>Глава 2. Методы исследований .....</b>	<b>131</b>
2.1. Методика изучения микрорельефа болот (Синюткина А.А.) ....	132
2.2. Геоинформационное картографирование в ландшафтном анализе (Хромых В.В.) .....	134
2.3. Работа с ДДЗ (Хромых В.В.).....	139
2.4. Методика изучения водного режима болот и отбора проб на химический анализ (Харанжевская Ю.А.).....	150
<b>Глава 3. Ландшафтная структура заболоченной территории Западной Сибири в пределах Томской области.....</b>	<b>153</b>
3.1. Классификация болотных ландшафтов (Синюткина А.А.) .....	153

3.2.	Характеристика групп фаций олиготрофных болот ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	158
3.3.	Характеристика групп фаций мезотрофных болот ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	160
3.4.	Характеристика групп фаций эвтрофных болот ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	166
3.5.	Класс фаций заболоченных лесов ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	169
3.6.	Характеристика ландшафтной структуры болот Томской области ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	171
3.7.	Комплексные полевые ландшафтные исследования на ключевых участках .....	177
3.7.1.	Ландшафты ключевого участка в долине р. Бакчар ( <i>Синюткина А.А., Гузова Е.Н.</i> ) .....	178
3.7.2.	Ландшафты ключевого участка на Икса-Шегар- ском междуречье ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	181
3.7.3.	Ландшафты ключевого участка на террасе р. Оби ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	188
3.7.4.	Ландшафты ключевого участка на террасе р. Чу- лым ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	191
3.7.5.	Ландшафты ключевого участка в пойме р. Кеть .....	195
3.7.6.	Ландшафты ключевых участков в долинах р. Томь и Обь ( <i>Хромых О.В., Хромых В.В., Хромых В.С.</i> ) .....	198
<b>Глава 4. Геофизические аспекты болотных ландшафтов</b> .....		<b>202</b>
4.1.	Особенности снегонакопления, процессы промерзания, оттаивания и температурный режим болот .....	202
4.1.1.	Характеристика структуры снежного покрова бо- лот ( <i>Харанжеевская Ю.А.</i> ) .....	204
4.1.2.	Динамика процессов промерзания-оттаивания бо- лот ( <i>Харанжеевская Ю.А.</i> ) .....	208
4.1.3.	Температурный режим болот ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	213
4.2.	Многолетняя динамика водного режима болот южно- таежной подзоны Западной Сибири и закономерности его антропогенного изменения ( <i>Харанжеевская Ю.А.</i> ) .....	223
4.3.	Динамика влажности торфа болот ( <i>Гузова Е.Н.</i> ) .....	231
4.3.1.	Динамика влажности торфа эвтрофного болота на террасе р. Бакчар .....	232
4.3.2.	Динамика влажности торфа олиготрофного болота в бассейне р. Ключ .....	234



---

4.3.3. Влажность торфа и ее динамика на осушенном торфянике олиготрофного болота в междуречье рек Бакчар и Икса .....	237
4.4. Водный баланс малых заболоченных водосборов и оценка стока с болот ( <i>Харанжевская Ю.А.</i> ) .....	239
4.5. Особенности гидрологического режима рек заболоченных территорий ( <i>Харанжевская Ю.А.</i> ) .....	243
<b>Глава 5. Геохимические условия болотных ландшафтов</b> .....	<b>248</b>
5.1. Химический состав торфов ( <i>Гузова Е.Н.</i> ) .....	248
5.2. Региональная характеристика химического состава вод болотных ландшафтов Томской области ( <i>Воистинова Е.С.</i> ) .....	256
<b>Глава 6. Виды хозяйственной деятельности и их влияние на ландшафты болот</b> .....	<b>274</b>
6.1. Промышленная добыча торфа ( <i>Евсеева Н.С., Воистинова Е.С., Жилина Т.Н.</i> ) .....	276
6.2. Мелиоративные мероприятия ( <i>Евсеева Н.С., Воистинова Е.С., Жилина Т.Н.</i> ) .....	281
6.3. Пожары на болотах ( <i>Воистинова Е.С.</i> ) .....	286
6.4. Воздействие нефтегазового комплекса на болотные ландшафты ( <i>Хромых В.В., Хромых В.С., Воистинова Е.С., Жилина Т.Н.</i> ) .....	287
6.5. Строительство линейных сооружений на болотах ( <i>Евсеева Н.С., Жилина Т.Н., Воистинова Е.С., Квасникова З.Н.</i> ) .....	295
<b>Глава 7. Характеристика антропогенно измененных болотных ландшафтов</b> .....	<b>301</b>
7.1. Влияние линейных сооружений .....	302
7.1.1. Влияние ЛЭП на болотные ландшафты ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	302
7.1.2. Транспортное строительство ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	306
7.1.3. Строительство мостов ( <i>Хромых В.В., Хромых О.В.</i> ) .....	309
7.2. Влияние мелиоративных мероприятий на ландшафты болот ....	315
7.2.1. Полевое изучение влияния осушительной мелиорации на болота южной тайги ( <i>Синюткина А.А.</i> ) .....	315
7.2.2. Влияние осушительной мелиорации и сельского хозяйства на болота в подтаежной подзоне ( <i>Синюткина А.А., Хромых В.В., Хромых О.В.</i> ) .....	320

---

7.3. Добыча торфа ( <i>Синюткина А.А.</i> ).....	326
7.4. Влияние расширения селитебных территорий ( <i>Хромых В.В., Хромых О.В.</i> ).....	330
7.5. Торфяные пожары ( <i>Синюткина А.А.</i> ).....	332
7.6. Геохимические условия антропогенно изменённых болотных геосистем ( <i>Воиштинова Е.С.</i> ) .....	335
7.6.1. Химический состав вод на осушенном болоте .....	335
7.6.2. Влияние пожаров на химический состав болотных вод .....	338
7.6.3. Линейные сооружения и химический состав болотных вод.....	339
7.6.4. Свалки на болотах и химический состав вод .....	341
7.6.5. Влияние добычи торфа на химический состав вод .....	342
<b>Глава 8. Хозяйственное использование торфяников</b> ( <i>Сорокин И.Б., Сиротина Е.А.</i> ).....	344
8.1. Виды хозяйственного использования торфяников Томской области .....	344
8.2. Использование торфяников в сельскохозяйственном производстве.....	347
8.2.1. Влияние низинного торфа на агрохимические и физические свойства серой лесной почвы .....	355
8.2.2. Влияние низинного торфа и гуминовых препаратов на рост и урожайность сельскохозяйственных культур .....	364
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> ( <i>Евсеева Н.С.</i> ) .....	378
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	380

## **ВВЕДЕНИЕ**

Болота – уникальные природные образования, они выполняют в биосфере ряд важных функций (Лисс и др., 2001, Лапшина, 2003 и др.): 1) связывают и депонируют углерод в торфяной залежи, т.е. болота имеют непосредственное отношение к поддержанию газового состава атмосферы, выполняя буферную функцию в процессах глобального изменения климата; 2) болота содержат около 10 % глобальных запасов пресной воды, играя большую роль в поддержании гидрологического баланса в биосфере; 3) болота обладают высокоразвитым механизмом саморазвития и имеют тенденцию к формированию сложного рисунка ландшафтной поверхности, являясь уникальными примерами ландшафтного разнообразия экосистем; 4) болота играют большую роль в поддержании биологического разнообразия, являясь убежищем многих редких в мировом масштабе и исчезающих видов флоры и фауны и др.

Запасы аккумулированного в болотах торфа – это мощный резерв сырья, которое может использоваться в сельском хозяйстве, химии, медицине; растительный покров болот – источник ценных пищевых, лекарственных, кормовых ресурсов.

Торфяные болота занимают по разным оценкам от 50 до 70 % площади всех водно-болотных угодий, что составляет более 4 млн км<sup>2</sup> или около 3 % от всей поверхности суши Земли.

Россия занимает одно из первых мест в мире по площади заболоченных территорий. Особенно сильной заболоченностью, в среднем превышающей 30 %, отличается Западно-Сибирская равнина. М.И. Нейштадт (1971) назвал заболоченность этой равнины мировым природным феноменом, так как на земном шаре нет территории, где бы болота занимали такие огромные площади. Например, в зоне тайги площадью около 141 млн га заболочено 70,4 млн га. Особенно много болот в южной части равнины, в пределах Васюганья (70 % площади), крупные массивы болот расположены в бассейнах Кети, Тыма и др.

Исследование болот Западно-Сибирской равнины, в том числе и ее юго-восточной части, началось в первой трети XX в. Большой вклад в их изучение внесли многие ученые – А.Я. Бронзов, М.И. Нейштадт,

Л.В. Шумилова, В.М. Елисеева, С.Н. Тюремнов, Ю.А. Львов, К.Е. Иванов, Е.А. Романова, О.Л. Лисс, Н.А. Березина, Л.И. Инишева, В.А. Базанов, Е.Я. Мульдьяров, Е.Д. Лапшина и др. К настоящему времени выполнен большой объем работ по изучению стратиграфии торфяных залежей, растительности, гидрологии болот, голоценовой истории их развития, выявлено и описано более 60 типов болотных биогеоценозов, разработана их классификация. Впервые предложены флористические списки сосудистых растений, моховидных, лишайников региона, проведено районирование и др.

До настоящего времени слабо исследованы структура ландшафтов болот, связь процессов болотообразования с тектоническим строением и гидрогеологией региона, очень мало стационарных наблюдений за гидрологическим режимом функционирования болотных геосистем и др.

Цель данной монографии – анализ и синтез материалов по исследованию болот юго-востока Западно-Сибирской равнины в пределах Томской области. Монография написана на основе многолетних полевых и стационарных наблюдений авторов (1973–2011), изучения литературных источников, использования ГИС-технологий, данных бурения торфяников и др.

В работе впервые достаточно подробно рассмотрены влияние тектоники и гидрогеологических условий на заболачивание региона и пространственное размещение болот; выявлена ландшафтная структура болот, показаны тенденции изменения элементов климата, оказывающих влияние на болотообразование – это увеличение количества осадков за последние 40 лет, рост температур и др. Кроме того, рассмотрены антропогенное влияние на болота и возможности использования их в хозяйственной деятельности человека.

# Глава 1

## **ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ БОЛОТООБРАЗОВАНИЯ**

### **1.1. Из истории исследования**

Научное изучение болот Томской области началось в 20–30 гг. XX века. В это время торф стал играть значительную роль в топливном снабжении страны, что и привлекло внимание к изучению болот. Рекогносцировочные геоботанические исследования Васюганья проводились Сибирской экспедицией Государственного лугового института с участием А.Я. Бронзова. За годы работы экспедиции (1926–1928) отмечены «огромные площади верховых болот, представляющих одну из наиболее распространенных ландшафтных единиц этого края» (Бронзов, 1930). Нарымские болота характеризуются огромными размерами, широким распространением озерного и мочажинных комплексов, господством олиготрофной растительности на обводненной окраине при незначительном участии мезо- и особенно эвтрофной растительности. Кроме подробного описания растительности А.Я. Бронзовым представлены сведения об эволюции болот, а также ряд данных о строении торфяной залежи.

В это же время изучением природы Нарымского края, в том числе и болот, занимался Р. С. Ильин. В качестве геоморфологической основы для классификации болот исследуемой территории он предложил местную классификацию нарымчан, в которой выражены место болота в водном режиме страны и ее рельефе. По мнению Р.С. Ильина, вода играет исключительную роль в жизни эпигемы, и поэтому растительность чутко реагирует на чередование многообразных фаз развития различных типов болот (Ильин, 1930).

В начале 60-х годов XX в. была поставлена задача геологической разведки запасов торфа с целью составления прогноза возможностей его использования в комплексном развитии производительных сил территории,

в связи с открытием на этой территории крупнейших запасов нефти, газа, железных руд и других полезных ископаемых. С 1964 г. полевые исследования в Западной Сибири начал проводить Институт географии АН СССР. В ходе экспедиций была дана оценка площади болот Обь-Иртышского междуречья, проведены, исследования по вопросу о времени начала и развитии болотообразовательного процесса на изучаемой территории. Сотрудниками института географии АН СССР была сделана первая попытка проследить скорость процесса заболачивания, а также проведены детальные географо-генетические исследования современного заболачивания и отмечена чрезвычайная агрессивность болотообразовательного процесса на протяжении всего голоцена, названного М.И. Нейштадтом «мировым природным феноменом» (1971, 1972).

В 1970 гг. А.А. Храмовым и В.И. Валущким (1977) проведены стационарные исследования растительности болот на территории Восточного Васюганья. Основной задачей исследования было установление структуры и характера функционирования лесных и болотных биогеоценозов в связи с их биологической продуктивностью. Этими авторами дано детальное морфологическое описание исследованных фитоценозов, показана развернутая картина учета количества органического вещества по сообществам в целом, по структурным и функциональным частям и отдельным фракциям, для каждого сообщества построена массовая (весовая) статистическая модель. Структура болотных фитоценозов рассмотрена на примере низинного Карагайского болота и верхового Иксинского болота.

Большой вклад в изучение растительности болот внесли ученые Томского университета Л.В. Шумилова, Ю.А. Львов, Г.Г. Яснопольская и их ученики – В.А. Базанов, Е.Я. Мульдияров, Е.Д. Лапшина и др. В связи с необходимостью ввести в характеристику типа болотного массива его ареал, Ю.А. Львовым проведено болотное районирование Томской области, оно выполнено по комплексу признаков, из которых в качестве основных принимались степень заторфованности и заболоченности, преобладание и расположение в рельефе болот с тем или иным характером водно-минерального питания, строение растительного покрова и торфяной залежи, общий ход болотообразовательного процесса и современные процессы заболачивания и разболачивания территории. Томская область расчленена на 38 болотных районов, которые по принципу сходства объединены в 8 болотных округов (Львов, 1991) (рис. 1.1).

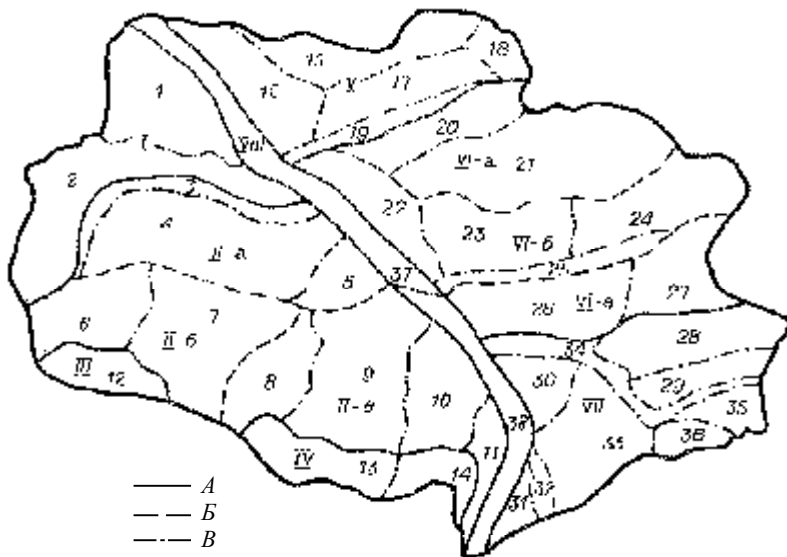


Рис. 1.1 Схема болотного районирования Томской области (Львов, 1991). Границы: *A* – округов: I. Юганский округ олиготрофных плосковыпуклых грядово-мочажинных и грядово-озерковых болотных систем; II. Бакcharский округ водораздельных олиготрофных и мезотрофных комплексных болотных систем и евтрофных террасных массивов; III. Демьянский округ гетеротрофных (олиготрофных и евтрофных) болотных макросистем; IV. Васюганский округ олиготрофных сфагновых, мезотрофных осоково-сфагновых и евтрофных осоковых, осоково-гипновых и гипновых участков; V. Тымский округ олиготрофных плосковыпуклых комплексных (бугристо-топяных) и топяных болотных массивов и их систем; VI. Кетский округ разнотипных болотных систем и массивов с преобладанием выпуклых и плосковыпуклых комплексных олиготрофных систем; VII. Чулымский округ евтрофных и мезотрофных древесных и осоковых болотных массивов на озерно-аллювиальных равнинах и олиготрофных и мезотрофных сфагновых болот речных террас и ложбин древнего стока; VII. Обь-Иртышский пойменный болотный округ в пределах поймы Оби и Иртыша; *B* – подокругов, *B* – районов

Всесторонние исследования болот юго-востока Томской области проводились Е.Я. Мульдьяровым (1989). Им был выявлен набор и строение болотных фитоценозов, видов торфа, болотных фаций, типов болотных массивов, приуроченность последних к отдельным элементам рельефа. Е.Я. Мульдьяровым дана полная геоботаническая характеристика и составлена карта торфяных месторождений Причудульмья.

В.А. Базановым (1988) проведены исследования и разработана геоботаническая классификация болот Кетско-Чулымского междуречья. На основании сходств форм роста доминантов ярусов 432 описаний растительных сообществ болот В.А. Базановым выделено 23 типа фитоценозов.

Е.Д. Лапшиной проведены исследования по выявлению типологического состава и структуры флоры болот Томской области, определен набор парциальных флор основных типов болотных ландшафтов, проведен их сравнительный анализ (Лапшина, 2003).

Изучением ландшафтной структуры Васюганского болота занимались С.В. Васильев, А.М. Перегон (2003). Эти авторы приводят репрезентативные данные о ландшафтной структуре, типологическом разнообразии и о площадном соотношении ландшафтов краевых участков Васюганского болота на основе среднемасштабного картографирования. Детальное описание и характеристика ландшафтной структуры лесоболотных комплексов выполнены на основе ключевых участков. При составлении легенды к картам использовались ландшафтные классификации, где каждый компонент ландшафта описан с точки зрения растительности.

А.Е. Березиным и др. разработан кадастр болот районов нефтедобычи Томской области (Александровский, Кargasокский, Парабельский, частично Бакчарский районы). В результате исследований была предложена двухуровневая классификация болот. Первый уровень предусматривает объединение болот и внутриболотных озер в три экологических типа (низинный, переходный и верховой). Внутри указанных выше категорий по признакам структуры и состава растительности и гидрологическим признакам выделяются двенадцать подтипов болот второго классификационного уровня. Впервые для рассматриваемой территории были выделены контуры болот и проведена идентификация последних в соответствии с принятыми ландшафтно-гидрологическими типами и подтипами (Березин, 2005).

Кроме того, большой вклад в изучение болот Томской области в рамках исследований заболоченных территорий Западной Сибири внесли Н.Я. Кац, Н.И. Пьявченко, С.Н. Тюремнов, Ф.З. Глебов, О.Л. Лисс, Ю.И. Прейс, Л.И. Инишева и др. Работу по изучению современных природно-климатических изменений и эмиссии парниковых газов ведут Е.А. Дюкарев, И.И. Ипполитов, М.В. Кабанов, Е.А. Головацкая, М.В. Глаголев и др. Мониторингом болотообразовательного процесса занимаются А.Г. Дюкарев, Н.Н. Пологова. Изучение болот, с точки зре-



ния добычи и переработки торфа, проводится В.К. Бернатонисом, В.С. Архиповым, С.Г. Масловым и др.

Таким образом, в настоящее время отдельные компоненты болотных геосистем достаточно полно изучены различными специалистами, в то время как ландшафтные исследования болот Томской области проводились отдельными учеными на ограниченной территории. Наиболее изученными в этом плане являются болота Томского района, восточные отроги Васюганского болота. Северные районы и правобережье р. Оби в настоящее время являются наименее исследованными.

## 1.2. Геологическое строение

Томская область расположена на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской эпицерцинской (эпипалеозойской) плиты. В свете тектоники плит она является частью гигантской Евразийской плиты. Западно-Сибирская плита – огромная чашеобразная депрессия (рис. 1.2), кристаллический фундамент плиты выходит на поверхность по периферии,

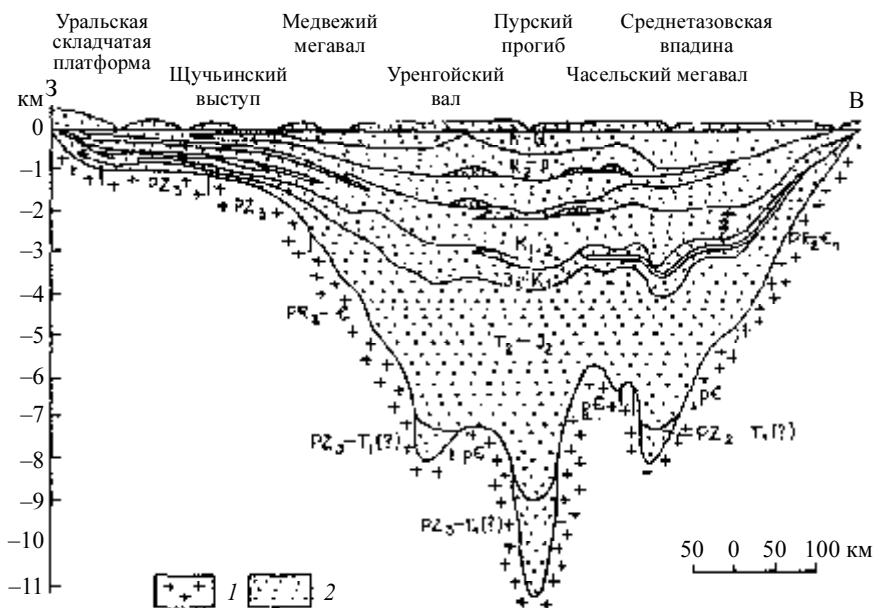


Рис. 1.2. Геологический профиль Западно-Сибирской плиты (Богоявленская, 1991):

1 – складчатый фундамент, 2 – мезозойско-кайнозойский чехол

где образует складчатое обрамление равнины. В пределах Томской области фундамент на юге и юго-востоке местами выходит на дневную поверхность, образуя в долинах рек обнажения – Лагерный сад, Синий Утес и др.

В составе фундамента плиты в пределах области выделяется ряд разновозрастных комплексов – карелиды, байкалиды, салаириды, каледониды и герциниды. Они образуют блоки, разделенные глубокими разломами. На юге территории и на правобережье Оби доминируют более древние комплексы. Здесь в пределах байкалид выделяется древний Верхнекетский массив предположительно карельской стабилизации. Блоки байкалид прослеживаются и в верховьях р. Васюган. Значительным распространением на правобережье Оби пользуются салаирские складчатые структуры, образующие блоковые выступы и горсты. Наиболее крупным из них является Улулюльско-Среднечулымский выступ. Кроме того, выделяются унаследованные наложенные впадины, являющиеся северным продолжением Минусинской группы впадин – Тегульдетская, Алипская (Сурков, Жеро, 1981; Геологическое..., 1999).

Вся остальная часть фундамента плиты относится к Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, где она заложилась в силуре или начале девона и имеет герцинский возраст. На юге герциниды частично выходят на дневную поверхность (Новосибирский антиклинорий). Севернее г. Томска складчатые структуры Томь-Колыванской складчатой зоны почти под прямым углом изменяют свое простирание с северо-востока на юго-запад и погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Средний градиент погружения фундамента в северном направлении составляет 200 м на 100 км. Наиболее крупные структуры герцинид – Пыль-Караминский антиклинорий, Назино-Сенькинский мегаантиклинорий. Ось последнего проходит через села Лукашкин Яр, Амбарное, Сенькино. Эта структура вкрест простирания разбита на три блока грабен-рифтами – Колтогорско-Уренгйским, Усть-Тымским и Чузикским.

Породы, слагающие фундамент, представлены осадочными, вулканогенными, осадочно-вулканогенными и интрузивными формациями палеозойского и допалеозойского возраста. Состав пород весьма разнообразен: сланцы, песчаники, известняки, доломиты, аргиллиты, мергели, туфы, туфопесчаники, алевролиты, диабазы, гнейсы, гранитогнейсы, базальты и др.

Мезозойско-кайнозойский чехол плиты разделяется на два крупных надпорядковых элемента:

1. Внешний структурно-тектонический пояс Западно-Сибирской плиты, характеризующийся развитием положительных структур;

2. Внутреннюю структурно-тектоническую область (Рудкевич, 1969; Геологическое..., 1999 и др.). Граница между ними проводится по зоне наибольшего погружения чехла или выклинивания юрских отложений. В пределах Внешнего пояса глубина до палеозойского фундамента не более 3 км (Геологическое..., 1999), по В.А. Конторовичу (2002) – не более 2 км. Внутренняя область характеризуется значительными и резкими перепадами глубин до поверхности фундамента – от 500 до 2500–3000 м (Сурков, Жеро, 1981).

В настоящее время установлено, что главным фактором структурообразования в платформенном чехле являются движения структурных зон и блоков фундамента (Ростовцев, 1958, Гулари, 1962, Конторович и др., 1975; Геологическое..., 1999; Конторович, 2002 и др.). Исследователи отмечают тектоническую природу двух основных субширотных и субмеридиональных направлений, наблюдаемых в рельефе как юго-востока равнины, так и всей Западно-Сибирской равнины. По результатам сейсмостратиграфических исследований В.А. Конторовича (2002), в пределах Томской области выделяются два типа разрывных нарушений: 1) затухающие в базальных горизонтах осадочного чехла; 2) секущие юрскую толщу пород и значительную часть меловых отложений. Последние могут трансформироваться и в значительной мере связаны с современным тектоническим строением территории.

В составе мезозойско-кайнозойского чехла выделяются три комплекса: нижне-, собственно- и верхнеплитный (неотектонический). Первый комплекс с региональным несогласием перекрывает покровно-складчато-глыбовую поверхность доюрского фундамента (табл. 1.1). Он охватывает верхне- и среднетриасовые (на севере территории), а в основном нижне- среднеюрские отложения (Богоявленская, 1991; Геологическое..., 1999). Собственно плитный комплекс юго-востока Западно-Сибирской плиты состоит из морских отложений юрского возраста, морских, прибрежно-морских и континентальных осадков мела и частично палеогена. Верхнеплитный (неотектонический) комплекс охватывает верхние эоцен-четвертичные отложения.

Олигоцен-четвертичный комплекс отложений чехла представляет особый интерес, поскольку в нем развиваются различные процессы

Таблица 1.1

Обобщенная стратиграфическая колонка Западно-Сибирской плиты  
(Богоявленская и др., 1991)

Система	Отдел	Ярус	Связь	Толща	Колонка	Мощность, м	Литоляги, фации и название	
Четвертичная	Настоящая	Плейстоцен	Верхний, средний, нижний	Флювиогляциальный		до 1 до 300	Песчаные, глинистые, супесчаные	
		Майкопан	—			50 — 300	Гравелистые	
Палеоген	Нижний	Болшевик	Нижний	Флювиогляциальный		до 1000	Образованы в условиях орошения, в основном из глинистых сланцев, известняков, глин	
		Норильский	—			200 — 1000	Песчаные, глинистые, известняки	
Меловая	Верхняя	Датский	Дружногорский	Флювиогляциальный		до 1200	Образованы в условиях орошения, в основном из глинистых сланцев, известняков, глин	
		Медведицкий						
		Холмогорский						
		Солтанский						
		Крыловский						
	Нижняя	Солтанский	Палеогеновый	Прогляциальный		до 1000	Песчаные, глинистые, известняки	
		Альбицкий						
		Аткарский						
		Варфоломеевский						
		Голубицкий						
Юрская	Верхняя	Валаамский	Палеозойский	Прогляциальный		до 1000	Глинистые, известняки, известняки, известняки	
		Варфоломеевский						
		Голубицкий						
		Валаамский						
		Варфоломеевский						
	Нижняя	Средняя	Солтанский	Палеозойский	Прогляциальный		до 1000	Глинистые, известняки, известняки, известняки
			Киммериджский					
			Ольгинский					
			Кемунский					
			Бетовский					
Средняя	Нижняя	Бетовский	Палеозойский	Прогляциальный		до 1000	Песчаные, известняки	
		Бетовский						
Нижняя	Средняя	Бетовский	Палеозойский	Прогляциальный		до 1000	Песчаные, известняки, известняки, известняки	
		Бетовский						
Нижняя	Средняя	Бетовский	Палеозойский	Прогляциальный		до 1000	Песчаные, известняки, известняки, известняки	
		Бетовский						
							Средний фундамент	

рельефообразования, в том числе и болотообразование. Вследствие этого характеристика неотектонического комплекса пород дается более полно.

Олигоценые отложения в правобережье р. Оби, в пределах Томской области, развиты повсеместно. Они выполняются с поверхности Тегульдетскую впадину, развиты по всему среднему Причумыльмью, встречаются в бассейнах Кети, Пайдугиной. Мощность их достигает 123 м (Головеров и др., 1984; Шацкий, 1984). Породы олигоцена выходят на дневную поверхность в бассейне Тыма, где описаны нами в обнажении Козин Яр. Литология и генезис отложений разнообразны. Это аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные и озерно-болотные породы. Среди них преобладают тяжелые суглинки и легкие глины, но широко развиты пески и алевриты. Суглинки и глины насыщены детритом, включают обломки углефицированной древесины, каолин. В глинистых породах олигоцена содержится до 50–94 % пылеватых частиц. Породы некарбонатные, незасоленные, слабо намокают в воде. Естественная влажность их колеблется от 18 до 60 %, пористость высокая – до 45–60 % (Герасимова и др., 1971; Инженерная геология, 1976). Пески олигоцена чаще мелкозернистые и пылеватые с преобладанием фракций 0,25–0,1 мм (47–87 %), водонасыщены.

Отложения морского палеогена в левобережье р. Оби распространены в бассейнах рек Васюгана, Нюрольки, Чижапки и Ильяка. Это плотные глины, часто жирные, местами тонкослоистые с присыпками и линзочками алеврита, песка или песчаника в основании талицкой свиты. Залегают они на породах верхнего мела, а их мощность достигает 72 м во впадинах и сокращается до 20 м на положительных структурах (Кривенцов, 1984). Эоцен также представлен морскими осадками, преимущественно глинами с тонкими прослойками и присыпками алеврита и песка. На морских осадках залегают континентальные палеогеновые отложения, имеющие аллювиальный, озерный, озерно-аллювиальный, болотный генезис – глины, пески, алевриты с линзами лигнитов и бурых углей. Залегая на междуречьях на глубине от 10 до 90 м, отложения верхнего палеогена местами вскрываются реками (Нюролкой, Тымом и др.). Описанные выше отложения олигоцена относятся к некрасовской серии (см. табл. 1.1).

*Неогеновые отложения* с размывом залегают на породах олигоцена и имеют континентальный генезис, в разрезе преобладают пески (рис. 1.3). Миоценовые отложения – это пески разнородные с гравием и галькой, каолином. Преобладают среднезернистые пески фракции 0,5–0,25 мм (до 50–90 %) и фракции 0,25–0,1 мм (до 50–72 %).

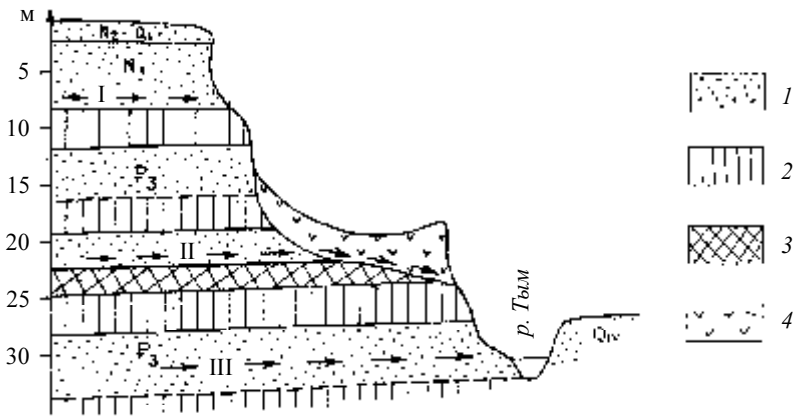


Рис. 1.3. Разрез на обнажения. Козин Яр на р. Тюме: 1 – пески; 2 – суглинки и глины; 3 – суглинки с обугленными древесными остатками; 4 – тело оползня; I – III – выходы подземных вод (Евсеева, Земцов, 1990)

В естественном состоянии пески уплотнены, пористость изменяется от 31 до 37 %. Пески обычно водонасыщены до пльвунов, коэффициент фильтрации достигает 18–30 м/сут (Герасимова и др., 1971; Инженерная геология, 1976). Миоценовые отложения выходят на дневную поверхность по р. Тыму в обнажении Компасский Бор. Это озерные глины с детритом, пески с детритом и стволами древесины (Горбунов, 1962). Плиоценовые отложения имеют озерный, озерно-аллювиальный, а на юге – субаэральный генезис.

*Четвертичные отложения.* Мощность их достигает 69 м, при средних значениях 20–40 м. Древнейшие отложения четвертичной системы на территории Томской области распространены повсеместно в составе кочковской, смирновской свит и занимают все водораздельные пространства (Сильвестров, 1997). Их нет в пределах придолинных и террасовых образований современной речной сети (рис. 1.4).

Осадки кочковской свиты развиты в восточной и юго-восточной частях Томской области, где слагают наиболее высокую гипсометрическую ступень с абсолютными высотами 140–250 м. В основании этих отложений залегают породы плиоцена – аллювиальная часть кочковской свиты, называемая ранее нижнекочковской подсвитой (рис. 1.5), реже отмечаются породы олигоцена. Кочковская свита сложена толщей плотных глин, реже тяжелых суглинков с прослоями и линзами песков.

Мощность прослоев и линз 2–12 м. Пески мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, часто переходят в алевриты. В составе песков преобладают частицы 0,5–0,25 мм (26–46 %) и 0,25–0,1 мм (39–59 %). Суглинки и глины мало просадочны, влажность их составляет 0,08–0,31, коэффициент пористости – 0,53–0,76. Верхняя часть глинистой толщи кочковской свиты облессована до глубины от 1–3 до 10 м. Лессовидные суглинки и глины содержат много пылеватых частиц (45–72 %) и глинистых частиц (20–40 %). Содержание крупной пыли (0,05–0,01 мм) достигает 30–55 % (Герасимова и др., 1971, Коломенская и др., 1977). Отложения слабо и неравномерно гумусированы (0,1–0,3 %, местами до 1–5 %).

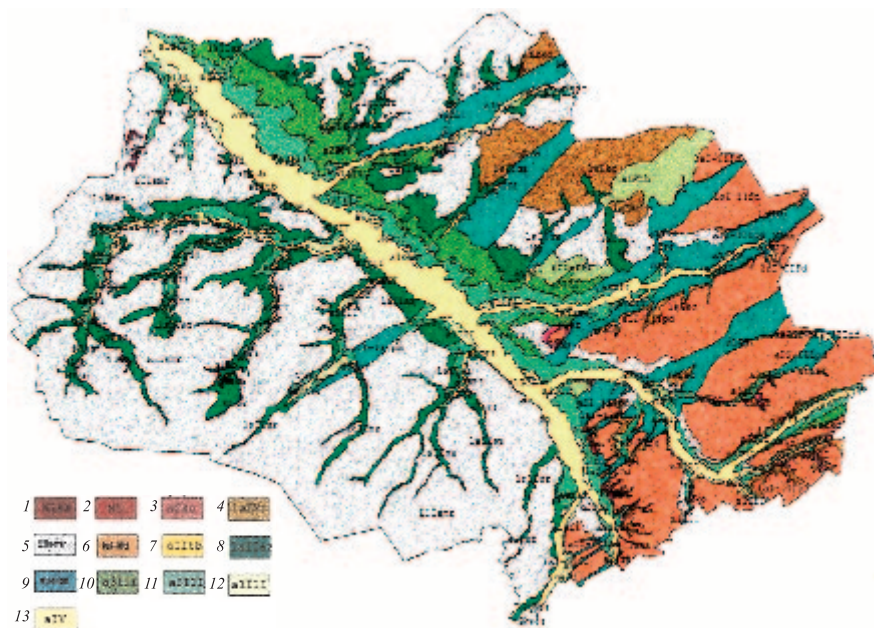


Рис. 1.4. Карта плиоценовых и плейстоценовых отложений (Сильвестров, 1997). В основании обнажений показаны: 1 – абросимовская свита; 2 – миоценовые отложения; 3 – кочковская свита. На поверхности, под покровными и болотными отложениями снятыми показаны: 4 – кочковская свита, верхняя подсвита; 5 – смирновская свита; 6 – федосовская свита; 7 – тобольская свита; 8 – сузгунская толща (свита); 9 – пайдугинская свита; 10, 11, 12 – третья, вторая и первая надпойменные террасы; 13 – пойменная терраса

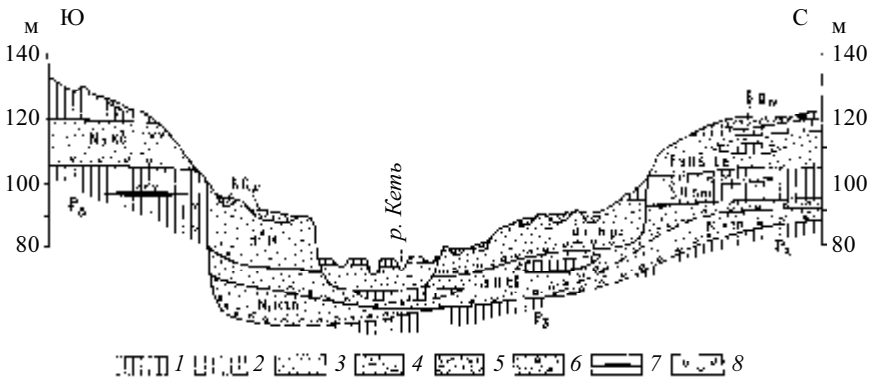


Рис. 1.5. Схема взаимоотношений четвертичных отложений бассейна р. Кеть (Евсеева, Земцов, 1990): 1 – глины, 2 – супеси, 3 – пески, 4 – пески глинистые (пылеватые), 5 – торф, 6 – пески разнозернистые с гравием и галькой, 7 – бурые угли и лигниты, 8 – растительный детрит

На Тым-Вахском и Тым-Кетском междуречьях карбонатность пород близка к 0 %, южнее долины р. Кеть она возрастает до 11 %, а в бассейне Чулыма – до 23,5 % (Коломенская и др., 1977). Влажность глинистых пород изменяется от 14 до 33 % на плоских участках, а на дренированных составляет 8–16 %.

Для отложений кочковской свиты характерна механическая суффозия. Пески кочковской свиты часто водонасыщены, коэффициент фильтрации песков изменяется от 0,6–2,4 до 9–20 м/сут. (Инженерная..., 1976). Такие колебания объясняются тем, что пески глинистые, величина пылеватой фракции в них достигает 27 %. На повышенных участках с глубоким залеганием грунтовых вод не исключена просадочность. Лессовидные суглинки неводостойкие, легко размываются, а в условиях хорошей дренированности подвержены суффозии (Герасимова и др., 1971).

Отложения смирновской толщи развиты с поверхности на левобережье Оби, на Тым-Вахском междуречье, фрагментами на Кеть-Тымском и Обь-Томском междуречьях. Это однородная суглинистая толща с горизонтами погребенных почв, с прослоями песков, супесей. Глины вязкие, слабокарбонатные, с гидроокислами железа, местами встречаются мелкие бобовины лимонита и углефицированные растительные остатки. Генезис осадков смирновской толщи озерно-аллювиальный, они мало



отличаются от пород кочковской свиты и очень постепенно сменяют последние. Мощность облессованной толщи – первые метры.

Осадки федосовской свиты широко развиты на юго-востоке области – на междуречьях Оби и Томи, Томи и Яи, Оби и Чулыма, Чулыма и Кети и др. Аналогом федосовской свиты являются тайгинские глины. Гранулометрический состав их хорошо изучен Г.А. Сулакшиной (1968) (табл. 1.2).

Таблица 1.2

**Гранулометрический состав (в %) отложений федосовской свиты  
(Сулакшина, 1968)**

Участок	Размер фракции, мм		
	больше 0,05	0,05–0,005	меньше 0,005
Южный район г. Томска	0,0–15	14–88	6–34
Северный район г. Томска	4–35	55–77	15–30
Левобережье р. Чулым	0,3–18	66–87	8–28

Эти отложения наиболее изучены для южных районов области (Сулакшина, 1968, 1973; Строкова, 1999 и др.). Г.А. Сулакшина (1973) отмечает, что по гранулометрическому, химическому и минералогическому составу породы федосовской (тайгинской) свит очень схожи с осадками верхней части разреза кочковской свиты. Верхняя часть отложений федосовской свиты облессована – это покровные отложения субаэрального генезиса позднеплейстоценового возраста и голоценового возраста (Строкова, 1999). Характеристика этих пород особенно важна, так как современный комплекс экзогенных процессов, в том числе и болотообразование, развивается в основном в покровных отложениях. Они залегают с поверхности и плащеобразно покрывают другие генетические типы рыхлых пород разного состава и возраста на различных геоморфологических уровнях. Мощность отложений – от 1–3 до 12 м (Сулакшина, 1968; Врублевский и др., 1987) (рис. 1.5).

По гранулометрическому составу покровные отложения представлены преимущественно суглинками тяжелыми, в меньшей степени – легкими глинами, супесью, пылеватыми песками, которые залегают прослоями и линзами. Содержание песчаных фракций в породах незначительно, преобладает пылеватая фракция: в песках от 2 до 66 %, в супесях – от 40 до 80 %, в суглинках от 14 до 88 %, в глинах – от 57 до 69 %. Породы слабогумусированы (до 0,7 %), имеют высокую степень карбо-

натности по сравнению с другими стратиграфо-генетическими комплексами, содержание  $\text{CaCO}_3$  составляет 6–7 %, местами до 18,5 % (Строкова, 1999 и др.).

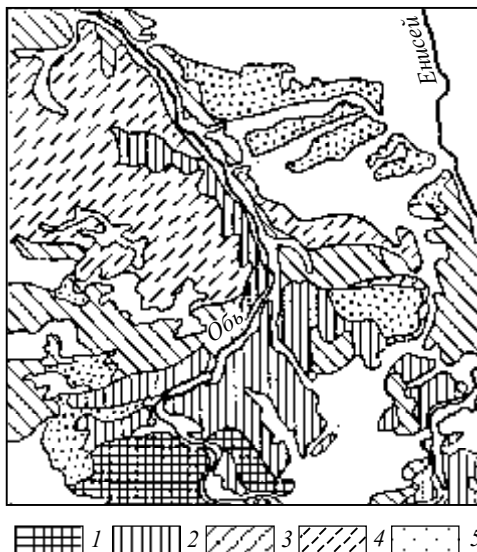
Естественная влажность лессовидных отложений на левобережье Чулыма изменяется от 6 до 34 %, а на западном склоне Томь-Яйского междуречья – от 17 до 40 %. Это объясняется особенностями рельефа и глубинами залегания уровня грунтовых вод и верховодки. Покровные отложения быстро размокают в воде (в течение 2–120 мин), редко встречаются неразмокающие. Слабая водостойкость покровных отложений – основная причина широкого развития эрозионных процессов.

Осадки сузгунской толщи фрагментами развиты как на правобережье, так и левобережье Оби (рис. 1.3). В верхней части разреза сузгунской толщи залегают ширтинско-газовские породы – переслаивание суглинков, глин, супесей и песков. Пески часто водонасыщены. В верхней части разреза этих пород прослеживаются погребенные почвы, измененные мерзлотными пучениями и разорванными псевдоморфозами и ледяными клиньями. Содержание гумуса по разрезу колеблется от 0 до 7 %, составляя в среднем 0–0,2 % (Евсеева, Земцов, 1990). Кроме того, в верхней облессованной части разреза мощностью до 10 м характерно преобладание пылевой фракции (30–60 %), содержание карбонатов колеблется от 0,1 до 8 %. Естественная влажность изменяется от 2 до 15 % на дренированных участках, до 20–30 % – на недренированных (Герасимова и др., 1971). Породы в основном не просадочные, не водостойкие, легко размываются и в условиях хорошей дренированности подвержены суффозии. Лессовидные суглинки третьей и второй надпойменных террас обладают просадочностью, легко размываются.

Краткая характеристика четвертичных отложений, на поверхности которых происходит болотообразование, показывает, что при общей схожести свойств покровных нерасчлененных осадков верхнеплейстоценового-современного возраста имеются и различия, связанные с генетическими особенностями материнских пород и их возрастом (рис. 1.6).

Различия в возрасте материнских пород, их литологии, рельефе и его расчлененности, степени увлажнения, наличие или отсутствие карбонатов, содержания обменных катионов ( $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ) и др. определили формирование элювия (коры выветривания). Процесс формирования коры выветривания весьма длительный (десятки миллионов лет), но заведомо четвертичными являются коры выветривания, развитые на

Рис. 1.6. Фрагмент схематической карты распространения лессовых пород (Золотарев, 1983): лессовые породы водораздельных пространств: 1 – большой мощности (20–40 м и более), просадочные; 2 – мощностью 5–15 м (до 30 м), просадочность чаще проявляется при дополнительных нагрузках; 3 – лессы и лессовидные средней мощности (чаще 5–10 м), слабо-просадочные при дополнительных нагрузках; 4 – чаще непросадочные; 5 – с различной, обычно слабой просадочностью



миоцен-плиоценовых поверхностях выравнивания (Чистяков и др., 2000). В корях выветривания так называемого полного профиля выделяются ряд зон (рис. 1.7), но в корях неполного профиля одна-две зоны могут отсутствовать.

На рис. 1.8 показаны условия формирования современного элювия юго-востока Западно-Сибирской равнины. Неотъемлемой частью коры выветривания является почва.

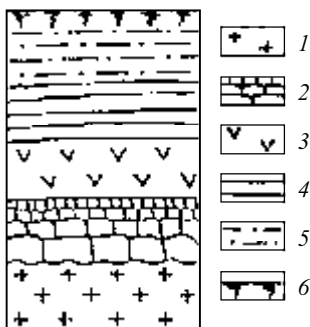


Рис. 1.7. Принципиальная схема коры выветривания: 1 – коренные породы; 2 – зона дезинтеграции; 3 – зона выщелачивания; 4 – зона глинистых минералов; 5 – зона оксидов; 6 – почва (Чистяков и др., 2000)

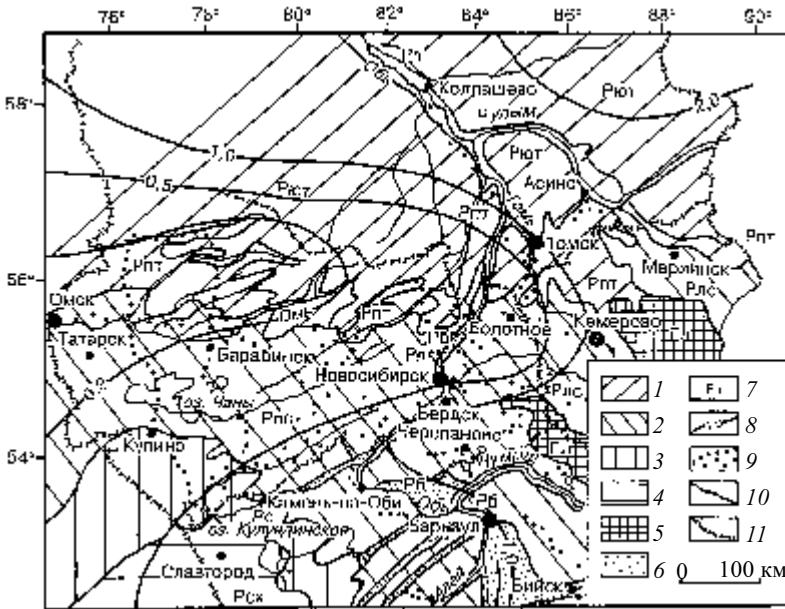


Рис. 1.8. Схема районирования региона по условиям формирования современного элювия (Геологическое..., 1999): 1 – таежная зона с подзонами южной тайги (Рют) и подтайги (Рпт): болотные ландшафты – миграция элементов преимущественно в органокомплексных соединениях в условиях глеевых обстановок с ультрапресными (до 50 мг/л) кислыми (рН 3,5–5,5) водами верховых болот, со слабopресными (100 мг/л) слабoкислыми (рН 5,5–6,5) водами водораздельных низинных болот и с пресными (100–200 мг/л) нейтральными (рН 6,5–7,5) водами долинных низинных болот; ландшафты тайги – миграция элементов преимущественно в ионнорастворимых формах в условиях окислительных, реже глеевых обстановок с пресными (200–400 мг/л) околoneйтральными (рН 6,5–7,5) водами низкогорий и пресными (300–500 мг/л) от нейтральных (рН 6,5–7,0) до слабощелочных (рН 7,5–8,0) водами предгорий и равнин; 2 – лесостепная зона (Рлс): миграция элементов в гидрокарбонатной форме в условиях окислительной геохимической обстановки с пресными (до 1000 мг/л) околoneйтральными (рН 6,5–7,5) водами на залесенных участках и с солончатями (1000–3000 мг/л) нейтральными (рН 7,0–7,5) и слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами на безлесных участках и с солеными (более 3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами в безлесных пониженных участках; 3 – степная зона (Рс): миграция элементов преимущественно в гидрокарбонатной форме с подчиненным значением сульфатной и хлоридной форм в условиях окислительных обстановок с солончатями (1000–3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,0) и околoneйтральными (рН 7,0–7,5) водами, развитыми на значительной площади этих

ландшафтов, и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (рН > 8,5) и слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; 4 – *сухостепная зона (Рсх)*: миграция элементов преимущественно в сульфатной и хлоридной формах с подчиненным значением гидрокарбонатных форм в условиях окислительных обстановок с соленоватыми (1000–3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,0) водами, развитыми на большей части площади этих ландшафтов и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (рН > 8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; 5 – *зона ортоэлювиальных ландшафтов низкого-рий (Гл)*: миграция элементов преимущественно в ионно-растворимых формах в условиях окислительных обстановок с пресными (200–400 мг/л) слабокислыми (рН 5,5–6,5) до нейтральных (рН 6,5–7,0) водами; 6 – боровые террасы и древние ложбины стока (Рб); 7 – поймы крупных рек (Рп); 8 – изолинии (л/(с·км<sup>2</sup>)) модулей подземного стока (Экогеохимия..., 1996); 9 – точки заложения региональных разрезов; 10 – границы почвенно-географических зон; 11 – административные границы

### 1.3. Рельеф и природные рельефообразующие процессы

Географические системы – это сложные природные и природно-антропогенные системы на поверхности Земли. Они имеют территориальную структуру и являются ареной жизнедеятельности человека. Рельеф земной поверхности, наряду с литогенной основой, является базисом ландшафтов, выполняя определенные функции. При ландшафтном анализе территории к ним относятся (География, общество, 2004):

- участие рельефа в распределении потенциальной гравитационной энергии в пространстве и времени: рельеф направляет движение вещественных потоков;

- разделительные и объединительные функции: наличие рельефа способствует двум видам перемещения гравитационных потоков вещества – радиальному и латеральному; рельеф координирует соотношение названных потоков;

Рельеф – один из важных факторов, определяющих интенсивность проявления различных процессов рельефообразования, в том числе и болотообразования. Влияние рельефа на развитие болот многообразно и связано с крутизной склонов, морфологией междуречий, долин и минерального ложа болот, уклонов тальвегов, распределением атмосферных осадков, температуры, глубиной залегания грунтовых вод, степенью расчленения рельефа, а также развитием ряда эндогенных и экзогенных процессов и др.

### 1.3.1. Общие черты орографии и морфоструктура

Рельеф юго-востока Западно-Сибирской равнины достаточно сложен, выделяются крупные орографические элементы – наклонные равнины, плато, низменности (рис. 1.9).



Рис. 1.9. Фрагмент орографической схемы Западно-Сибирской равнины

Крупные элементы имеют субмеридианальное направление – Обь-Тымская низменность, Кетско-Тымская, Васюганская наклонные равнины и субширотное (Приаргинская, Чулымская, Восточно-Барабинская наклонные равнины и северо-восточная оконечность Приобского плато). Последние образуют две субширотные ступени рельефа, снижающиеся на северо-запад. Это Приобско-Аргинская ступень (Приобское плато и Приаргинская наклонная равнина) с абсолютными высотами 150–270 м и Барабинско-Чулымская ступень (Восточно-Барабинская и Чулымская наклонные равнины с отметками 120–190 м). Таким образом, в рельефе области достаточно четко выделяются гипсометрические уровни от менее 50 м до 200 м и более (рис. 1.10). Река Обь делит территорию на относительно возвышенную правобережную часть и относительно пониженную левобережную. Наиболее возвышено Томь-Яйское междуречье, где расположены высоты более 270 м, а минимальные высоты (30–50 м) приурочены к крайнему северо-западу территории Томской области. На общий ступенчатый план территории накладывается западно-северо-западный уклон, хорошо подчеркиваемый соответствующей ориентировкой большинства речных долин.

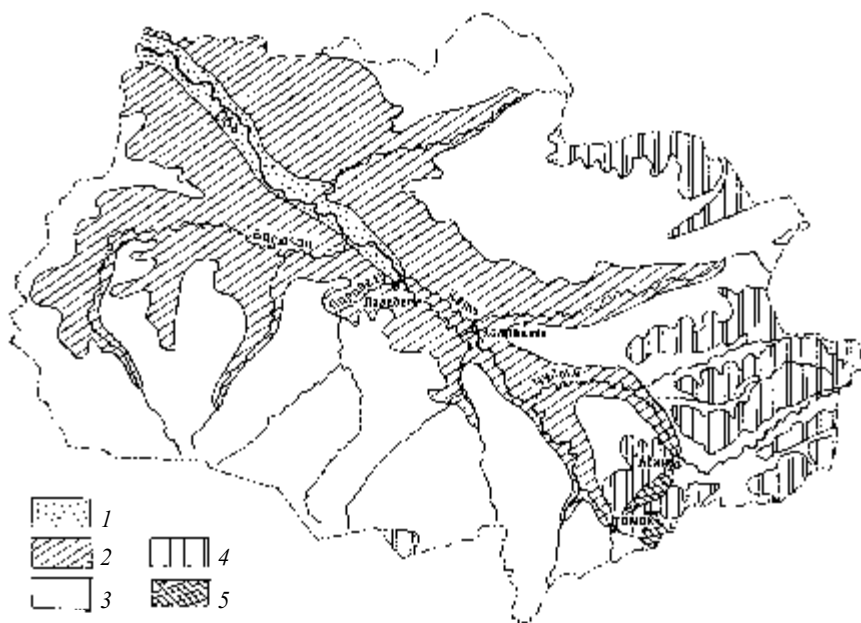


Рис. 1.10. Гипсометрическая схема Томской области:

1 – менее 50 м; 2 – 50–100 м; 3 – 100–150 м; 4 – 150–200 м; 5 – более 200 м

Особенностями рельефа исследуемой территории являются: 1) наличие древних ложбин стока, пересекающих Обь-Енисейское междуречье с северо-востока на юго-запад (рис. 1.11). Система ложбин стока поражает масштабностью флювиальных процессов. Ложбины стока представлены серией линейно вытянутых форм рельефа. Длина их в пределах области достигает 300 км, а ширина – до 70 км. Многие из них освоены современной речной сетью; 2) высокая степень заболоченности территории.

Сопоставление основных крупных орографических элементов юго-востока Западно-Сибирской равнины с рельефом поверхности фундамента, тектонической картой фундамента и структурами мезозойско-кайнозойского чехла показывает, что эти элементы рельефа имеют тектоническое происхождение и относятся к категориям морфоструктур. Морфоструктура – это геологическая структура, находящая отражение в современном рельефе и имеющая генетическую часть с последним (Герасимов, 1959). Морфоструктура в значительной степени определяет

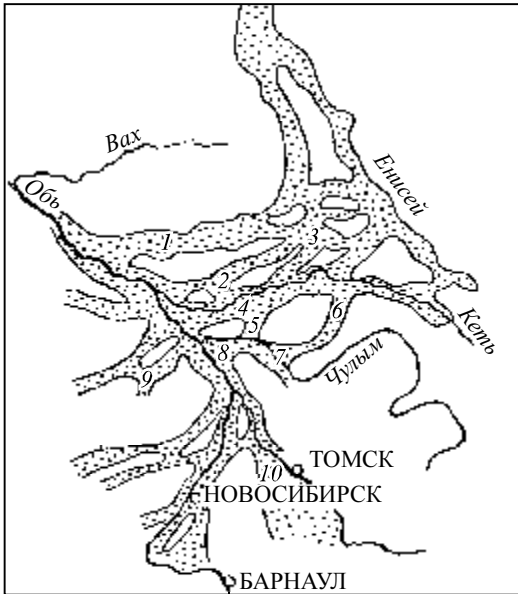


Рис. 1.11. Ложбины древнего стока (по Синельникову Д.А., 1983). Ложбины: 1 – Тымская, 2 – Пайдугинская, 3 – Орловская, 4 – Кетская, 5 – Нибегинская, 6 – Улулюльская, 7 – Мало-Большоуксинская, 8 – Лайская, 9 – Чузыкская, 10 – Чернореченская

условия развития и проявления многих компонентов природы (рельефообразование, условия залегания подземных вод, в том числе и заболачивание).

В пределах исследуемой территории основные морфоструктуры можно объединить в две группы:

1) положительные морфоструктуры –

Кетско-Тымская, Чулымская, Васюганская, Приаргинская, восточная часть Восточно-Барабинской наклонных равнин и северо-восточная оконечность Приобского плато; 2) отрицательные морфоструктуры – Обь-Тымская низменность (рис. 1.12).

Часть положительных морфоструктур – Приобское плато, Чулымская, Восточно-Барабинская и Кетско-Тымская наклонные равнины располагаются в южной, юго-восточной и восточной частях области, где они, по М.Е. Городецкой (1975), формируют Внешний относительно возвышенный морфоструктурный пояс (рис. 1.13).

Этот пояс расположен в пределах Внешнего структурного пояса Западно-Сибирской плиты. В настоящее время общепринято, что для Внешнего пояса характерно наличие в основном незамкнутых и полужамкнутых положительных структур различного порядка. В них наблюдается сокращенный разрез мезозойско-кайнозойского чехла (см. рис. 1.2, 1.14), из которого местами выпадает ряд свит и слоев, что указывает на значительную тектоническую активность этих структур и тесную связь их с развитием активизированных районов складчатого обрамления (Ростовцев, 1958; Рудкевич, 1969; Конторович, 2002 и др.).



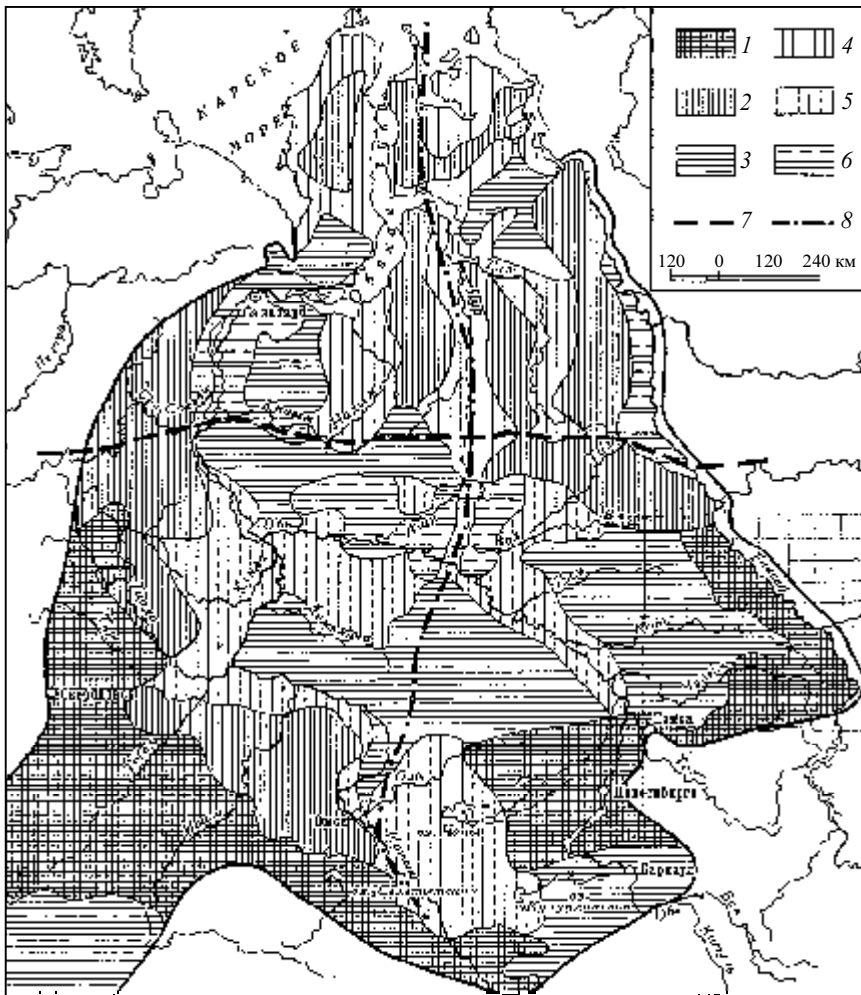


Рис. 1.12. Схема типов морфоструктур (соотношения крупных элементов современного рельефа и структур мезо-кайнозойского чехла) Западно-Сибирской и Тургайской равнин (Городецкая, 1975). Положительные морфоструктуры: 1 – прямые, 2 – гетерогенные, преимущественно прямые, 3 – гетерогенные, преимущественно инверсные. Отрицательные морфоструктуры: 4 – прямые, 5 – гетерогенные, преимущественно прямые, 6 – гетерогенные, преимущественно инверсные. Оси зон основных морфоструктурных линейментов: 7 – субширотного – Трансзападносибирского, 8 – субмеридионального Омско-Пурского

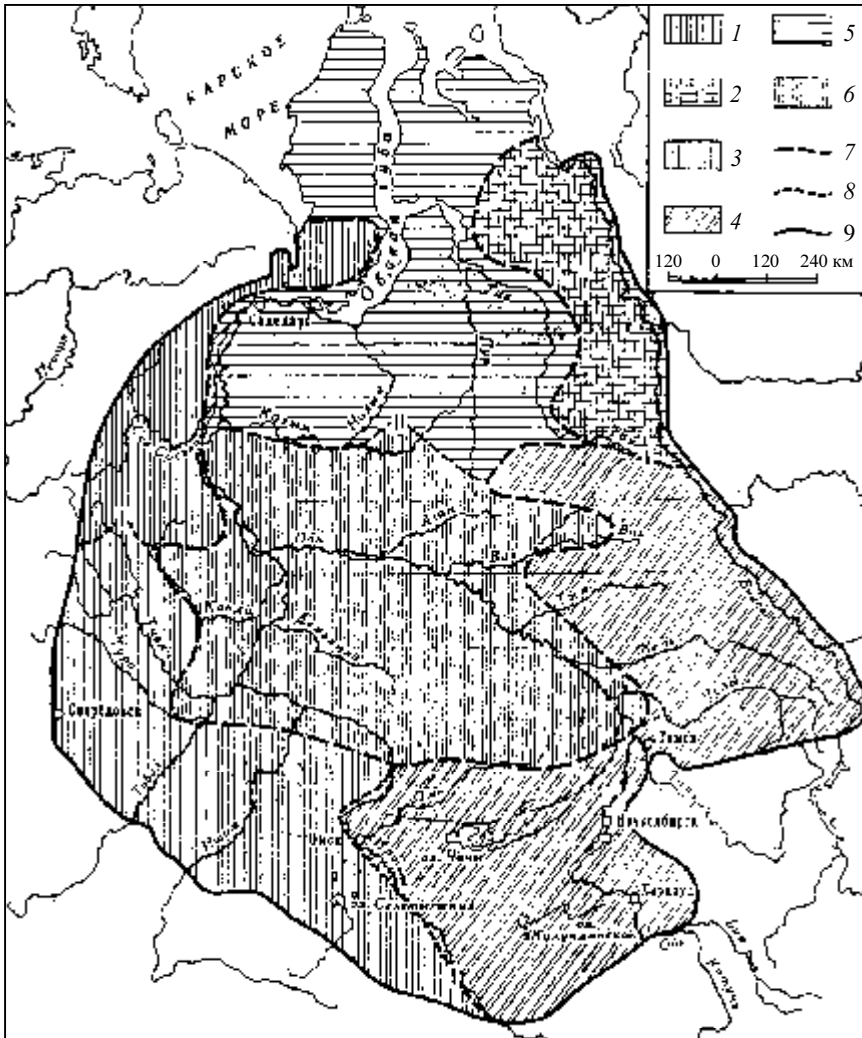


Рис. 1.13. Схема морфоструктурного районирования Западно-Сибирской равнины (Городецкая, 1975): I – Внешний относительно повышенный морфоструктурный пояс. Районы: 1 – Северо-Западный, 2 – Северо-Восточный, 3 – Юго-Западный, 4 – Юго-Восточный. II – Внутренняя, относительно пониженная морфоструктурная область. Районы: 5 – Северный, 6 – Южный. Границы: 7 – Внешнего пояса и Внутренней области, 8 – морфоструктурных районов, 9 – Западно-Сибирской равнины

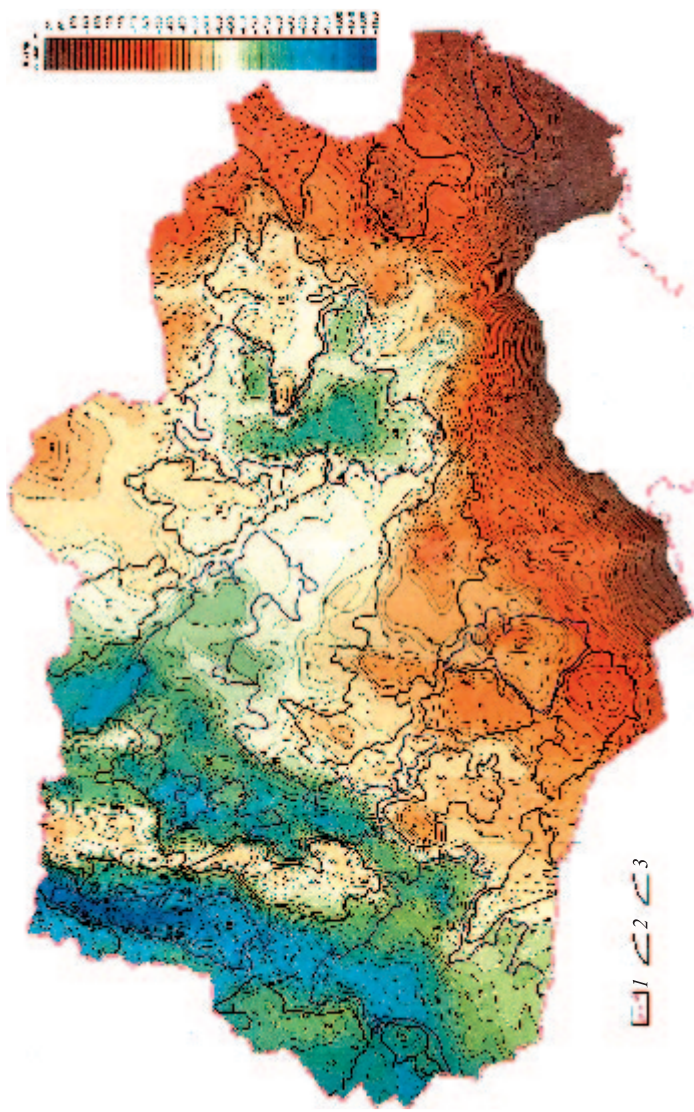


Рис. 1.14. Карта коньяк-кайнозойских отложений (Конторович, 2002): 1 – граница Томской области; 2 – контуры положительных структур, выделенных по горизонту П<sup>1</sup>; 3 – контуры отрицательных структур, выделенных по горизонту П<sup>1</sup>. Номера основных структур: 1 – Нижневартовский свод; 2 – Каймысовский свод; 3 – Крапивинско-Моисеевское куполовидное поднятие; 4 – Александровский свод; 5 – Средневазюганский мегавал; 6 – Пудинское мезоподнятие; 7 – Гореловское мезоподнятие; 8 – Лавровский мезовыступ; 9 – Калганский мезовыступ; 10 – Парабельский мезовыступ; 11 – Пыль-Караминский мегавал; 12 – Пайдугинский мегавал; 13 – Владимирский мегавыступ; 14 – Ярский мегавыступ; 15 – Степановское мезоподнятие; 16 – Колтогорский мезопрогиб; 17 – Восточно-Пайдугинская метавпадина; 18 – Усть-Тымская метавпадина; 19 – Бакчарская метавпадина; 20 – Восточно-Пайдугинская метавпадина; 21 – Тегульдетский мезопрогиб; 22 – Барабинско-Пихтовая мегамоноклинал

Васюганская равнина и Обь-Тымская низменность, по М.Е. Городецкой, относятся к Внутренней относительно сниженной морфоструктурной области, которая в общих чертах совпадает с Внутренней структурно-тектонической областью плиты. Для нее характерно распространение замкнутых положительных и отрицательных тектонических элементов. Незамкнутые структуры здесь играют роль зон сочленения.

Граница между Внешним поясом и Внутренней областью проводится В.А. Конторовичем (2002) по региональной изогипсе – 2000 м (рис. 1.14), где происходит смена градиента отметок структурной поверхности и начинается резкое уменьшение глубин залегания баженовского горизонта в юго-восточном и восточном направлениях (в направлении обрамления плиты) вплоть до выклинивания юрского осадочного мегакомплекса. Для этого района характерно отсутствие крупных замкнутых и полужамкнутых структур до I порядка включительно. В пределах исследуемой территории большую часть занимает Барабинско-Пихтовская моноклиза, где глубина залегания баженовского горизонта от 2000 до 500 м. В качестве самостоятельных тектонических элементов, осложняющих Внешний пояс, выделяются Белоярский выступ, Степановское мезоподнятие, Ярский мезовыступ и Тегульдетская мезовпадина (Конторович, 2002).

Территория, в пределах которой глубина залегания баженовской свиты регионально увеличивается от 2000 до 2400 м, является, по сути, ступенью – переходной зоной, сочленяющей Внешний пояс и Внутреннюю область. Для переходной ступени характерно развитие мега- и мезовыступов (Межовский, Парабельский, Владимирский мегавыступы, Калгачский мегавступ и др.).

Территория, расположенная на уровне региональной изогипсы глубже –2400 м. относится к Внутренней области плиты (рис. 1.14). Здесь развиты положительные и отрицательные положительные тектонические структуры (Нижневартовский свод, Колтогорско-Нюрольский желоб и др.). При морфоструктурном районировании области нами за границу между Внешним поясом и Внутренней областью принята изогипса –2000 м. Более подробно морфоструктурное районирование Томской области изложено в работах Н.С. Евсеевой, В.А. Лыготина (2002), Н.С. Евсеевой (2009) (табл. 1.3).

Анализ материалов по тектонике фундамента и чехла и их соотношение с рельефом земной поверхности, опубликованные за последние 10–20 лет (табл. 1.3), показывает, что морфоструктуры в пределах

Таблица 1.3

## Соотношение крупных черт рельефа с элементами геологической структуры и новейшими тектоническими элементами (Евсеева, 2009)

Орографический	Тектонический элемент фундамента	Тектонический элемент чехла	Новейший тектонический элемент
Приаргинская наклонная равнина	В зоне блоков, выступов салаирской и каледонской складчатости, на западе – в зоне Новосибирского антиклинория герцинской складчатости. Глубина залегания поверхности фундамента от первых метров до 1–2 км	В зоне Приалтае-саянской моноклизы – области Внешнего пояса плиты с сокращенным разрезом чехла и отсутствием закономерностей в соотношении структур чехла и структурных зон фундамента	В зоне Кийско-Чулымской впадины и Салаирско-Кузнецкого крупного приподнятого блока. Амплитуда новейших поднятий в центральной и восточной частях 100–150 м, в пределах Томь-Яйского междуречья 150–300 м
Чулымская наклонная равнина	Преимущественно в зоне блока салаирской складчатости, на крайнем востоке области в зоне докарельской и карельской складчатости, переработанных байкальским тектогенезом. Глубина залегания поверхности фундамента 2–3 км и лишь в Тегульдетской впадине 3–5 км	Расположена в зоне впадин, осложненных рядом положительных структур разного порядка: структуры первого порядка – Степановский свод, Чулымский структурный мыс, Тегульдетская впадина и др.	В основном в зоне Кетско-Тымской структурной ступени. Амплитуда новейших поднятий в основной 100–150 м, местами 50–100 м
Кетско-Тымская наклонная равнина	В основном блоке салаирской складчатости и Пыль-Караминского мегаантиклинория. Глубина залегания поверхности фундамента в основном 3–4 км, местами – 5 км	В зоне мегасинклиналей, впадин, осложненных положительными тектоническими структурами – Кананакской антиклиналью, Лымбельским, Владимировским сводами и др.	Расположена в зоне 3-х основных новейших тектонических элементов: Тымско-Сымской (на востоке), Приобской (на западе) структурных ступеней, Кетско-Тымского прогиба (на юге). Амплитуда новейших поднятий от 50–100 м до 150–200 м

Продолжение табл. 1.3

Орографический	Тектонический элемент фундамента	Тектонический элемент чехла	Новейший тектонический элемент
Восточно-Барабинская наклонная равнина	В зоне позднегерцинской складчатости: на юге – в пределах Новосибирского антиклинория, на севере – в пределах антиклинорных зон инверсионного типа развития. Глубина залегания поверхности фундамента от 0,5 до 2–2,5 км	В пределах Приалтае-саянской моноклизы – Барабинско-Пихтовой моноклинали	В пределах Шегарского сводообразного поднятия. Амплитуда новейших поднятий: на крайнем юге области 150–200 м, на остальной территории 100–150 м
Васюганская наклонная равнина	В зоне блоков фундамента герцинской складчатости, осложненных антиклинориями, синклинориями, ранне-мезозойскими грабен-рифтами, блоками байкальского орогенеза и др. Глубина залегания поверхности фундамента от 2 до 5 км	В области мегасинклиналей, осложненных положительными структурами разного порядка (Гужихинская антиклиналь, Сенькинская и др.), а также желобами (южная часть Колтогорско-Уренгойского мегажелоба, Усть-Тымский желоб и др.), впадины	В основном в пределах 3-х новейших элементов: Средневасюганской структурной террасы, Васюгано-Чузикской структурной террасы и Колпашевского структурного залива. Амплитуда новейших поднятий на большей части 50–150 м, а в верховьях Бакчара, Кенги, Васюгана 150–200 м
Обь-Тымская низменность	В зоне блока герцинской складчатости, на севере области встречаются блоки салаирской складчатости. Эта зона осложнена серией впадин (Усть-Тымская и др.) выступами (Тибинакский), грабен-рифтами и др.	Область мегасинклиналей, осложненная положительными и отрицательными структурами разного порядка: Назинская антиклиналь, Усть-Тымский желоб и др.	В основном в пределах 2-х новейших элементов: Кетско-Тымского прогиба и Колпашевского структурного залива. Амплитуда новейших поднятий в центральной части 0–50 м, в западной и восточной 50–100 м

Окончание табл. 1.3

Орографический	Тектонический элемент фундамента	Тектонический элемент чехла	Новейший тектонический элемент
	Глубина залегания поверхности фундамента от 2 до 5,5 км		
Приобское плато	Зона сочленения салаирских, каледонских блоков и Новосибирского антиклинория (Томь-Каменский выступ)	Приалтае-Саянская моноклиналь	В зоне Салаиро-Кузнецкого крупного приподнятого блока и Шегарского своодообразного поднятия

исследуемой территории характеризуются различным соотношением рельефа и геологической структуры. Положительные морфоструктуры можно разделить на два подтипа:

- морфоструктуры, в процессе своего формирования объединившие ряд положительных и отрицательных структур разного порядка – Чулымская, Васюганская, Кетско-Тымская наклонные равнины (табл. 1.3).

- в целом прямые унаследованные морфоструктуры, захватившие близлежащие участки с отрицательной морфоструктурой – Восточно-Барабинская, Приаргинская наклонные равнины, восточная часть Приобского плато.

Образование морфоструктур весьма сложное и является, как правило, результатом новейшего тектонического этапа развития территории и существенного влияния разрывной тектоники.

Сопоставление карты новейших тектонических элементов (1978) (рис. 1.15), тектонической карты фундамента Западно-Сибирской плиты (1981, 1995) выявляет высокую связь блоковых структур фундамента и новейших тектонических элементов, определяющих в основном их ориентировку (табл. 1.3). Подобное для Западно-Сибирской плиты отмечает И.П. Варламов (1983). Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. В формировании крупных черт рельефа равнины ведущая роль принадлежит тектоническому фактору; основные орографические элементы современного рельефа – равнины, низменности, относятся к категории морфоструктур, они возникли на гетерогенном складчатом фундаменте и образовались в пределах положительных и отрицательных структур мезозойско-кайнозойского чехла в результате современных тектонических движений.

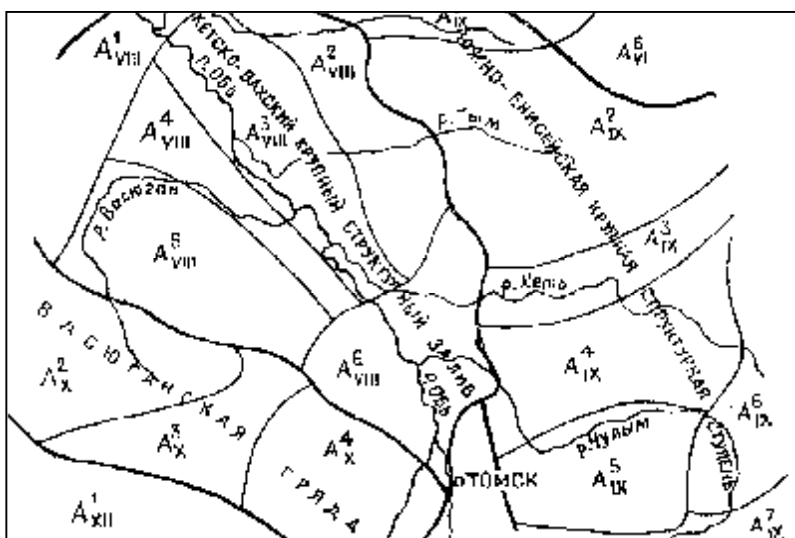


Рис. 1.15. Карта новейших тектонических элементов (ред. Н.А. Флоренсов, И.П. Варламов, 1978):  $A^2_{VIII}$  – Приобская структурная ступень;  $A^3_{VIII}$  – Кетско-Тымский прогиб;  $A^4_{VIII}$  – Среднеvasюганская структурная терраса;  $A^5_{VIII}$  – Васюганско-Чузыкская структурная ступень;  $A^6_{VIII}$  – Колпашевский структурный залив;  $A^2_{IX}$  – Тымско-Сымская структурная ступень;  $A^3_{IX}$  – Кетско-Касский желоб;  $A^4_{IX}$  – Кетская структурная ступень;  $A^5_{IX}$  – Кийско-Чулымская впадина;  $A^6_{IX}$  – Верхнекетско-Чулымская структурная терраса;  $A^2_X$  – Уй-Васюганское валообразное поднятие;  $A^3_X$  – Тартаско-Кенгская седловина;  $A^4_X$  – Шегарское сводообразное поднятие;  $A^1_{XII}$  – Кузнецко-Томский прогиб

2. Внешний морфоструктурный пояс достаточно тесно связан со складчатым обрамлением равнины, он был вовлечен в общее поднятие горного обрамления и наиболее полно отразил неравномерные подвижки отдельных блоков фундамента.

3. Сравнительный анализ крупных современных морфоструктурных элементов и соразмерных им древних структур фундамента и чехла показывает значительное увеличение пояса Внешнего морфоструктурного пояса плиты, выделенного на подошве осадочного чехла (Городецкая, 1975). Это увеличение произошло за счет присоединения к Внешнему поясу плиты периферических участков ее Внутренней области, вовлеченных в новейшее поднятие. Процесс присоединения отрицательных



структур и вовлечение их в поднятие прибортовых участков характерны в основном для южных и восточных районов равнины. Например, в состав Внешнего морфоструктурного пояса вошли крупные отрицательные структуры юго-востока равнины, такие, как Тегульдетская, Киселевская, Алипская впадины, Касский мегапрогиб.

4. Наличие в пределах Западно-Сибирской равнины Внешнего морфоструктурного пояса и Внутренней морфоструктурной области сближает ее с Русской равниной. Ю.А. Мещеряков (1965) отмечает, что краевые зоны обеих равнин характеризуются унаследованностью рельефообразующих тектонических движений и прямой зависимостью между рельефом и движением отдельных блоков фундамента. Это определяет прямой характер морфоструктур этих зон. Рельеф внутренних областей равнины формируется при определяющей роли волнообразных деформаций земной коры.

История развития рельефа территории рассмотрена в работах М.А. Усова (1934), Л.А. Рагозина (1948), В.А. Николаева (1963, 1968, 1988), М.П. Нагорского (1974), М.Е. Городецкой (1975), В.В. Вдовина (1976), С.А. Архипова и др. (1970), И.П. Варламова и И.Г. Зальцмана (1979), А.А. Земцова (1976), Геологическом строении... (1999), С.В. Лещинского (2000), Н.С. Евсеевой (2009) и др. Взаимодействие эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования, неоднократно менявшихся во времени и в пространстве, определило геоморфологическое строение территории.

### **1.3.2. Основные черты геоморфологического строения**

В 2002 г. Н.С. Евсеевой и В.А. Лыгиным построена геоморфологическая карта Томской области в масштабе 1:1000000. На данной карте (рис. 1.16) отражены историко-генетические формы рельефа, представленные в основном разновозрастными и разнопорядковыми (по масштабу, времени формирования) поверхностями. Для исследуемой территории основные историко-генетические элементы, образованные при ведущей роли эпейрогенических («циклических») движений разного порядка (по времени их проявления); 2) историко-генетические элементы рельефа, возникшие при ведущей роли экзогенных факторов рельефообразования. Цветом на карте показан возраст рельефа. Генезис рельефа дается по ведущим экзогенным процессам рельефообразования и отображен в названиях типов рельефа: денудационно-аккумулятивный, водно-ледниковый, эоловый, фитогенный аккумулятивный.

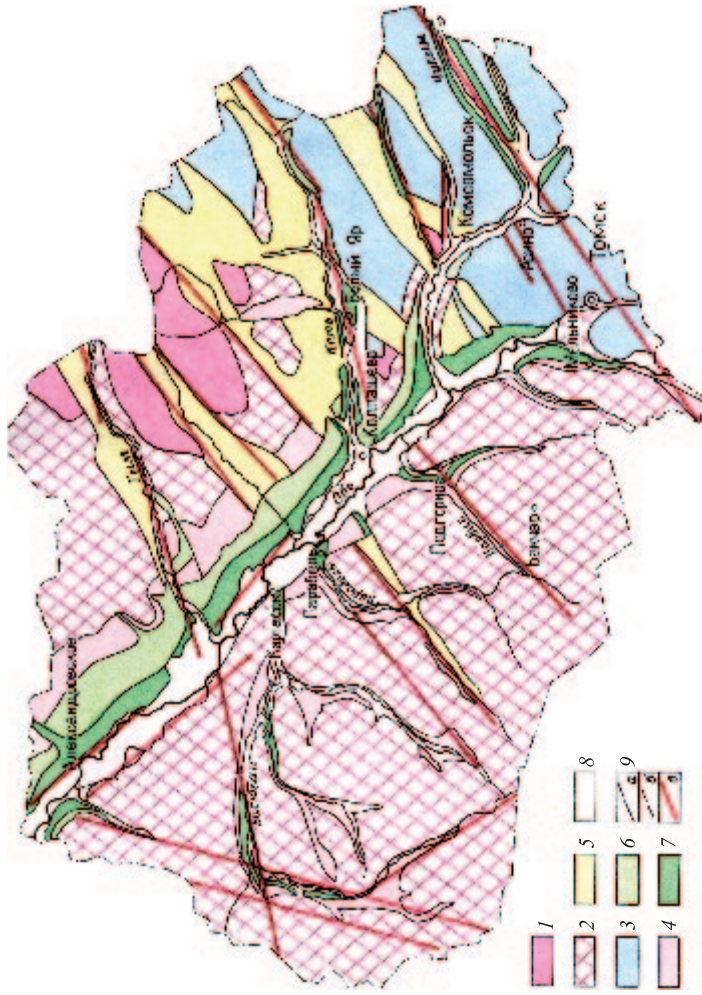


Рис. 1.16. Геоморфологическая карта-схема. Составлена Н.С. Евсевой, В.А. Лыгиным (2002). Денудационно-аккумулятивный рельеф, водораздельные равнины: 1 – эоплейстоценового возраста; 2 – зоплейстоцен-раннеоолейстоценового возраста; 3 – ранне-средне-оолейстоценового возраста; 4 – среднеоолейстоценового возраста. Воодно-ледниковый рельеф: 5 – ложбины древнего стока средне-позднеоолейстоценового возраста. Эрозионно-аккумулятивный рельеф: 6 – третья надпойменная терраса позднеоолейстоценового возраста; 7 – вторая надпойменная терраса позднеоолейстоценового возраста; 8 – пойма голоценового возраста с фрагментами второй и первой надпойменных террас позднеоолейстоценового возраста. Прочие обозначения: 9а – границы геоморфологические установленные; 9б – границы геоморфологические предполагаемые; 9с – тектонические разломы

На исследуемой территории преобладает денудационно-аккумулятивный тип рельефа, он представлен шестью геоморфологическими уровнями – это разновозрастные водораздельные равнины, причлененные друг к другу или наложенные друг на друга. Возраст геоморфологических уровней изменяется от ранненеогенового до среднелепистоценового.

Фрагменты водораздельных равнин *ранненеогенового возраста* и *плиоценового возраста* встречаются в западной и юго-восточной частях Томской области (в верховьях рек Васюгана, Ларьегана, Долгоуна и др.). Поверхность их в основном полого-увалистая, слабо заболоченная, расчленена долинами рек, балок (табл. 1.4, рис. 1.17).

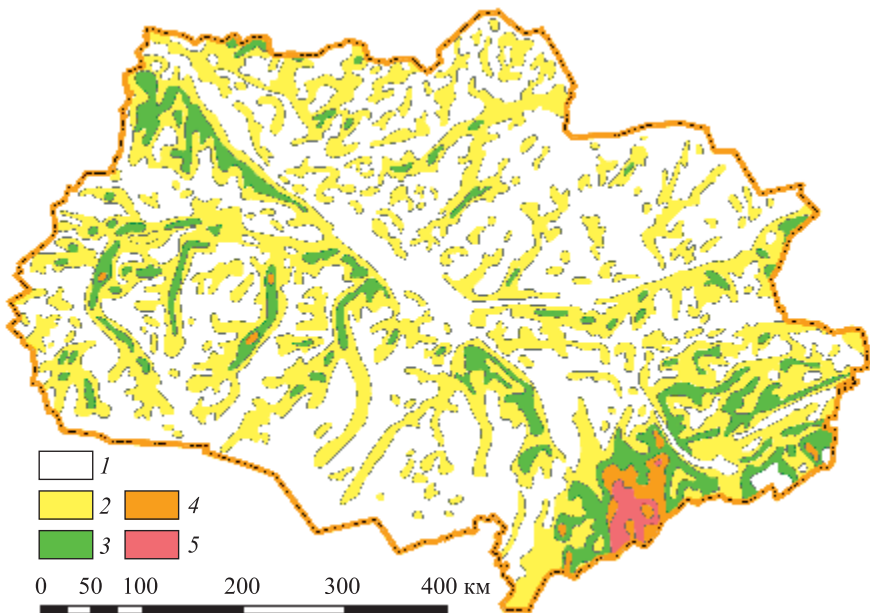


Рис. 1.17. Карта вертикального расчленения: 1–5 – глубины расчленения рельефа в м: 1 – 0–10; 2 – 10–20; 3 – 20–40; 4 – 40–60; 5 – 60–80

*Водораздельная равнина эоплейстоценового возраста* в основном развита на правобережье Оби, где она занимает наиболее высокую гипсометрическую ступень с абсолютными высотами от 140 до 270 м в пределах Кетско-Тымской, Чулымской и Приаргинской наклонных рав-

нин. Поверхность их неровная, имеет значительное расчленение, местами заболоченная. Равнина сложена толщей глин, суглинков с прослоями и линзами песков. Мощность отложений в основном 10–20 м и лишь на Обь-Томском и Четь-Кийском междуречье достигает 40 м. В основании эоплейстоценовой равнины залегают осадки плиоцена, олигоцена и коры выветривания палеозойских пород.

Таблица 1.4

## Морфометрия междуречий

Междуречье	Абсолютные отметки, м	Горизонтальное расчленение, км/км <sup>2</sup>	Вертикальное расчленение, м	Средние углы наклона земной поверхности, град
Вахско-Тымское	130–140 90–135	0,3–0,6 0–0,6	0–20 до 40	0,5–1,0 0–0,5
Кетско-Тымская водораздельная равнина				
Междуречье Пайдугиной и Березовки, Лисицы и Пайдугиной	120–170	0–0,3 до 1,3	0–20 до 30	0–0,5
Междуречье Пайдугиной и Елтыревой, Березовки и Тыма	100–130	0–0,3 до 1,8	0–20 до 30	0–1,0 до 5
Междуречье Обь-Пайдугина-Кеть	80–160	0–0,6	0–20	0–0,5
Кетско-Чулымская равнина				
Междуречье Кети и Улююла	120–160	0–0,6 до 1,25	до 40–60	0–0,5 до 1–3
Междуречье Чулыма и Улююла	120–190	0,3–0,6	40–60 до 80	0–1,0 до 3,0
Обь-Чулымская водораздельная равнина				
Междуречье Томи и Чулыма	140–270	0,3–1,3 до 1,8	20–60 до 80	0,5–4,0 более 5
Север Обь-Чулымского междуречья	120–160	0–0,3	0–20	0–1,0
Междуречье Васюгана и Чижапки	100–125	0,6–1,25	40–60	1,0–3,0
Бассейны Ильяка и Ларьегана	80–100	0,6–1,25	20–40	1,0–3,0
Междуречье Чижапки и Парабели	100–125	0,3–0,6	20–40	0,5–1,0
Бассейн Чай и Шегарки	80–100	0,6–1,25	20–40	3–11,0

*Эоплейстоцен-раннеэоплейстоценовая равнина* широко распространена в пределах территории Томской области. Абсолютные высоты ее составляют 90–160 м, она прислонена к равнине эоплейстоценового возраста. Формирование данного геоморфологического уровня, начиная с эоплейстоцена, происходило в условиях непрерывного общего опускания, а на границе эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена произошло резкое снижение базиса эрозии. В результате образовались прадолнины Оби и ее крупных притоков. На междуречье шло прерывистое накопление осадков, о чем свидетельствуют горизонты погребенных почв. Равнина сложена озерно-аллювиальными осадками – глинами, песками. Мощность отложений 20–25 м, местами до 41 м. Поверхность равнины неоднородная: встречаются полого-увалистые участки (правобережье Васюгана, Чаи, Шегарки и др.), в центральных частях в основном плоская, сильно заболоченная, расчленение ее различное. В основании равнины залегают отложения миоценового возраста, реже – олигоценые и плиоценовые.

*Ранне-среднеэоплейстоценовая равнина* формировалась в условиях продолжающегося прерывисто-непрерывного погружения Западно-Сибирской плиты. На междуречьях Оби и Томи, Томи и Яи, Яи и Кии и др. накапливались озерно-аллювиальные и озерные отложения – пески, глины, мощность которых достигает 30 м. Поверхность равнины с абсолютными высотами от 120 до 270 м, как правило, увалистая, местами пологоволнистая и слабо заболоченная. Коренные склоны равнины к долинам Томи, Яи, Улуяла и др. расчленены многочисленными реками, балками и оврагами.

*Среднеэоплейстоценовая равнина* формировалась в условиях нового значительного снижения базиса эрозии на всей территории Западно-Сибирской равнины. Это привело к глубокому врезу рек. Прежде эту равнину выделяли как четвертую надпойменную террасу (Геоморфологическая..., 1969).

Ширина названного геоморфологического уровня в долине Оби достигает 100–125 км (Нарымское, Колпашевское Приобье) и значительно суживается к Обь-Томскому междуречью. На левобережье Оби эта поверхность проникает в верховья практически всех рек. Абсолютные высоты среднеэоплейстоценовой равнины составляют 80–100 м. Поверхность ее в основном плоско-волнистая, сильно заболоченная. Равнина сложена озерно-аллювиальными осадками – песками, супесями, глинами. Мощность отложений достигает 42 м. В основании равнины залегают отложения неогена, олигоцена (рис. 1.18).

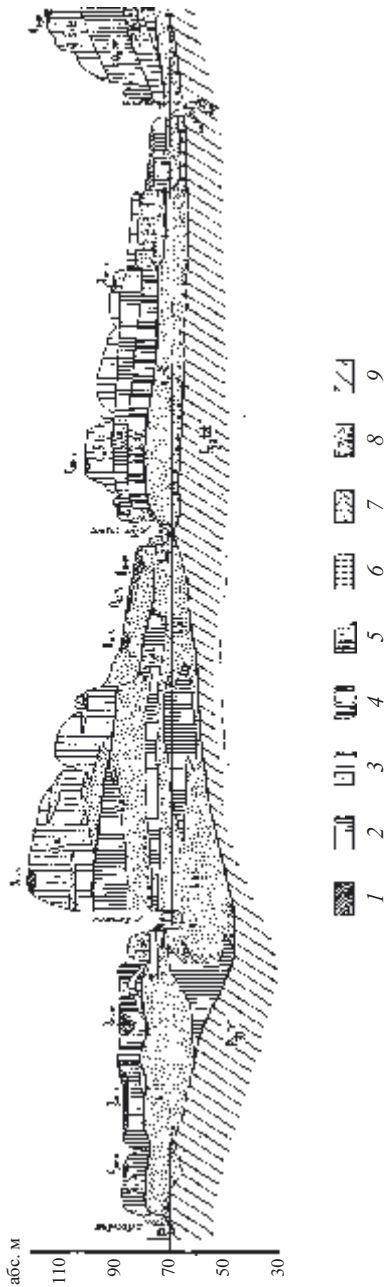


Рис. 1.18. Геологический разрез Васюганской равнины и долин Васюгана, Тух-Сигага и Нюрольки (Земцов, 1976): 1 – торф; 2 – глина; 3 – суглинок; 4 – переслаивание суглинков и глин; 5 – переслаивание супеси и песков; 6 – супеси; 7 – песок; 8 – песок с галькой; 9 – дочетвертичные породы. Р<sub>g3</sub>tt – тургарская свита; N<sub>1</sub>ab – абросимовская свита; Q<sub>1</sub>k1 – кельватская свита; Q<sub>1</sub>sm – тобольская, самаровская свиты и ширинско-тазовский горизонт Q<sub>1</sub>s-tz; отложения: Q<sub>1</sub>3 – третьей; Q<sub>1</sub>2 – второй; Q<sub>1</sub>1 – первой надпойменных террас и Q<sub>IV</sub> – поймы

Анализ Геоморфологической карты, Карты орографических элементов (рис. 1.9, 1.16) показывает, что крупные морфоструктуры региона имеют сложное строение. Все морфоструктуры расчленяются долинами крупных рек – Чулыма, Кети, Пайдугиной, Тыма, Ваюгана, Парабели и др. В результате обособились крупные водораздельные равнины: Вахско-Тымская, Кетско-Тымская, Васюганская, Обь-Чулымская и др. Каждая имеет свои специфические черты рельефа. Таким образом, основными формами рельефа Томской области являются водораздельные равнины и речные долины наряду с ложбинами древнего стока. Полевые, камеральные исследования, дешифрирование аэро- и космоснимков позволяют охарактеризовать основные черты морфологии и морфометрии названных крупных форм рельефа. Морфометрия рельефа – один из критериев, который дает возможность оценить интенсивность развития экзогенных процессов. Морфометрические характеристики названных крупных форм рельефа даны в табл. 1.4 – 1.6, рис. 1.16.

Таблица 1.5

**Размеры наиболее крупных ложбин стока в пределах Томской области  
(Евсеева, 2005)**

Название	Длина, км	Ширина, км
Тымская	220	до 30
Пайдугинская	155	до 45
Кетская	320	до 60
Елтыревская	110	до 20
Орловская	120	до 35
Улуюльская	160	до 35
Нибегинская	70	до 25
Чичкаюльская	75	до 20
Малоюксинская	45	до 20
Лайская	60	до 30
Чернореченская	50	до 50
Чузикская	110	до 20

**Водно-ледниковый рельеф.** В пределах междуречий Оби и Енисея, Оби и Томи, Оби и Чулыма, а также в долине р. Чузик развита сеть древних ложбин стока. Наиболее крупными из них являются Тымская и Кеть-Орловская. Система древних ложбин свидетельствует о масштабности флювиальных процессов в среднем и позднем неоплейстоцене. Образование ложбин стока происходило в умеренных климатических

условиях при массовом таянии ледников, располагавшихся восточнее и севернее территории Томской области. В.А. Николаев (1988) полагает, что резкое снижение долины Енисея в зоне развития докембрийских и палеозойских отложений. Енисейского кряжа обусловило возникновение большого водохранилища в эпохи обводнения с переливом вод Енисея не только в долину Оби, но и в степные районы юга Западно-Сибирской равнины. В.Н. Сильвестров (1997) отмечает, что водные потоки блуждали по пенепленизированной озерно-аллювиальной равнине, причем преобладала боковая эрозия. Ложбины стока имеют сквозной характер, пересекают водораздельные равнины разного возраста и современные речные долины, обрываясь в р. Обь. Последняя была магистралью, транспортирующей массу талых вод с юга на север. Примером может служить Улуюльская ложбина, секущая р. Кеть за пределами Томской области и Обь-Чулымское междуречье в низовьях р. Чулым, где она распадается на несколько рукавов (рис. 1.11).

Абсолютные высоты ложбин стока изменяются в пределах области от 160 м на северо-востоке до 90–100 м в долине р. Обь, составляя на Обь-Томском междуречье 120–140 м. Многие из ложбин стока позднее были освоены современной речной сетью – рр. Тым, Пайдугина, Кеть, Орловка, Большая и Малая Юкса, Черная Речка и др. Длина ложбин стока в пределах области местами более 300 км, а глубина вреза достигает 20–30 м (табл. 1.5). Ширина ложбин изменяется от 2–5 км на Обь-Томском междуречье до 20–80 км (Кеть-Орловская ложбина). Рельеф ложбин стока неоднороден: наиболее характерны гривы, встречаются плосковолнистые участки, местами сохранились остатки русел длиной до 3 км. Гривы, как правило, вытянуты параллельно бортам ложбин в северо-восточном направлении. Высота грив от 3 до 15 м, ширина достигает 1,0 км, а длина – несколько километров. Склоны грив обычно пологие, но местами крутые, до 30–35° (Евсеева, Земцов, 1990). Ширина грив варьирует от 100 до 1000 м. Очертания грив в плане различны, понижения между гривами заозерены, заболочены. Озера, как правило, имеют округлую форму, а площадь их достигает 10 км<sup>2</sup>.

Генезис крупных грив, по мнению исследователей, эрозионно-аккумулятивный, отложения с их размывом залегают на разновозрастных образованиях: на северо-востоке на осадках палеогена, неогена, смирновской свиты. При пересечении речных равнин они наложены на средненеоплейстоценовые отложения. В пределах Обь-Чулымского и Обь-Томского междуречья ложбины залегают на осадках кочковской и смирновской свит.



Ложбины стока выполнены в основном мелко- и тонкозернистыми песками, желто-серыми, серыми полевошпатово-кварцевыми горизонтально и волнисто-слоистыми (рис. 1.19). В северо-восточных и восточных районах в базальных горизонтах встречаются пески крупно- и грубозернистые с гравием и галькой. В песчаных отложениях ложбин встречаются прослойки, линзы супесей, суглинков и глин, а также погребенные почвы. В целом по минеральному составу отложения ложбин стока идентичны озерно-аллювиальным осадкам более разных эпох седиментации четвертичного периода.

Мощность отложений ложбин стока увеличивается с северо-востока на юго-запад от 2–4 до 20–22 м; в Чузиковской ложбине не превышает 11 м (Евсеева, Земцов, 1983; Сильвестров, 1997).

**Эрозионно-аккумулятивный рельеф.** Формирование этого типа рельефа происходило в основном в течение позднего неоплейстоцена и продолжается в настоящее время. Долины рек хорошо разработаны, имеют ящикообразный поперечный профиль. Ширина их достигает 120 км. В результате прерывистых тектонических движений образовалась современная речная сеть, в долинах рек сформировались три уровня эрозионно-аккумулятивных террас, а в голоцене – пойма.

*Третья надпойменная терраса* выражена в долинах Оби и ее притоков – Чулыма, Кети, Тыма и др. Абсолютные высоты ее в долинах Оби, Васюгана, Томи снижаются с юга на север, например у Оби от 100 м в Томском Приобье до 80–85 м в Колпашевском Приобье и до 60–65 м на крайнем севере Томской области (табл. 1.6).

В долине Чулыма высоты ее варьируют от 160 до 100–120 м, т.е. идет снижение поверхности у правых притоков Оби с востока на запад. Относительная высота третьей террасы колеблется в значительных пределах: от 20–35 м в долине Оби до 12–30 м в долинах притоков. Ширина площадки в долине Оби достигает 50 км (табл. 1.6). Поверхность террасы неровная, часто гривисто-ложбинная и сильно заболоченная (до 80 %).

В долинах Чулыма, Томи, Шегарки, Яи, Кии, Чаи и др. поверхность террасы осложнена многочисленными депрессиями глубиной от 0,5 до 1–3 м. Пятнистое расчленение поверхности террасы в долине Чулыма достигает 70–100 м (расстояние между центрами микроповышений или понижений).

Третья терраса эрозионно-аккумулятивная, с врезом 20–25 м, она вложена в отложения сузгунской толщи среднеплейстоценового возраста,

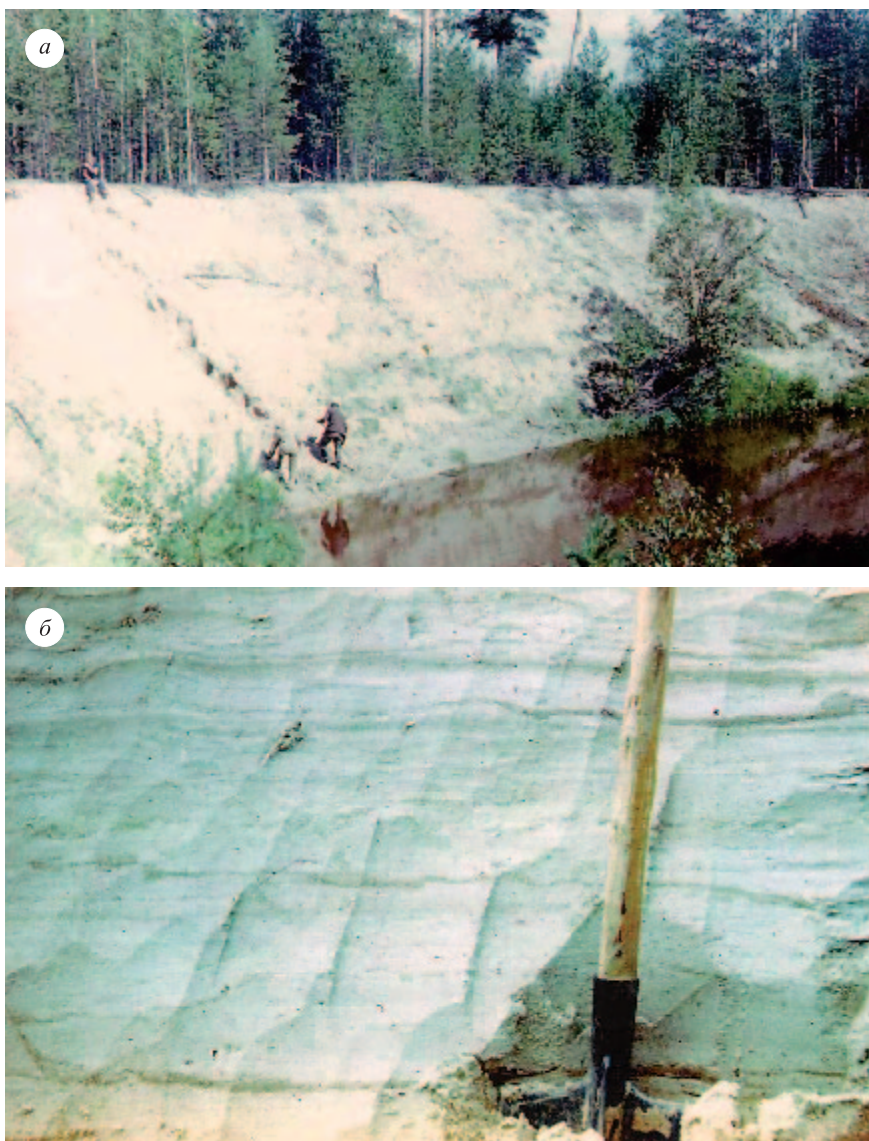


Рис. 1.19. обнажение Кетской ложбины стока в среднем течении р. Кеть: *а* – общий вид, *б* – горизонтальная и волнистая слоистость песчаных отложений, слагающих ложбину (фото Н.С. Евсеевой, 1976)

лишь в долине Чулыма цоколем ее являются плиоценовые осадки (Сильвестров, 1997). Возраст террасы определяется по-разному: концом среднего – началом позднего неоплейстоцена – в основном казанским межледниковьем (Геоморфология..., 1972), поздним неоплейстоценом (Мизеров и др., 1970; Земцов, 1979; Сильвестров, 1997; Лещинский, 2000 и др.).

Третья терраса сложена в основном песками с прослоями суглинков, супесей, глин, алевроитов; встречаются прослои и линзы погребенных торфяников. Пески желто-серые, серые, мелкозернистые, реже – тонкозернистые, пылеватые полевошпатово-кварцевые, слабо слюдястые. В долине Чулыма в верхней части разреза отложений преобладают суглинки. Мощность отложений террасы изменяется на территории от 14 до 30 м, а в долине Чулыма составляет 5–8 м.

*Вторая надпойменная терраса* хорошо выражена в долинах Оби и ее притоков. Абсолютные высоты ее варьируют в значительных пределах: от 5–80 м в долине Оби до 140 м в долине притоков (табл. 1.6). Ширина террасы достигает 42 км в долине Оби, а в долинах ее притоков – до 15 км. Уступ второй террасы хорошо выражен, крутизна его к первой террасе или пойме достигает 30–40°, а в обнажениях – до 70°. Склон чаще задернован, местами расчленен оврагами, балками, например у сс. Бихтулино, Балагачево, Батурино, Палочка, Корьевка, Белый Яр и др. В долинах Чулыма, низовьях Оби, Кети вторая терраса часто встречается в пойме в виде эрозионных останцов, прекрасно выраженных в рельефе. Например, в долине Кети у сс. Усть-Озерное, Мулешка, Тайна, в северной части долины Оби и др. Длина останцов достигает 8 км, ширина – 4 км.

Поверхность террасы неровная, слабоволнистая, достаточно часто осложнена древними эоловыми формами рельефа – песчаными буграми, дюнами, котловинами выдувания (например, в долине Чулыма у сс. Балагачево, Комсомольский и др.; в долине Томи у сс. Городок, Тимирязевский, Дзержинский и др.). Часто в приривочной части поверхности террасы встречаются суффозионно-просадочные западины – в районе сс. Белый Яр, Палочка и др. – в долине Кети, у сс. Бихтулино, Сергеево и др. – в долине Чулыма, Томи, Яи и др. Пятнистое расчленение поверхности второй террасы в долине Чулыма достигает 70–150 м. Терраса хорошо дренирована в прирусловой части, местами уступы ее расчленены оврагами; в центральной и притеррасной частях поверхность часто сильно заболочена (до 60–80 %).

Таблица 1.6

## Морфометрия террас

Река и порядковый номер террасы	Абсолютные высоты, м	Относительные высоты, м	Ширина площадки, км	Ширина долины, км
<b>Обь:</b>				
III терраса	60–100	20–30	до 50	до 120
II терраса	50–80	12–20	до 42	
I терраса	45–50	5–10	10	
пойма	на севере: 40–45, на юге 70–80	5–7	до 35	
<b>Чулым:</b>				
III терраса	160–200	20–20	до 12	10–50
II терраса	140–170	10–15	до 15	
I терраса	-	5–8	до 3	
пойма	90–100	3–5	до 15	
<b>Чая:</b>				
III терраса	90–95	в сред. 15	до 10	до 10
II терраса	80–90		до 10	
I терраса	80–70		5–6	
пойма	65–70		2–3	
<b>Кеть:</b>				
III терраса	120–80	25	до 15	до 30
II терраса	100–80	10–15	до 10	
I терраса	70–78	5–8	до 3	
пойма	65–100	0,5–6	до 15	
<b>Васюган:</b>				
III терраса	60–76	20–25	до 8–11	до 20
II терраса	60–65	10–20	15	
I терраса	53–56	5–8	до 3	
пойма	46–50	0,5–5	до 5	
<b>Тым:</b>				
III терраса	110–80	12–120	до 16	до 25
II терраса	90–60	6–12	до 5	
I терраса	-	5–7	до 8	
пойма	50–100	0,5–5	до 10	

Вторая терраса сложена песками желто-серыми средне- и тонкозернистыми с прослоями в верхней части разреза иловатых песков, супесей, суглинков, глин. Местами в основании террасы прослеживаются гравийно-галечниковые отложения кремнисто-кварцевого состава (в долинах Чулыма, Томи, Нюрольки, Васюгана). Цоколем второй террасы

в исследуемом районе являются пески тобольской свиты, лишь в долинах Чулыма и Васюгана – неогеновые осадки. Мощность отложений второй террасы изменяется от 12 до 20 м в долине Оби, достигает 15 м в долине Кети, составляет 5–16 м в долине Чулыма и 5–10 м в долинах Васюгана, Нюрольки, Чижапки.

Формирование второй террасы произошло в позднем неоплейстоцене – от теплого каргинского времени до сарганского похолодания (Сильвестров, 1997). И.А. Волков (1979) на основании данных радиоуглеродного метода датирования считает, что вторая терраса образовалась в каргинско-сарганское время, в отрезок времени от 30 до 20–18 тыс. лет назад. И.А. Волков предполагает, что во время формирования регионально развитой второй надпойменной террасы на дне долин протекали потоки, в 20–30 раз более широкие, чем современные. На это указывают радиусы кривизны уступов тылового шва террасы и общая значительная ширина площадки.

*Первая надпойменная терраса* имеет локальное распространение и встречается в долинах многих рек. Абсолютные высоты террасы изменяются от 50 м на севере в долине Оби до 140 м в долинах рек восточной части области. Ширина площадки первой террасы в низовьях крупных рек области достигает 5–10 км. Относительные высоты первой надпойменной террасы над урезом рек колеблются от 5–10 м у Оби до 3,5–7 м у Тыма, Кети, Чулыма, Васюгана и Томи. Поверхность ее в основном неровная. Превышение первой террасы над поймой составляет 1–3 м. Уступы, как правило, хорошо выражены и имеют разную крутизну. Терраса сложена преимущественно песками с прослоями супесей, суглинков, реже глинами. Мощность отложений до 17–20 м в долине р. Оби. По палинологическим данным первая терраса сформировалась в холодную климатическую обстановку осадконакопления и сопоставляется с эпохой сарганского похолодания. И.А. Волков (1979) определяет возраст первой террасы 14–9 тыс. лет назад и полагает, что реки названного времени были в 7–10 раз шире современных.

*Пойма* развита в долинах рек повсеместно и относится в основном к сегментно-гвивистому типу, а в низовьях Кети и ряде других притоков – к проточно-гвивистому. Ширина площадки поймы изменяется от первых десятков метров до 500 м у мелких притоков, достигает 5–7 км у Томи, Кети, Тыма и Васюгана; у Оби ширина поймы колеблется от 5 км на юге до 35 км на севере области. Абсолютные высоты поймы на севере области изменяются у Оби от 40–45 м на северо-западе до 75–80 м в

Томском Приобье; в верховьях притоков составляют 140–200 м. Относительные высоты поймы колеблются от 0,5 до 6–7 м у крупных рек. Поверхность поймы неровная, изобилует старицами, протоками, встречаются эрозионные останцы первой, второй надпойменных террас, низинные болота.

Формированию поймы предшествовало новое снижение базиса эрозии. Врез р. Оби достигал 25–30 м от уровня поверхности первой террасы. В результате в основании пойм вскрываются разновозрастные отложения: олигоценые, миоценовые, эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовые у крупных рек и средененеоплейстоценовые у их притоков; в пределах Томского выступа палеозойского фундамента в основании пойм рек часто вскрываются палеозойские породы. Поймы рек сложены песками разного механического состава (русловой аллювий), пойменная и старичная фации аллювия – это глины, пески, супеси, суглинки, илы, торф. Мощность пойменных отложений в долине Оби в низовьях Чулыма, Кети, Тыма, Васюгана и Томи составляет 10–26 м; в верховьях перечисленных притоков Оби и у более мелких рек сокращается до 0,5–1 м. В пределах поймы местами хорошо выделяются высокий и низкий уровни поймы. Общепринято считать, что высокая пойма сформировалась в раннем (холодном) и среднем климатических полуритмах голоцена, а низкая – в современном (субатлантическом) умеренно-холодном полуритме (Геоморфология..., 1972; Земцов, 1979 и др.). И.А. Волкова (1979) полагает, что поймы современных рек образовались в условиях стока, близкого к современному, в отрезок времени 7–8 тыс. лет назад, т.е. на протяжении среднего и позднего голоцена.

**Фитогенный аккумулятивный рельеф.** Торфонакопление и образование болот – это один из ведущих экзогенных процессов рельефообразования голоценовой истории Западно-Сибирской равнины, его называют мировым природным феноменом. Нигде больше на Земном шаре не наблюдается такого распространения болот и заболоченных лесов, как на этой территории, причем практически во всех зонах. Томская область – часть этого феномена, заболоченность территории области составляет 50 % (Инишева и др., 1995). Торфонакопление – это, прежде всего, аккумуляция биогенного материала, который нивелирует первичные депрессии и неровности дна болот, образует наложенный микрорельеф биогенного типа, фитогенного подтипа.

Микрорельеф болот довольно разнообразен, форма их поверхности изменяется от вогнутой (в фазе богатого питания и хорошей проточно-

сти) до выпуклой (в средние и зрелые стадии фазы бедного питания и слабой проточности). В последних стадиях развития болот формируется обращенный плосковыпуклый рельеф с обилием гряд, мочажин и вторичных озер. Болота сложены торфами разного состава, илами, глинами, сапропелями, последние залегают в основании разреза. Мощность озерно-болотных отложений изменяется от 0,5 до 10,7 м; причем мощность торфа достигает 10,7 м (Сильвестров, 1997). Возраст озерно-болотных отложений по многочисленным радиоуглеродным датировкам в пределах области изменяется от первых сотен до 11,8 тыс. лет (Сильвестров, 1997), 12330 лет (Евсеева, Земцов, 1990).

О.А. Лисс и др. (2001) обобщили данные радиоуглеродных датировок торфяных отложений на Западно-Сибирской равнине по периодам голоцена. Для нас весьма ценными являются данные, относящиеся к средней, южной тайге и подтайге. Установлено, что возраст торфяников в средней тайге изменяется от  $190 \pm 50$  лет до  $11750 \pm 45$  лет; в южной тайге – от  $200 \pm 60$  лет до  $8450 \pm 60$  лет; в подтайге – от  $440 \pm 80$  до  $6090 \pm 90$  лет. Эти данные хорошо согласуются с анализом радиоуглеродных датировок торфяных отложений, собранных авторами для юго-востока равнины (табл. 1.7).

**Эоловый рельеф.** Основные площади распространения древних эоловых образований – бугров, дюн, котловин выдувания – развиты в пределах ложбин стока, на поверхности третьей и второй надпойменных террас, редко – на междуречьях. Эоловые образования имеют сходный облик на всех поверхностях. Наиболее распространены песчаные бугры, которые весьма разнообразны по форме и величине. Высота их местами достигает 5–7 м, но чаще 1–3 м. Диаметр основания колеблется от 3 до 10 м, реже более. Песчаные бугры обычно разделяются котловинами выдувания с диаметром в основном до 50 м. Нередко бугры соединяются основаниями и образуют бугристую поверхность. Примерами развития эоловых бугров в долине Чулыма могут служить бугры на поверхности второй террасы у сс. Усть-Озерное, в районе Таинской, Боркинской Анг; развиты они в долинах Томи, Улуяла, Чичкаюла, Чети, Малой и Большой Юксы, на левобережье Кужербака; в Чузикской ложбине и др. Склоны бугров достигают крутизны  $15\text{--}25^\circ$ .

Дюны наблюдаются наиболее часто в долине Тыма, например на западном берегу оз. Парголяк, на правобережье Тыма близ устья р. Налимовка, на левобережье у протоки Змеиной, в долинах Томи, Чулыма и др. Форма дюн в плане близка к подковообразной, высота чаще 1–5 м,

Таблица 1.7

**Абсолютный возраст торфяных болот  
и интенсивность торфонакопления (Евсеева, Земцов, 1990)**

№	Лабораторный номер	Возраст (лет)	Глубина отбора образцов C <sup>14</sup> , м	Интенсивность торфонакопления, мм/год	Геоморфологическое положение	Источники
1	2	3	4	5	6	7
1	КИ-917	1710±50	2,06–2,8	1,6	Пойма р. Кеть у пос. Белый Яр	Базанов В.А. и др., 1987
2	КИ-916	1460±40	2,2–2,4		то же	тот же
3	КИ-1360	7300±100	2,44–2,52		III терраса Кети у д. Усть-Озерное и пос. Максимкин Яр	тот же
4	КИ-920	1540±50	1,36–1,38	0,8	Нибегинская ложбина стока в районе пос. Ягодное	тот же
5	КИ-918	425±30	0,8–0,9	2,1	Склон междуречья 20 км к югу от пос. Белый Яр по ж/д	тот же
6	КИ-918	2500±30 1250±30 820±30	2,5 1,5 0,5	1,0 1,2 0,6	Пойма р. Чулым, болото Ишколь	Нейштадт М.И., 1977
7	Мо-467	5150±120	3,5–3,75	-	Болото Матьянга у г. Колпашево (II терраса)	Хотинский Н.А., 1977
8	ТА-1036-А ТА-1036-Б	8300±70 8400±80	1,4–1,45 1,45–1,5	0,17	Терраса Васюгана у пос. Новый Тервиз	Лисс О.Л., Березина Н.А., 1981
9		9200±100	3,45	0,37	Болото у с. Александровское	Глебов Ф.З. и др., 1973
10		9200±70	2,0	0,21	с. Покур	Нейштадт М.И., 1977
11	ТА-618	6120±80	2,1		Болото у пос. Новый Васюган	Лисс О.Л., Березина Н.А., 1981
12	ТА-666	7260±80	5,75	0,79	Низкая терраса р. Оби в районе пос. Парабель	Стариков Э.В., Жидовленко В.А., 1987



Окончание табл. 1.7

1	2	3	4	5	6	7
13	КРИЛ-257	6850±200	5,5–5,75		I надпойменная терраса Кети у пос. Белый Яр	тот же
14	КРИЛ-258	7640±230	5,75–6,0		то же	тот же
15	КРИЛ-260	7980±250	6,75–7,0		то же	тот же
16	КРИЛ-259	12330±480	7,0–7,25	0,3	то же	тот же
17	КРИЛ-307	6710±140	6,4–6,6	0,3	Терраса, пос. Сухово	тот же
18	КРИЛ-306	9990±210	7,6			тот же
19	КРИЛ-102	2790±65	0,5–0,75		II терраса Оби у пос. Лукашин Яр	Стариков Э.В., Жидовленко В.А., 1981
20	КРИЛ-105	1530±60	0,2–0,3		II терраса Оби д. Новиковка	тот же

местами более (до 15 м), ширина колеблется от первых метров до 200 м, а длина – до 500 м. Выпуклая сторона их, как правило, крутая (до 30°), а вогнутая – более пологая (10–20°). Котловины выдувания местами заняты болотами (рис. 1.20).

Грядобразные формы (гряды) встречаются у берегов озер, например у оз. Светлого в долине Кети, у оз. Михайловского – в долине Чулыма и др. Они менее характерны, чем бугры и дюны. Высота гряд до 3 м, а длина – до сотен метров (Евсеева, Земцов, 1990).

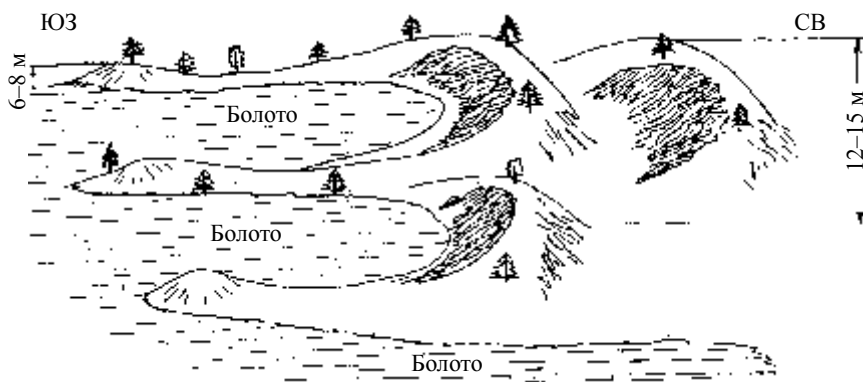


Рис. 1.20. Эоловые формы рельефа (гряды) в древних ложбинах стока бассейна р. Чулым (Евсеева и др., 1984)

Эоловые образования сложены в основном песками мелкозернистыми, пылеватыми, характерно высокое содержание фракций 0,25–0,1 мм (чаще 30–60 %), а также фракции 0,1–0,05 мм, составляющей в среднем 5–15 %. Мощность эоловых отложений 1–7 м, местами до 15 м. Эоловые формы закреплены растительностью. Все древние формы эолового рельефа – это наложенные формы рельефа (вторичные по Б. Федоровичу), они образовались в конечной стадии накопления песчаных отложений ложбин, террас, когда те не были закреплены растительностью в условиях аридизации климата.

Сходство строения эоловых образований юго-востока Западно-Сибирской равнины, других регионов Сибири свидетельствуют о том, что эпохи активизации эоловых процессов в умеренном поясе проявились одновременно и были связаны с общепланетарными изменениями климата. Оживление субаэриальных процессов в позднем неоплейстоцене и раннем голоцене случалось неоднократно. И.А. Волков (1976, 1979) выделяет по крайней мере два этапа аридизации климата Западной Сибири: позже 21–22 тыс. лет назад (т.е. в максимум сартанского похолодания) и в конце позднеледниковья – предбореальное время (10–9 тыс. лет назад). Б.В. Мизеров (1978) полагает, что развевание аллювия на поверхности первых и вторых террас внеледниковой зоны равнины было неоднократным и возобновлялось в основном во вторую половину похолоданий – раннюю холодную фазу сартанского века, во вторую фазу сартанского оледенения. По-видимому, в это же время происходило развевание древних зандровых полей в ледниковой зоне. О.И. Баженова и др. (1997), обобщив данные радиоуглеродных датировок и культурных слоев археологических памятников, возраст эоловых образований Восточной Сибири определили как позднеоплейстоцено-голоценовый и голоценовый. Таким образом, активность эоловых процессов подчинялась закону ритмичности: они активировались в засушливые периоды голоцена, во влажные периоды происходило затухание дефляции, о чем свидетельствуют погребенные гумусовые горизонты в эоловых формах.

Возраст эоловых отложений юго-востока Западно-Сибирской равнины позднеоплейстоцен-голоценовый (Земцов, 1976; Евсеева, Головеров, 1984; Сильвестров, 1997), что хорошо согласуется с выводами исследователей о том, что эпохи активизации эоловых процессов проявлялись достаточно синхронно.

## **1.4. Природные процессы рельефообразования таежной зоны как факторы болотообразования**

Из всего разнообразия природных процессов, развивающихся в пределах таежной зоны юго-востока Западно-Сибирской равнины, большое значение в развитии болот (при прочих равных условиях) имеют новейшие тектонические движения, а также заломы и суффозия.

### **1.4.1. Новейшие тектонические движения и их влияние на болотообразование**

На связь заболоченности с тектоническими структурами указывали В.И. Орлов (1968), А.А. Земцов (1976), Ю.А. Львов (1976), Н.И. Пьявченко (1985), В.А. Базанов, Н.С. Евсеева, Н.Н. Пологова (1987), О.Л. Лисс и др. (2001), Н.С. Евсеева (2005, 2009) и др. Так, Ю.А. Львов (1976, с. 40) отмечал, что на участках поднятий процесс болотообразования замедляется, «...в типологическом отношении преобладают древесные и древесно-сфагновые болота, а среди лесных сообществ широко распространены сфагновые типы, не относящиеся, по-видимому, к заболоченным площадям. Напротив, в районах тектонических прогибов интенсивность заболачивания возрастает, широко распространены заболоченные леса, господствуют топяные типы болот».

С.М. Горожанкина, В.Д. Константинов (1976, с. 28) указывают, что «... неотектоника играет чрезвычайно роль в прогрессивном заболачивании, если современные процессы заболачивания накладываются на устойчивое погружение территории. В районах, имеющих отрицательный эпейрогенический знак, стимулом к катастрофическому заболачиванию служит смыкание капиллярной каймы грунтовых вод (уровень которых непрерывно повышается) с поверхностными». Не отрицая выводов названных авторов, необходимо отметить, что влияние неотектонических движений и тектонических структур на болотообразование гораздо сложнее и многообразнее, но до настоящего времени изучено весьма слабо.

К новейшим движениям относят развитие структур земной коры начиная с олигоцена, т.е. примерно 35–37 млн лет. В течение новейшего периода произошли существенные изменения структурного плана Западно-Сибирской плиты, отразившиеся на характере осадконакопления, формирования рельефа, гидрогеологических и гидрологических условий. Из этапа новейших движений особо выделяют современные дви-

жения (тектонические процессы последних 80–300 лет), а также молодые или голоценовые движения.

С целью выявления связи новейших тектонических движений и тектонических структур с процессами болотообразования необходимо рассмотреть основные события в развитии земной коры юго-востока Западно-Сибирской плиты в течение последних 89 млн лет, то есть от позднего мела, начиная с коньякского века, когда сложилась основа современного тектонического строения чехла. В то время, согласно В.А. Конторовичу (2002), происходили два важных процесса: 1 – региональное погружение центральной части Западно-Сибирской мегасинеклизы; 2 – формирование узких линейных депрессий северного направления и серии параллельных им линейных поднятий.

С позиции глобальной тектоники возможна следующая модель этих процессов: в конце эоцена континентальные глыбы Африки, Аравии и Индостана пришли в прямое соприкосновение с Евразией. Этот процесс сопровождался интенсивными складчатыми и надвиговыми деформациями. В.А. Конторович (2002, с. 84) отмечает, что «вероятно, отголосок процессов регионального воздымания южных районов Евразийского континента мы наблюдаем и в южных районах Западной Сибири: на фоне альпийской тектонической активизации «оживают» раннетриасовые системы, что приводит к формированию надрифтовых прогибов и межрифтовых поднятий, то есть «неорифтогенеза».

В пределах Томской области процесс неорифтогенеза в позднепалеоцен-четвертичное время сопровождался активной дизъюнктивной тектоникой. Работами Ф.Г. Гулари, К.И. Микуленко (1971), Н.В. Шаблинской (1982), В.А. Конторовича (2002) и др. установлено, что максимальная плотность разломов приурочена к участкам грабен-рифтов и к зонам сочленения крупных положительных и отрицательных структур, что придает блоковый характер пликативным структурам чехла. Длина разломов изменяется от 5–10 до 230 км, реже более.

Об активных блоковых подвижках фундамента Западно-Сибирской плиты по региональным разломам, подновлявшимся на протяжении всей четвертичной эпохи, свидетельствуют исследования В.М. Сергиенко и Р.А. Биджиева (1986) на Гыданском, Тазовском полуостровах и др. Авторы отмечают, что наибольшая активность подвижек по зонам разломов приходится на ермаковское (зырянское) время. Это хорошо согласуется со временем формирования (подновления) ложбин древнего стока, пересекающих Обь-Енисейское и Обь-Иртышское междуречье



Рис. 1.21. Фрагмент тектонической схемы Томской области (Конторович, 2002): 1 – граница Томской области; 2 – залежи углеводородов; 3 – зоны распространения георгиевской свиты; 4 – крупные положительные структуры; 5 – крупные отрицательные структуры

в пределах Томской области. Скорости, направленность тектонических движений в пределах крупных структур чехла (рис. 1.21) и осложняющих их более мелких структур были различны (табл. 1.8).

Например, Колтогорский мезопрогиб в позднепалеоцен-четвертичное время прогибался со скоростью 5 м/млн лет (Конторович, 2002). В результате дифференцированных тектонических движений мощность коньяк-кайнозойских отложений варьирует в большом диапазоне: от первых метров до 460 м в пределах структур Внешнего пояса; в пределах активных положительных структур внутренней области плиты составляет 200–600 м; в отрицательных структурах мощность осадков резко возрастает: в Усть-Тымской мегавпадине до 840 м, в Нюрольской до 900 м, а в Колтогорском мезапрогибе – до 1080 м (см. рис. 1.14).

Более подробно динамику новейших движений рассмотрела С.Б. Ершова (1973). На основе изменения направленно-

сти и интенсивности тектонических движений она выделила четыре основных этапа осадконакопления, а в соответствии с этим – четыре крупных этапа новейшего тектонического развития: олигоценый, неогеновый, позднеплиоцен-раннечетвертичный и четвертичный (со времени формирования тобольской свиты – современность).

Таблица 1.8

**Средние скорости тектонических движений в пределах структур левобережья за коньяк-кайнозойское время (89 млн лет) (Конторович, 2002)**

Тектоническая структура	Величина поднятий (↑) или опускания (↓), м	Средние скорости движения, м/млн лет
Каймысовский свод	до 47 ↑	0,53
Нижневартовский свод	-	0,5
Колтогорский мезапрогиб	до 323 ↓	3,63; более 5
Нюрольская мегавпадина	до 65 ↓	0,73
Александровский свод	13–326 ↑	0,14–3,67
Среднеvasюганский мегавал	67–75 ↑	0,75–0,81
Пудинское, Горелоярское мезоподнятия	до 100 ↑	0,91
Парабельский мегавыступ	29–35 ↑	0,32
Лавровский, Калгачский мезовалы, Чузикско-Чижапская мезоседловина	-	3–4

Скорости новейших движений двух последних этапов оказали наибольшее влияние на современный облик земной поверхности, гидрогеологические и гидрологические условия. С.Б. Ершова отмечает, что в позднеплиоцен-раннечетвертичное время на юго-востоке Западно-Сибирской равнины отмечалось усиление темпа движений для большей части территории, например в пределах Васюганско-Каменской антеклизы скорости увеличивались до 11,7–36,8 м/млн лет.

Со среднечетвертичного времени поднятия охватили всю территорию, а интенсивность тектонических движений резко усилилась. Наибольших значений средние суммарные скорости достигли в пределах Васюганско-Каменской антеклизы – от 64 до 150 м/млн лет, на Чулым-Кетском склоне они изменялись от 64 до 86 м/млн лет.

В течение четвертичного времени – глобального этапа рельефообразования, усиления контрастности рельефа, поднятия на юго-востоке Западно-Сибирской равнины были неравномерны, дифференцированы. Об этом свидетельствуют изменения мощностей и генетических типов разновозрастных отложений квартера, смещение областей аккумуляции, изменение строения террас, степень заболоченности и др. Определение амплитуд и скоростей тектонических движений для отдельных этапов квартера и особенно современного этапа имеет большое практическое значение, поскольку скорости движений необходимо учитывать при

строительстве различных коммуникаций, крупных мостов, гидротехнических сооружений и др.

С.Б. Ершова (1973) отмечает, что размах амплитуд четвертичных поднятий в пределах исследуемого региона изменяется от 60 до 200 м и составляет 140 м. В среднечетвертичном подэтапе амплитуды поднятий в пределах Шегарско-Бакчарской впадины составили 66 м; в пределах структур Васюганско-Каменской антеклизы они возрастают: на юго-западном ее склоне до 75 м, на северо-восточном – до 73 м.

В позднечетвертичный подэтап амплитуды поднятий варьируют от 49 до 83 м, причем наибольшие из них приурочены к Колпашевскому поднятию, Шегарско-Бакчарской впадине. В современном подэтапе амплитуды поднятий изменяются в незначительных пределах – от 26 до 58 м. На основе полученных данных по амплитудам поэтапным четвертичных поднятий С.Б. Ершовой вычислены значения средних суммарных скоростей тектонических движений для ряда структурных элементов: так, в позднечетвертичное время на северо-восточном склоне Васюганско-Каменской антеклизы они достигали 0,69 мм/год, а в голоценовое время – до 5,8 мм/год, на юго-западном склоне Васюганской антеклизы – до 5,4 мм/год (табл. 1.9). С.Б. Ершова отмечает, что в голоцене произошло скачкообразное увеличение средних суммарных скоростей движений.

Таблица 1.9

**Средние суммарные скорости поэтапных тектонических движений  
за четвертичный период (Антонович, 2004)**

Время проявления движений	Тектонические структуры	Скорость движений (с поправочным коэфф. Гзовского), мм/год
Среднечетвертичное время	Шегарско-Бакчарская впадина, Васюганско-Каменская антеклиза	0,27 (0,068) 0,3–0,47 (0,076–0,12)
Позднечетвертичное время	Северо-восточный склон Васюганско-Каменской антеклизы	до 0,69 (0,17)
Голоценовое	Северо-восточный склон Васюганской антеклизы	до 5,8 (0,72)
	Юго-западный склон Васюганской антеклизы	до 5,4 (0,67)
	Приобское плато	3,9 (0,49)

Рассмотренные выше данные относятся в основном к левобережью Оби в пределах Томской области. Правобережье в этом плане изучено слабо. Согласно структурно-геоморфологическим исследованиям (Евсеева, Земцов, 1980; Евсеева, 2005 и др.), установлено, что новейшие тектонические движения были активны и на правобережье. Здесь можно выделить тектонические структуры разного порядка, которые различно развивались во времени и пространстве: 1) устойчиво развивавшиеся в течение мезозоя и кайнозоя – Верхнечичкаюльский, Четский валы, Оленкинское поднятие, Чачанская структура и др.; 2) структуры, сформировавшиеся на месте перемычек, седловин, моноклиналей плиты в поздне меловое время – Вездеходная, Орловская структуры III порядка, Большеуткинский вал и др.; 3) структуры, предположительно образовавшиеся в новейший этап (олигоцен-четвертичное время) – Степановский структурный мыс, Восточно-Ярская структура, Айгудатское, Северо-Кетское поднятие и многие безымянные малые структуры.

Скорости поднятий ряда структур были значительны. Так, за кампан-неогеновое время (около 83 млн лет) Чачанское куполовидное поднятие, расположенное в верховьях р. Утка на Кеть-Улулюльском междуречье, поднялось на 225–270 м (2,7–3,2 м/млн лет), Долгоунское поднятие – до 200 м (2,4 м/млн лет) и др. Весьма активны были многие локальные структуры в палеоген-неогеновое время, например Верхнечичкаюльский вал поднялся на 125–140 м, Чулымский структурный мыс – на 40–50 м; а рост Чачанского куполовидного поднятия за олигоцен-неогеновое время составил 25–70 м (0,8–2,2 м/млн лет) и др.

В четвертичное время наиболее активно воздымались восточная и южная части правобережья Оби. Так, мощность четвертичных отложений на Ажарминском мегавале составляет 0,5–15 м, а местами этих отложений в разрезе нет, например в пределах локальных поднятий Западного, Верхне-Тингольского и др. Седловина между Ажарминским и Пыль-Караминским мегавалами также была активна: здесь мощность четвертичных отложений изменяется от 12 до 30 м, а местами их нет (Корбыльская структура и др.).

Пыль-Караминский мегавал был несколько менее активным: здесь мощность осадков квартера составляет 10–20 м, часто более.

В Усть-Тымской впадине накопилась толща четвертичных отложений мощностью 30–60 м, например в Пыжинской котловине, на Окуневском куполовидном поднятии мощность осадков квартера 40–60 м.



Максимальное значение мощности четвертичных пород приурочено к перемычке между Александровским мегавалом и Окуневским куполовидным поднятием и составляет 69 м. Однако на фоне общего погружения Усть-Тымской впадины локальные поднятия испытывали поднятия, поскольку мощность четвертичных отложений в их пределах значительно меньше. Так, на Тонгульском поднятии она равна 10–20 м, на Вертолетной – 20–40 м, на Усть-Тымском поднятии – 15–20 м.

Подобные процессы происходили и на других участках. На между-рчье Кеть – Чулым – Улуял также установлено значительное изменение мощности отложений квартера, связанные с положением четвертичной толщи относительно структур мезозойско-кайнозойского чехла, а также режима новейших движений. Максимальная мощность толщи достигает 42,4 м вблизи пос. Сайга (скв. 23) в пределах Белоярского выступа, осложненного разломами. В районе п. Лисица на правом берегу Кети скважина 7, пройденная с поверхности первой надпойменной террасы, зафиксировала мощность осадков квартера, равную 8,6 м. На пойме р. Куендат мощность четвертичных отложений – 20–25 м, они подстилаются осадками олигоцена. В долине р. Яя мощность пойменных отложений местами составляет 20 м, они залегают на верхнемеловых породах. Н.В. Лукина (1997) рассчитала среднюю скорость новейшего тектонического воздымания юго-востока Западно-Сибирской плиты за последние 25 млн лет, она равна около 4 мм/тыс. лет (0,004 мм/год). Поднятие территории за указанный отрезок времени было неравномерным, наибольшие скорости положительных тектонических движений пришлось на четвертичное время. Так, вблизи Колывань-Томской складчатой зоны скорость поднятия окраины плиты в течение квартера возросла от 0,12 до 1 мм/год. Положительные тектонические движения квартера усилились в последние 50 тыс. лет и, особенно, в голоцене, т.е. в последние 10 тыс. лет.

По данным И.П. Варламова и др. (1981), суммарная амплитуда новейших движений юго-востока Западно-Сибирской равнины изменялась от 50–75 до 100–150 м на левобережье Оби и от 50–100 до 150–200 м на правобережье. Наиболее активными в новейшее время были положительные и отрицательные структуры III порядка (локальные) (Мизеров и др., 1970; Евсева, Земцов, 1980; Евсева, Земцов, 1983, 1990; Евсева, 2009).

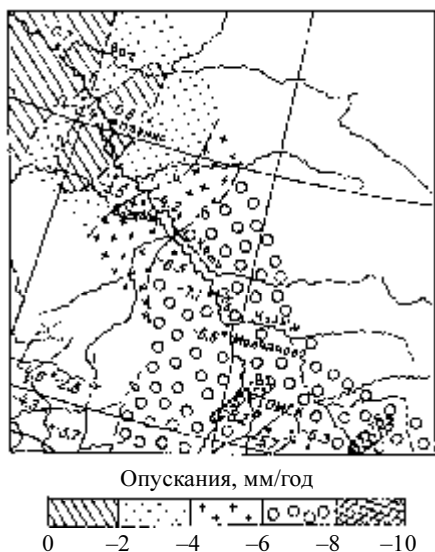


Рис. 1.22. Фрагмент карты современных движений земной коры по геодезическим данным. М-6: 1:10000000, 1989

Тектоническая жизнь территории продолжается, о чем свидетельствуют данные о скоростях современных вертикальных движений земной коры (рис. 1.22).

К концу XX в. особую актуальность приобрело изучение современной геодинамики недр, что связано с аномальными изменениями флюидного и температурного режимов осадочного чехла платформ, локализованными сейсмопроявлениями, авариями на нефтепромыслах и др. Изучение современных геодинамических процессов проводится на основе мониторинга. Н.А. Касьянова (2003) приводит данные о современном геодинамическом состоянии земных недр, полученные в последние годы: имеют место современные

супердеформации земной поверхности со скоростями до 50–70 мм/год и выше. Эти деформации приурочены к зонам разрывных нарушений различного типа и ранга. Неожиданным оказался тот факт, что наибольшая интенсивность аномальных проявлений деформационных процессов наблюдается в пределах платформенных разломов, асейсмичных разломов. Согласно новым данным, скорости современных вертикальных движений земной коры и супердеформаций в пределах разломных зон платформенных областей достигают 30–80 мм за 4–6 месяцев (Касьянова, 2003).

В.А. Сидоров и соавт. (1989) на основе работ на полигоне Салымского нефтяного месторождения (Среднее Приобье) сообщают как о современных вертикальных движениях (до 14 мм/год), так и о деформациях горизонтального сжатия. В.А. Баженов, Н.С. Ахмаджин (2002) указывают, что на территории г. Томска и Томского района имеют место активные современные тектонические разломы (активными считаются разломы, по которым проявляются медленные несейсмические

смещения со средними скоростями не менее 0,01 мм/год). Исследования последних лет показали, что в Томском районе скорость движения по разломам достигает 0,8–1,0 мм/год. Такие разломы имеют место на левобережье Ушайки, Черемошниках, в районе Областной клинической больницы и др.

Вышеприведенные факты меняют традиционное представление о том, что платформенные области относительно тектонически стабильны. В то же время новейшие и современные движения – результат перемещения вещества Земли во времени и пространстве, они не могут проявляться вне конкретных морфоструктур (см. раздел 1.3). Вследствие этого морфоструктуры выступают в качестве своеобразного показателя тектонического режима территории, определяющего развитие, направленность экзогенных процессов, в том числе и болотообразования.

Анализ полевых исследований (1973–1989 и 2008–2011 гг.), топографических карт масштаба 1:100000 и 1:1000000, материалов геологической съемки территории 1:200000 масштаба, геофизических данных, карт четвертичных отложений, тектонических карт масштаба 1:500000 и 1:1000000, дешифрирования аэрофото и космических снимков (Landsat, 14 м/пикс, 2000 г.), данных структурно-геоморфологических исследований, литературных источников позволил сделать следующие выводы:

1. Тесное взаимодействие зональных и азональных факторов болотообразования на юго-востоке Западно-Сибирской равнины обусловило развитие болот на всех геоморфологических уровнях, но отмечается пространственная неоднородность в их распределении: наиболее всего заболочены зоны разломов, прогибов, тектонических впадин – Нюрольской, Усть-Тымской, Бакчарской, Восточно-Пайдугинской и др.

2. Наименее заболоченными являются активные в новейшее время положительные тектонические структуры чехла разного порядка. К ним относятся структуры Внешнего пояса – Приалтаесаянская, Приенисейская моноклизы, а также ряд структур Внутренней области плиты – Александровский, Нижневартовский своды (см. рис. 1.13), Пудинское, Горелоярское мезоподнятия, Лымбельский свод и др.

3. В пределах активных в новейшее время положительных локальных структур, не осложненных или слабо рассеченных разломами, болот практически нет (табл. 1.10).

Таблица 1.10

**Заболоченность локальных положительных структур II, III порядков,  
активных в новейшее время**

Название структуры	Местоположение	Заболоченность, %	
		структура	прилегающая территория
Зимовский структурный мыс	междуречье в низовьях рек Чичкаюла и Улуюла	2	5–10
Чулымский структурный мыс	междуречье Чулыма и Чичкаюла	0,05	3–5
Пайдугинская	междуречье Лисицы и Росомахи	13	20–30
Лымбельская	междуречье Поделги илевой Поделги	13	20–30
Ванжильская	междуречье Ванжиля и правой Ажармы	8	30–40
Западная	междуречье Тинголки и Толзеса	7	10–20
Корбыльская	междуречье Корбыльки и Малой Тинголки	3	10–15

Лымбельская структура расположена в истоках р. Поделга (рис. 1.23) в пределах Ажарминского мегавала. Заболоченность ее поверхности составляет 13 %, на междуречьях малых рек встречаются отдельные контуры травяно-моховых переходных болот площадью до 1 км<sup>2</sup>. Заболоченность Ванжильской структуры не превышает 10 %. На южную окраину заходит участок верхового сосново-кустарничково-сфагнового болотного массива, в центральной и северной частях болота практически отсутствуют. К западу и югу от структуры заболоченность увеличивается до 60–70 %.

4. В случае современной активизации тектонических структур, имеющих высокую степень заболоченности и заозеренности, происходит осушение озер и болотных массивов. Яркие примеры эффекта новейшей тектоники приводят Г.В. Добровольский и др. (1981): на территории Кеть-Тымского Приобья в результате тектонических движений местами происходит сброс озерной воды (разрез № 12, скв. № 46). Оказавшись на поверхности, дно озера претерпело существенные изменения: слой торфа, выстилающий его, растрескался на полигональные отдельные и почти полностью развеян ветром. В результате обнажилось озерное ложе, состоящее из отмытого кварцевого песка.

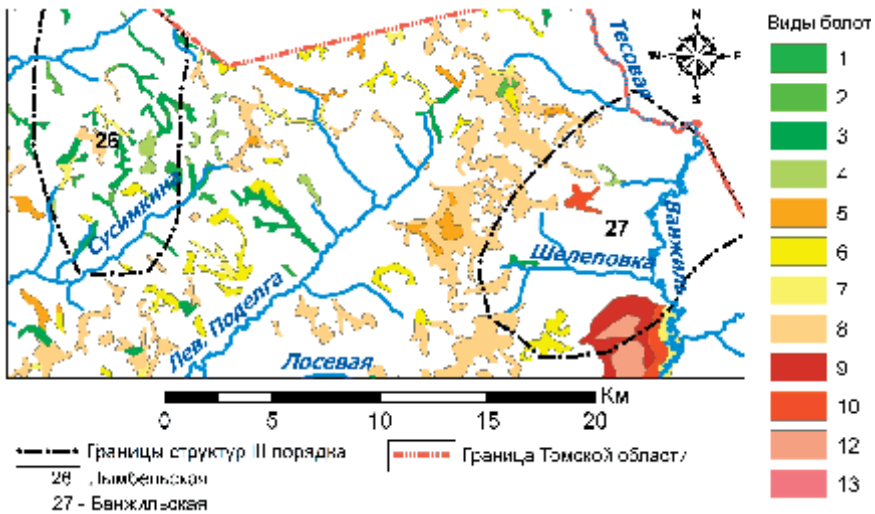


Рис. 1.23. Заболоченность структур III порядка, активных в новейшее время (бассейн р. Тым); Виды болот: 1 – березовые низинные, 2 – еловые низинные, 3 – березово-осоково-гипновые низинные, 4 – осоково-гипновые низинные, 5 – сосново-березовые переходные, 6 – сосново-березовые осоковые переходные, 7 – сосново-березовые моховые переходные, 8 – осоково-сфагновые переходные, 9 – сосново-кустарничково-сфагновые верховые (рям), 10 – осоково-сфагновые верховые (топи), 11 – сфагновые верховые, 12 – грядово-мочажинные верховые, 13 – грядово-озерковые верховые

В ходе геологической съемки в бассейне р. Тым (1986–1989 гг.) на левобережье р. Лымбельки В.Я. Колпаковым обнаружены осушенные озерные котловины, а на левобережье р. Косес – деградирующие озера. О.Л. Лисс и др. (2001) также отмечают, что в Кеть-Тымском Приобье, в верхнем, среднем течении бассейна р. Вах, на Тобольском материке на активных локальных поднятиях болот нет. На Кеть-Тымском водоразделе встречаются естественно осушенные участки среди сплошь заболоченных пространств. Эти самоосушенные участки болот с мощностью торфа 4–5 м – результат новейших движений.

5. Весьма значительное влияние на болотообразование оказывают разломы, что отмечали В.И. Орлов (1968), Е.М. Сергеев и др. Так, Е.М. Сергеев (1978) показал это влияние на примере Шудельской приразломной зоны (Чузикский желоб), где степень заболоченности со-

ставляет 70–80 %, а на соседнем Колпашевском поднятии сокращается до 10–20 %.

В настоящее время установлено, что роль разломов в формировании гидросети, заболоченности территории, развитии экзогенных процессов юго-востока Западной Сибири велика. Н.В. Шаблинская (1982) выделяет на Западно-Сибирской плите четыре доминирующих группы разломов по их ориентировке: северо-западные – самые древние по времени заложения, они имеют докембрийский возраст; северо-северо-восточные – палеозойские; субширотные и северо-восточные разломы молодые, они образовались в платформенный этап развития. На исследуемой территории в новейший этап многие разломы активно развивались. Например, в бассейне Тыма были весьма активны молодые северо-восточные разломы. Основная масса их имеет сбросовый характер, а амплитуда их по отложениям палеогена составляет 10–20 м (Евсеева, 2009). Часть разломов активна и в настоящее время: при тенденции блока к поднятию в его пределах на дневную поверхность выходят породы эоцена и олигоцена, например в районе правобережья Тыма между устьями рек Ажарма и Савватеевка, у с. Лымбель-Карамо, в районе Компасского бора, Козина Яра на р. Тым, на правобережье р. Долгоун, в среднем течении р. Чичкаюл, в низовьях р. Нибега и др.

В случае прогибания зоны разлома в ней накапливается повышенная мощность четвертичных отложений: в устье р. Тинголка – левого притока Тыма в зоне пересечения разломов СВ- и СЗ-простираения их мощность увеличивается до 20 м против 5–10 м на прилегающих территориях.

Разломы находят отражение в рисунке болот, гидросети (рис. 1.24), часто освоены современными реками, например Обью, Тымом, Кетью, Чулымом, Улулюлом, Яей, Четью, Васюганом, Назинской и др.

Разрывные нарушения хорошо дешифрируются по аэрофото- и космическим снимкам, фиксируются геолого-геофизическими материалами. Так, при исследовании связи элементов рельефа с тектонической трещиноватостью большое значение имеет анализ озерно-болотных массивов. Одним из главных признаков такой связи является (Основы..., 1978): прямолинейные цепочки озер, узкие линейные болотные ванны, прямолинейные берега болот, озер и др. Два первых признака наиболее характерны для исследуемой территории.



Рис. 1.24. Карта типов речной сети Томской области. Масштаб 1:4000000: *а* – древовидный; *б* – параллельный; *в* – центростремительный; *г* – решетчатый; *д* – кольцевой; *а<sub>1</sub>* – древовидный прямоугольный

Линейность расположения болотных массивов характерна и для ложбин стока. Анализ данных структурно-геоморфологических исследований, тектонических карт, геофизических и геологических материалов, дешифрирование космических снимков показали, что наиболее сильно заболочены зоны разрывных нарушений, секущих положительные и отрицательные тектонические структуры. К зонам разломов приурочены ложбины древнего стока, часть из них освоена современной речной сетью – Тымом, Пайдугиной, Кетью, Орловкой, Улулюлом, Шуделькой, Чичкаюлом и др. (см. рис. 1.11). Местами ложбины прослеживаются и на междуречьях, например Кети и Улулюла, Улулюла и Чичкаюла, Чулыма и Оби и др. (табл. 1.11).

В зонах разломов происходит разгрузка подземных вод, в том числе и напорных. Например, на междуречье Яи и Томи в разломе в районе бывшей д. Арышевской нами наблюдались выходы напорных палеогеновых вод на дневную поверхность: «фонтачики» воды, содержащие

Таблица 1.11

## Приуроченность ложбин стока к тектоническим структурам (Евсеева, 2005, 2009)

Название ложбины	Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты (1981)	Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири (1978)	Карта новейших тектонических элементов (1978)	Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР (1979)
1	2	3	4	5
Тымская	Пересекает с востока на запад почти под прямым углом Верхнетымскую впадину, Пыль-Караминский мегавал и Усть-Тымскую впадину	Верхнее и среднее течение р. Тым приурочены к зоне разлома, а нижнее – в области Усть-Тымской впадины	Пересекает с востока на запад почти под прямым углом Тымско-Сымскую структурную ступень, Приобскую структурную ступень, Кетско-Тымский прогиб	К зонам разломов
Пайдугинская	К зоне разлома, продолжающего, видимо, Чузикский рифт на правобережье Оби	Приразломная зона опусканий по долине р. Пайдугина	К Приобской структурной ступени	К разрывным нарушениям, образующим системы разломов, секущих космогеологические структуры области или регионы
Кетская	Пересекает с востока на запад почти под прямым углом блоки Салаирской складчатости, блоки герцинид: Пыль-Караминский мегантиклинорий, Нарымско-Колпашевскую впадину и др.	Приурочена к приразломной зоне опускания шириной около 20 км	С востока на запад до устья р. Елтырева приурочена к Кетско-Касскому желобу, далее до устья – к Колпашевскому структурному заливу	К зонам разломов



Окончание табл. 1.11

1	2	3	4	5
Улулюльская	К зоне разлома, секущего Чачанское куполовидное поднятие в осевой части с северо-востока на юго-запад	Интенсивный рост в новейшее время (150–200 м), зона разлома на северо-востоке свода	К Кетской структурной ступени	Осевая часть Чачанского куполовидного поднятия, осложненная Чачанской впадиной и зонной разрывных нарушений, а р. Улулюл – к зоне разлома
Большеюксинская и Малоюксинская	К зоне разломов западной части Салаирской складчатости на стыке с Пыль-Караминским мегаантиклинорием	К зоне разломов	К Кетской структурной ступени	К зоне разлома
Чернореченская	К зоне разломов, трещин в фундаменте	К зоне разломов	Зона сочленения Салаирско-Кузнецкого крупного приподнятия блока и Васюганской гряды	К системе сопряженных разломов, разделяющих космогеоструктурные области
Чузикская	К зоне Чузиковского рифта шириной до 15 км	Приразломная зона	Зона сочленения: Средневазюганской структурной террасы, Васюганско-Чузиковской ступени и Колпашевского структурного залива	К разрывным нарушениям, образующим системы разломов, секущих космогеологические структурные области или регионы

каолин, поднимались до 10–15 см над поверхностью днища балки, освоившей зону разлома. Другой пример, В.Я. Колпаковым, Н.С. Евсеевой в 1987 г. в долине р. Польшто (бассейн р. Тым) в зоне разломов из-за разгрузки подземных вод местами наблюдалось течение грунтов, о чем свидетельствует «пьяный» лес.

Велика роль разломов и в заболачивании положительных тектонических структур, осложняющих их крылья, а местами и осевые части. Рассмотрим ряд примеров. Вертолетная структура III порядка, расположенная в основном на левобережье в низовьях Тыма, является местным водоразделом рек Тыма, Польшто, Можи. Ее осевую часть и южное крыло пересекает разлом СВ – ЮЗ-простираения. В результате осевая часть и южное крыло сильно заболочены (около 60–80 % площади), а северная часть до 30 %. Интересен пример Восточно-Ярской структуры. Она образовалась в четвертичное время и осложнена молодыми впадинами и разломами (рис. 1.25, 1.26).

Поверхность этой структуры в пределах впадины и зоны разлома заболочена на 50–80 %. Здесь развиты мезотрофные древесные, древесно-осоковые, эвтрофные древесно-осоково-гипновые, отдельные грядово-мочажинные комплексы.

Довольно часто разломы пересекают осевые части положительных тектонических структур, способствуя сильному заболачиванию их поверхности. Наиболее ярким примером в этом плане является Улулюльская ложбина стока, расположенная в осевой части крупной тектонической структуры II порядка – Чачанского куполовидного поднятия на междуречье Кети и Улулюла. В осевой части этого поднятия проходит разлом СВ – ЮВ-простираения и расположена унаследованная локальная структура III порядка Чачанская впадина (рис. 1.26).

Впадина и зона разлома сильно заболочены и заозерены (до 80–90 %), а окружающие пространства – менее 10 %. Озеро Щучье, являющееся истоком р. Бол. Утка, достигает в длину 3,5 км, а в ширину до 1,7 км. Генезис котловины озера не изучен. Верховые осоково-сфагновые топи, сосново-кустарничково-сфагновые (рямы), грядово-мочажинные комплексы, древесные переходные болота и участки грядово-озерковых верховых и древесных низинных болот образуют болотную систему Лотар. Площадь ее более 1300 км<sup>2</sup>.

Образование Улулюльской ложбины в пределах Кеть-Улулюльского междуречья связано, на наш взгляд, с активным воздыманием Чачанского куполовидного поднятия, осложняющего Степановское мезопод-

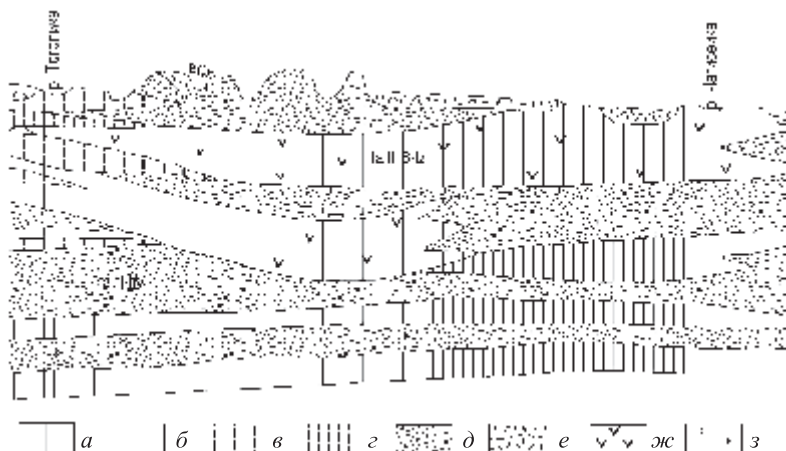
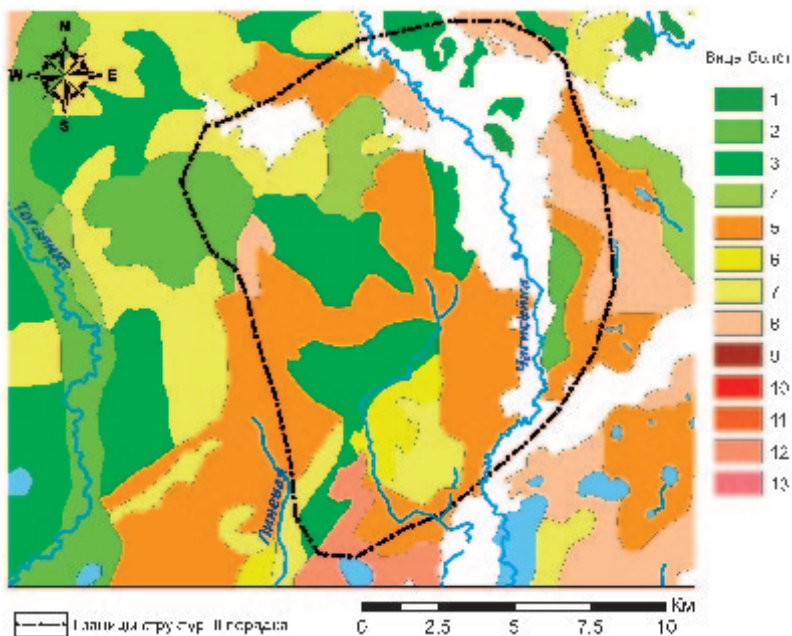


Рис. 1.25. Заболоченность Восточно-Ярской структуры. Геологический разрез Кеть-Тымского междуречья: а – глины; б – суглинки; в – супеси; г – переслаивание суглинков, супесей; д – пески; е – торф; ж – растительный детрит; з – каолинизация; 1–13 – виды болот (см. рис. 1.23)

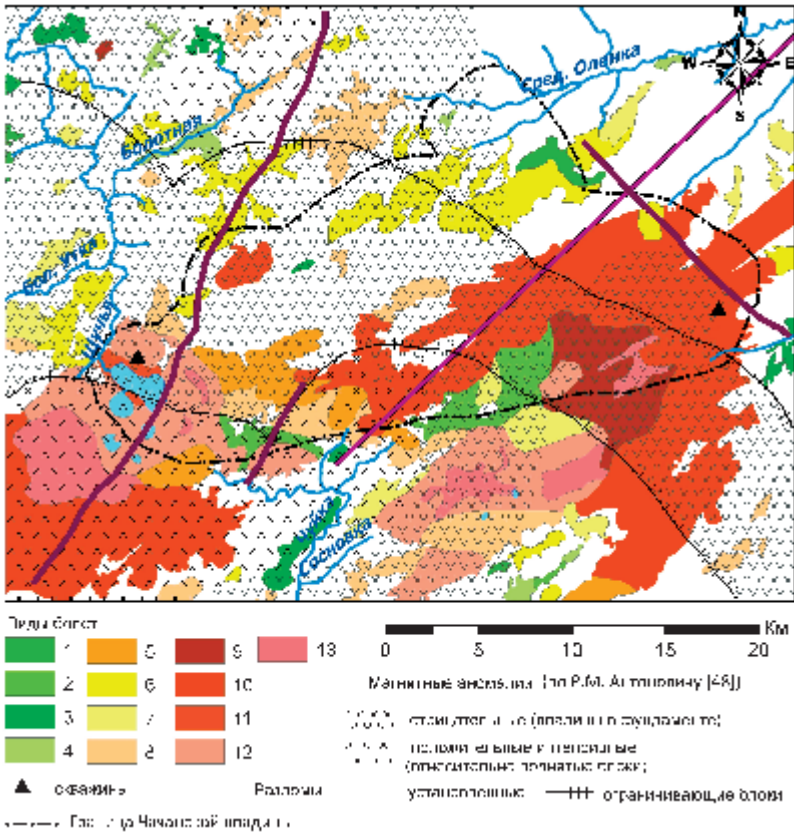


Рис. 1.26. Заболоченность осевой части Чачанского куполовидного поднятия (междуречье Кети и Улуоюла). 1–13 – виды болот (см. рис. 1.23).

нятие, в новейший этап. Главным фактором структурообразования в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты являются движения структурных зон и блоков фундамента (Сурков, Жеро, 1981; Геологическое строение..., 1999). Под действием вертикально направленных сил, исходящих от фундамента при подвижках его блоков или глыб, образуются глыбовые складки (Методы..., 1988). Для сводов и крыльев складок характерны сбросы, взбросы, размещающиеся в плане радиально и концентрически. Изучение морфологии глыбовых складок показало, что при их формировании образуются складчатые разрывы, локали-

зующиеся в присводовых частях. Е.М. Сергеев (1978) отмечает, что дислокационным движениям предшествует медленно протекающий процесс перераспределения напряжений в земной коре, в результате чего появляются зоны и очаги повышенного и пониженного напряжений. При превышении напряжениями прочности массивов горных пород начинаются дислокационные движения, вначале в форме пластического деформирования, а затем разрывными деформациями, нарушающими сплошность массивов. Анализ карты интерпретации магнитного поля фундамента Р.М. Антоновича (2004) показал, что в районе Чачанского куполовидного поднятия отчетливо прослеживается мозаика блоков фундамента разной напряженности, разделенных разломами (рис. 1.25). Эти блоки активны в новейшее время, о чем свидетельствует амплитуда воздымания Чачанского куполовидного поднятия, составившая в сводовой части более 200 м. Поднятие этой структуры было неравномерным, прерывистым. Рост ее в неогене в западной части составил 5–10 м, а в восточной достигал 30 м. В результате напряжений в осевой части структуры образовались трещины, Чачанская впадина и мелкие складки. Данный вывод подтверждается и экспериментальными исследованиями, когда разрывы образуются при поперечном изгибе слоев, подвергающихся растяжению.

Условия растяжения в земной коре на фоне формирования структур при поперечном изгибе слоев на сводах поднятий характерны для участков Тымской, Пайдугинской, Орловской, Елтыревской, Кетской ложбин. Например, Тымская ложбина почти под прямым углом пересекает Ажарминский и Пыль-Караминский мегавалы, в пределах которых выделяются активные в новейший этап структуры II и III порядка; Пайдугинская ложбина, в свою очередь, в пределах Пыль-Караминского мегавала пересекает с северо-востока на юго-запад структуры II порядка – Береговой и Западно-Пайдугинский валы. В среднем течении р. Кеть геофизическими исследованиями установлен крупный разлом северо-восточной – юго-западной ориентировки и древнего заложения (Евсеева, Земцов 1980). Он протягивается на несколько сот километров параллельно борту долины Кети и разделяет крупные тектонические структуры левобережья и правобережья р. Кеть – Степановский свод, Белоярский выступ, Владимирский свод. Этот разлом осложнен серией более мелких разрывных нарушений, они хорошо выделяются в рельефе по прямолинейным долинам Нибеги, Ингузета, Малой Утки, Лисицы, Орловки, Чагисейки, Тоголики и др. Местами эти разрывные нарушения

заняты двумя реками, имеющими одинаковую ориентировку долины, но стекающими в противоположные стороны, например Чачамга (приток Кети) и Ириул (приток Улююла), Нибега и Карайга соответственно и др.

Как правило, ложбины стока сильно заболочены. Это отмечали и Л.И. Дубровская, Н.А. Ермашова (2001) для ложбин стока Обь-Томского междуречья, освоенных реками Кисловкой, Черной и др. Для них характерна большая заболоченность водосборов (10–14 %) против 3 % водосбора р. Порос. У рек, освоивших ложбины стока, повышается доля подземного питания (38 %), поймы их сильно заболочены. В.К. Попов и др. (2002) указывают, что подземные воды палеогенового комплекса Обь-Томского междуречья имеют сложную гидродинамику. В ложбинах стока уровни палеогенового комплекса на 1–1,5 м выше уровней гравийно-галечникового водоносного горизонта ложбин стока и часто устанавливаются выше дневной поверхности (поймы рек Черной, Ум). Фильтрационные свойства пород палеогенового комплекса улучшаются в зонах тектонических нарушений (долины Томи, Оби, древние ложбины стока), где коэффициенты фильтрации песков достигают 6,7 м/сут. Питание палеогенового водоносного комплекса повсеместно инфильтрационное. Наличие системы разрывных нарушений сквозного характера, интенсивно развитой трещиноватости тектонического происхождения, расположенной на севере Обь-Тымского междуречья и на правом склоне долины р. Томи, обуславливают разгрузку глубинных подземных вод в палеогеновый водоносный комплекс. Кроме того, в зонах активных разломов может проявляться восходящая фильтрация подземных вод в условиях погруженного блока. Подобное отмечено Е.В. Черняевым и др. (2002) для зоны Ромашковского разлома на Северной площади (Томь-Яйское междуречье).

Крупные болотные массивы на Обь-Енисейском междуречье развиты в пределах Кетской, Тымской, Улююльской, Елтыревской, Большеюксинской, Самусьской ложбинах стока и др., приуроченных к зонам разломов (Евсеева, 2005). Заболачиванию ложбин стока способствует ряд факторов:

- близкий к дневной поверхности уровень грунтовых вод, верховодки: глубина залегания грунтовых вод изменяется от 0,5 до 36 м (в пределах грив);
- разгрузка грунтовых и подземных вод с бортов ложбин;
- поступление со склонов талых и дождевых вод;

- влияние местных напоров подземных вод, циркулирующих в палеогеновых, неогеновых породах, подстилающих отложения ложбин стока, что установлено гидрогеологическими работами Пайдугинской, Верхнекетской партий и др. (табл. 1.12).

Таблица 1.12

**Примеры проявления местного напора подземных вод  
в пределах ложбин стока**

Номер скважины	Местоположение скважины, абс. высота поверхности, м	Вид болота	Глубина проявления воды, м	Величина напора, м/ отметка устан. уровня воды, м
77	Южный борт Кетской ложбины стока к востоку от с. Усть-Озерное, 106,0 м	грядово-мочажинное	6,0	5,2/105,2
43	Восточная окраина Елтыревской ложбины в районе междуречья Нярги и Лисицы, 125,0 м	верховое моховое	8,2	8,0/124,8
44	Кетская ложбина стока в районе междуречья Кузуровой и Лисицы, 101,0 м	грядово-мочажинное	8,3	8,1/99,0
207	Орловско-Лисицинская ложбина, левобережье р.Лисицы в районе впадения р. Журавлевой, 122, 0 м	переходные и низинные древесные и древесно-сфагновые	8,0	до 8,0/117,0
33	Орловско-Лисицинская ложбина, на междуречье Чурбиги и Росомахи, 111,0 м	грядово-озерковое	2,0	1,1/110,1
203	Пайдугинская ложбина стока, в верховьях р. Пайдугиной, 136,0 м	грядово-мочажинное	0,5	0,5/135,5

В зонах трещиноватости подземные напорные воды поднимаются близко к дневной поверхности и способствуют переувлажнению ложбин. Кроме того, оказывают влияние и другие процессы – почвообразовательные, литологические, геоморфологические и др.

*Новейшие движения и болотообразование в долинах рек.* Воздействие новейших, современных тектонических движений на процесс болотообразования имеет сложный механизм, по-разному проявляющийся

на поймах рек, в балках, на террасах и междуречьях. Рассмотрим влияние тектонических движений на заболоченность поймы. Заболоченность пойм малых рек, пересекающих тектонические структуры часто значительна. Так, согласно классификации торфяных месторождений С.Н. Тюремнова, Е.А. Виноградовой (1953) в пределах Чулымской наклонной равнины болотные массивы относятся к трем типам (Базанов, Евсеева, Пологова, 1987): долинам мелких водотоков, суффозионных западин и водоразделов.

Болота, сформированные в долинах мелких притоков, как правило, имеют северо-восточное простирание. Эти притоки часто приурочены к мелким трещинам земной коры, пересекающим положительные структуры. Конфигурация таких болот линейная (5–20 км), во много раз больше ширины (50–400 м). Долинные массивы Кеть-Чулымского междуречья представлены двумя вариантами:

- Болотами шириной 50–100 м с постоянно действующими водотоками, врезанными в торфяные берега на 1,0–1,5 м. Долины водотоков имеют хорошо выраженные борта. Питание болот преимущественно грунтовое. На это указывают водные прослойки под торфяной залежью и требовательная к минеральным веществам растительность: в образовании ее участвуют в основном разнотравно-древесные сообщества – согры. Древесные насаждения высотой 20–25 м формируют сосна, кедр, береза. В разреженном травяно-кустарничковом ярусе доминируют вахта, хвощ топяной и другие эвтрофные виды. Средняя мощность торфяной залежи составляет 1,0–1,5 м, на всю глубину она сложена низинным древесным торфом.

- Долинными массивами с временными водотоками и пологими низкими берегами, более широкими (100–400 м). Эти болота питаются атмосферными осадками и инфильтрационными водами, поступающими с сопредельных территорий. Обеспеченность вод минеральными веществами невысокая, и растительность носит мезотрофный облик. Ее слагают фитоценозы комплексного строения – грядово-мочажинные, мелкобугристые топяные и однородные топяные. Основные строители мезотрофной растительности – осока волосистоплодная, подбел, сфагн остролистный и др. Средняя мощность торфяной залежи 2–4 м, в верхней ее части торф ее сложен остатками современной растительности, а нижний состоит из остатков эвтрофных растений.

В долинах крупных средних рек влияние тектонических структур, активных в новейшее время, прослеживается более четко. Известно, что



при пересечении рекой активно воздымающихся структур выше по течению создается подпор, что ведет к усилению меандрирования, фуркации и аккумуляции наносов. В районах тектонических поднятий поймы, как правило, узкая, высокая и менее заболоченная, чем на опускающихся или стабильных участках. Данное положение хорошо иллюстрирует пример поймы р. Кеть в пределах Томской области. По степени заболоченности можно выделить несколько участков:

- первый участок расположен между д. Усть-Озерное и пос. Степановка, где река в основном пересекает южное крыло Ярского вала. Ширина поймы на участке около 4 км, заболоченность ее низкая и составляет 15 %. В основном низинные болотные массивы площадью 50–100 га тяготеют к притеррасной пойме. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 1,7 до 5,5 м, местами воды напорные, например в районе устья Утки и др. Эти воды играют значительную роль в питании болот. В растительном покрове преобладают разнотравно-древесные сообщества – согры, в которых доминируют кедр, сосна, береза, вахта и другие эвтрофные виды. Торфяные залежи, мощностью 2–4 м слагают одноименные растительным сообществам виды торфа, что свидетельствует о постоянстве грунтового питания на всем протяжении формирования болот;

- второй участок поймы Кети расположен между пос. Степановка и с. Палочка, где река протекает в пределах Восточно-Пайдугинской впадины и в зоне разлома, секущего положительные и отрицательные структуры. Ширина поймы Кети на этом участке варьирует от 3 до 20 км, характерны эрозионные останцы, протоки. Заболоченность поймы составляет 40 %, наряду с простыми массивами площадью до 100 га встречаются и сложные – до 1000 га и более. Они размещены в притеррасной пойме, где в растительном покрове преобладают мезотрофные группировки, ограниченно представлены эвтрофные и единично – олиготрофные. Господство мезотрофной растительности свидетельствует о преобладании в питании болот атмосферных осадков и инфильтрационных вод. Глубина залегания грунтовых вод по данным обмера колодцев и бурения скважин варьирует от 0 до 4 м, местами воды напорные, например на левобережье Кети в районе устья р. Орловки. Современное заболачивание на пойме происходит в широких масштабах по аллохтонному типу, преимущественно под влиянием болотных вод.

Особенности развития пойменных болот рассмотрим на примере массива площадью 250 га, расположенного у пос. Клюквинка. Поверх-

ность его слабовогнутая. Растительный покров представлен комплексом сообществ: мезотрофный мелкобугристый топяной (высота бугров 0,4 м, диаметр 2–4 м) занимает центральную часть массива, к его периферии приурочена мохово-древесная согра мозаичной структуры. Питаются болота преимущественно инфильтрационными водами, поступающими с вышележащей террасы. В эволюции массива по результатам стратиграфического разреза выделяются три этапа: 1) заторфовые мелководного водоема, индикатором чего служит полуметровый пласт щитовникового торфа; 2) заболачивание озерной котловины глубиной 2,8 м, в котором эвтрофные гипновые мхи и др. свидетельствуют о высокой обеспеченности минеральными веществами вод и застойном режиме увлажнения; 3) заторфовывание прилегающих к котловине суходолов, в основном со стороны русла реки. На последнем этапе болотная поверхность вышла из-под влияния грунтовых вод и в питании массива начали преобладать инфильтрационные воды. Это подтверждается ботаническим составом (шейхцерия, береза, осока волосистоплодная) верхнего 2,2-метрового пласта торфа. На завершающем этапе наряду с обеднением питающих вод застойный режим увлажнения сменился переменным, на что указывает замещение вверх по стратиграфическому разрезу остатков топяных сообществ на древесно-осоковые. Этот процесс необратим и в ближайшие столетия должен привести к замене топяных сообществ на древесно-осоковые.

- на участке между с. Палочка и г. Колпашево р. Кеть течет по зоне разломов, пересекает северное крыло Белоярского выступа, осложненного структурами более низкого порядка, южное крыло Минасовского куполовидного поднятия, Картинского прогиба, Западную часть Восточно-Пайдугинской впадины. Вследствие этого ширина поймы варьирует от 8–14 км в пределах впадин и прогибов до 4–5 км на участках положительных структур. Глубина залегания грунтовых вод на пойме колеблется от 0 до 3–4 м. Пойменные болота по всем признакам близки участку между Степановкой и Палочкой.

Поймы рек – притоков Чулыма, Кети, Тыма, Томи, Оби, Васюгана и др., приуроченные к зонам разломов и впадин, часто сильно увлажнены, заболочены, например р. Четь (рис. 1.27), притоки Томи – Шишкобойка, Черная, Камышка, Чангара и др; р. Салат, Бол. Пиковка, а также поймы Томи, Оби и др. Сильно заболочена и пойма Томи в зоне грабенообразной структуры (рис. 1.28)

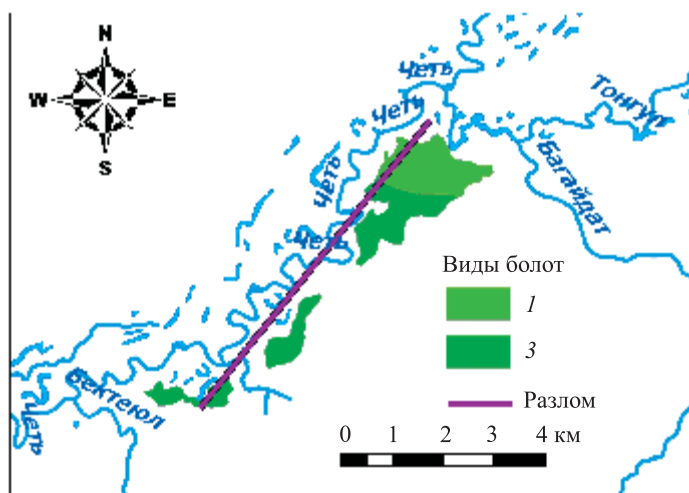


Рис. 1.27. Заболоченность поймы р. Четь в зоне разлома.  
1, 3 – виды болот (см. рис. 1.23)

О прогибаниях блоков земной коры в новейшее время, в том числе и голоцене, свидетельствуют погребенные торфяники, вскрывающиеся в береговых обнажениях. Во время полевых работ 1973–2009 гг. авторы неоднократно наблюдали в береговых обнажениях рек Чулыма, Кети, Тыма, Оби и других погребенные торфяники, которые местами протягивались на 100–150 м. Мощность аллювиальных отложений над торфяниками колебалась от 0,5 до 2–3 м, например в обнажениях Усть-Тымской впадины. Пойма на таких участках часто низкая, заливаемая в половодье. Мы предполагаем, что в таких местах происходит опускание земной поверхности. Сходную точку зрения высказал и С.Н. Тюремнов, который генезис погребенных торфяников объясняет нисходящими тектоническими движениями (Лисс и др., 2001). С.Н. Тюремнов описал погребенный торфяник, залегающий в виде линзы в левобережной террасе р. Васюган близ с. Новый Тевриз. Линза торфа имеет слоистое строение: сверху она перекрыта песчано-глинистыми отложениями мощностью до 2 м. Толщина верхнего слоя торфа равна 0,7 м. Он отделен от нижнего слоя торфа минеральными отложениями мощностью 0,3 м. Толщина нижнего слоя торфа 1,7 м. Протяженность погребенного торфяника 50 м. Возраст торфяника  $8300 \pm 70$  и  $8400 \pm 80$  лет (Базанов и др., 1987), т.е. он образовался в бореальный период.

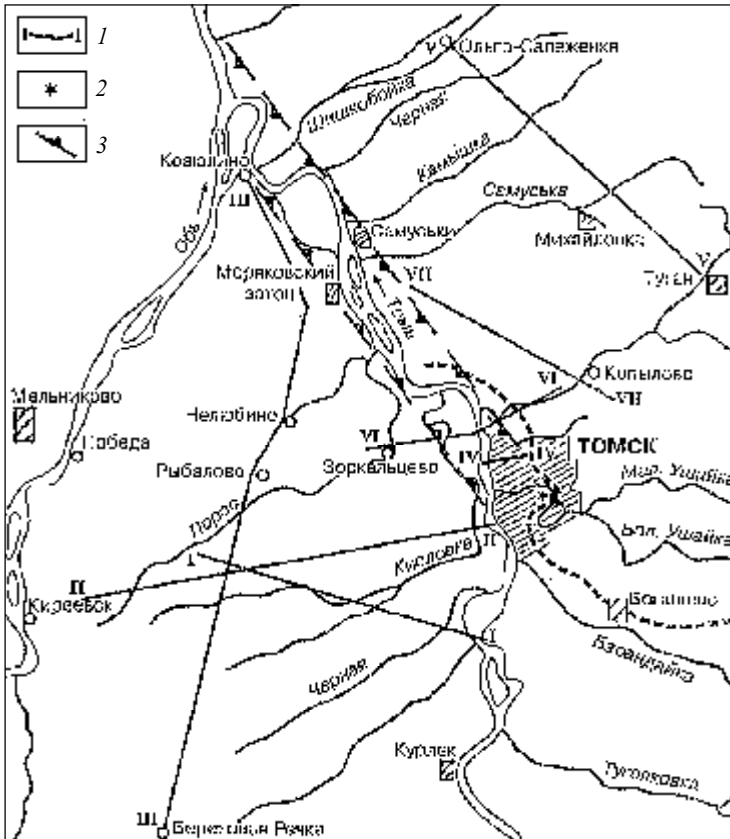


Рис. 1.28. Схема местоположений геологических разрезов в окрестности г. Томска: 1 – линии геологических разрезов; 2 – местоположение шлакоотвала; 3 – грабенообразная структура (Парначев и др., 1999)

Произведенный выше анализ материалов показывает, что новейшие и современные тектонические движения оказывают существенное влияние на болотообразование в исследуемом районе. Повышенная заболоченность приразломных зон северо-восточного простирания, выраженных в современном рельефе как в пределах положительных, так и отрицательных структур, – один из основных признаков их современной активности. Следовательно, болота являются чутким индикатором тектонических движений. Вертикальные скорости торфонакопления об-

ласти изменяются от 0,21 до 2,1 мм/год, а тектонических движений – от 3 до 20 мм/год (Колмогоров, Колмогорова, 1980; Варламов, Найденова, 1981; Фотиади и др., 1987). Отсюда ясно, что опускающиеся участки и в дальнейшем будут заболачиваться более активно, чем поднимающиеся.

На заболачивание оказывают влияние и другие процессы – заломы, суффозия и т.д.

#### 1.4.2. Заломы

Заломы в таежной зоне влияют на деформации берегов, заболачивание, на процесс меандрирования и др. Но до настоящего времени это влияние изучено слабо как в качественном, так и количественном отношении.

Плановые деформации русел способствуют падению деревьев и кустарников в реки, где и образуются специфические биогенные формы рельефа – заломы. Это «завал, возникающий в мелководных и узких частях русел в результате скопления переносимых рекой деревьев, веток и т.п» (Тимофеев, 1981, с. 155). Заломы – типичные формы рельефа в руслах рек зоны тайги. Заломы часто встречаются на реках Томской области. Еще А.К. Сиденсер (1878, с. 208), обследовавший р. Кеть, писал, что «ломы эти состоят из груды наносных деревьев, совершенно почерневших от времени и наваленных самым беспорядочным образом. Иногда они бывают навалены вровень с берегами на протяжении вдоль реки до 30 саж». Многие реки области сильно засорены и в верхнем и даже в среднем течении (табл. 1.13).

Таблица 1.13

#### Примеры засоренности рек Томской области древесиной (Евсеева, Земцов, 1990)

Река	Количество заломов	Засоренность на 1 км длины реки (м <sup>3</sup> )
Кенга, верхнее течение	27	15–20
Левый Ильяк	31	10–12
Ларьеган	18	15
Трайгородская, левый приток Оби	50	25
Ванжиль, правый приток Тыма	27	15
Квербылька, левый приток Тыма	28	15

Нами отмечены заломы по левым притокам Васюгана – Чертале, Ягылъяху, Егольяху, Кельвату, Катльге и др. Некоторые из них за-

ломлены у самого устья. На более крупных правых притоках Васюгана – Нюрольке, Чижапке – заломы сосредоточены в самых верховьях, а также на впадающих в них речках. Правые притоки Оби – Вартовская, Киевский и Пиковский Еган, правые притоки Кети – Елтырева, Кузорова, Лисица, Орловка и ее левые притоки – Бол. и Мал. Утк, Чачамга, Катайга во многих местах завалены упавшими с берега деревьями. Длина засоренных участков каждой реки около 50 км.

Размеры заломов различны. Высота их чаще составляет 1–2 м, а длина от первых до сотен метров. Более крупные заломы встречаются редко, они существуют многие десятки и сотни лет и возвышаются над меженным руслом до 10–12, достигая в длину 2 км. Один из них описан И.А. Алексеевым (1957) на р. Чичкаюле при переходе тропы на пос. Килинка. Залом возвышается над водой на 1–2 м, а общая масса древесины исчисляется сотнями кубометров. Заломом пользовались для переправы еще в 1900–1912 гг. Крупные заломы были на р. Тыме, примерно в 100 км выше по течению от пос. Ванжилькынака. Один из них взорван в 1985 г.

Заломы образуются в основном на реках III – IV порядка, реже V – VI. Особенно много заломов встречается, как считает Р.А. Марстон (Marston R.A., 1983), на реках III порядка. Наши исследования также показали, что наибольшая концентрация древесины приходится на реки III – IV порядков. Много заломов и на реках V и VI порядков, но там они сконцентрированы в верхнем и среднем течении. Естественно, что крупные реки неудобны для формирования заломов, а мелкие речки не в состоянии транспортировать упавшую древесину, которая и засоряет их. На таких речках, имеющих заметный уклон, небольшую ширину и глубину, местами образуются перед скоплением древесины псевдотеррасы, сложенные илом. Такие поперечные псевдотеррасы мы наблюдали летом, 1983 г. на небольших речках в районе урочища Козин Яр на р. Тым.

Заломы на таежных реках снижают дренажный эффект, вызывают подъем уровня грунтовых вод, активизируя оползневой процесс, изменяя рисунок гидросети: река образует острова, новые русла. Заломы в определенной мере влияют на процесс меандрирования, являясь препятствием для текущей воды. Реки на заломленных участках «блуждают», ускоряется прорыв шеек меандр (местами в течение 2–3 лет), увеличивается коэффициент извилистости реки. Нами неоднократно наблюдались случаи, когда упавшие в малую реку даже одиночные дере-

вья видоизменяли ее течение, способствовали отклонению водного потока к противоположному берегу. В результате последний интенсивно размывался, русло реки искривлялось, и постепенно образовывались излучины.

Во время половодья перед заломами образуются заторы льда высотой в несколько метров. Движение льда по пойме ведет к преобразованию ее рельефа: образуются глубокие и длинные рытвины, заполненные водой. В дальнейшем они могут стать очагами заболачивания.

Заломы способствуют заболачиванию. Механизм этого процесса описан Р.С. Ильным (1930, с. 91), который наблюдал, «...как участок чистого болота проникает в покрытую согрой долину по самому руслу речки – болото, этот скупой собиратель воды, из застойного состояния перешедшее в текучее. Тут болоту помогает лес, на этот раз перешедший с ним в союз; своими трупами – падающими деревьями – он перегораживает русло и образует заломы, служащие этапами наступления водораздельного болота». На заломе, покрытом мусором, начинает расти мох, затем водолюбивые растения. Последние также нарастают и с берегов, в результате оторванный участок реки исчезает под болотной растительностью.

### 1.4.3. Суффозия и процессы болотообразования

Р.С. Ильин (1930) считал, что на слабодренированных участках суффозионно-просадочные западины были первичными очагами заболачивания. Ю.А. Львов (1976) отмечал, что на территории Томской области, как в прошлом, так и в настоящее время, доминирует суходольное заболачивание: «...первичными очагами заболачивания в большинстве случаев оказывались не водоемы, а мелкие, занятые песком котловины» (с. 37). Такие котловины могут иметь термокарстовый генезис, а также суффозионно-просадочный.

В зоне гумидного климата юго-востока Западно-Сибирской равнины все породы насыщены подземными водами. Наиболее характерная особенность воздействия подземных вод на рельеф заключается в том, что в отличие от поверхностных вод их деятельность имеет объемный характер. Движение подземных вод, а следовательно, и воздействие на вмещающие горные породы происходит в объеме всего водоносного комплекса. Взаимодействие воды с горной породой находит отражение в проявлении суффозионных процессов, просадок на поверхности. В исследуемом регионе на поверхности надпойменных террас, между-

речий, местами пойме развиты механическая суффозия и просадки, влияющие на развитие экзогенных процессов, что отмечали многие исследователи (Орлов, 1968; А.С. Герасимова и др., 1972; Петров и Бачурин, 1973; Земцов, 1976; Трофимов, 1977; Кашперюк и др., 1986; Евсеева, 2009 и др.).

Механическая суффозия – процесс выноса мелких частиц из рыхлых обломочных пород, фильтрующихся водой.

В таежной зоне Западно-Сибирской равнины механическая суффозия чаще всего проявляется в пылеватых и мелких песках различного возраста, а также в лессовидных супесях и суглинках (Герасимова и др., 1972; Горюнов, 1974; Афонская, 1970). В первом случае вынос частиц из породы связан с постоянным фильтрационным потоком, во втором – с действием временных водотоков. Рассмотрим оба названных варианта и их влияние на формирование рельефа в исследуемом районе:

1. Для развития суффозии необходимы: а) контакт двух слоев с резко различающимися коэффициентами фильтрации: пылеватые и мелкие пески, обладающие значительной пористостью (34–47%), которые, как правило, залегают на цоколе, сложенном суглинками; б) наличие водоносного горизонта, приуроченного к песчаным породам (очень часто на склонах наблюдаются многочисленные выходы грунтовых вод в верхней или нижней части склона); в) гидравлическая связь водоносных горизонтов с паводковыми водами, в результате после резкого снижения уровня воды в реке градиент напора фильтрационного потока достигает величины, достаточной для выноса частиц из водовмещающих песков приконтактной зоны (Герасимова и др., 1972).

При выклинивании безнапорных вод в борта речных долин вынос ими частиц из пород начинается при меньших градиентах, ибо сила тяжести в этом случае способствует, а не препятствует суффозии (Толстой и др., 1976).

Названные условия для развития суффозии имеют место в исследуемом районе. Породы здесь неоднородны по механическому составу, грунтовые воды залегают неглубоко (табл. 1.14). В межень разгрузка подземных вод происходит в основании ярусов в виде струй, ключей, родников. Они выносят твердые частицы, образуя конусы выноса чаще из тонкозернистых глинистых песков.

Суффозия снижает устойчивость склонов, уменьшает объем водовмещающих пород, что приводит к проседанию и заметному наклону лежащих на них пород и оползанию. На склонах водораздельных рав-



нин, на террасах местами образуются воронки проседания диаметром от 1 до 10 м при глубине до 2 м. Наиболее характерны блюдцеобразные западины. Форма их в плане изменяется от округлой до продолговатой. Диаметр западин достигает 200 м, а глубина – до 3 м, склоны их чаще пологие (до 15–10°).

Таблица 1.14

## Глубина залегания грунтовых вод

Бас-сейны рек	Глубина залегания грунтовых вод, м							
	Пойма	Первая терраса	Вторая терраса	Третья терраса	Ложбина стока	Междуречья	В пределах эолового рельефа	На болотах
Тым	1,5–8,0	–	0,5–7,0	1,0–11,0	0,5–16,0	0,0–27,0	–	0,5–1,0
Кеть	2,8–5	1,0–3,7	1,3–7,0	0,0–8,5	2,5–26,0	1,0–39,5	–	0,5–1,0
Чулым	1,9–4,9	–	4,0–15,0	1,7–15,2	0,5–19,0	1,9–30,0	от 1,0–1,5 до 10–18	0,5–1,0
Пайдугина	2,8–5,0	1,0–4,0	1,3–7,0	1,0–8,5	2,5–4,3	–	–	0,5–1,0

Суффозия оказывает большое влияние на эрозионные процессы. На это обратил внимание еще А.П. Павлов (1898, с. 101) – автор термина «суффозия» (подкапывание), который писал, что «...это влияние подземных вод, изменяющее хотя бы и в слабой степени, поверхностный рельеф, является фактором, определяющим во многих случаях ход поверхностной эрозии...». М.А. Усов (1934), В.Д. Ломтадзе (1977) считают суффозию своеобразным процессом размыва горной породы, а Е.М. Сергеев (1978) – связующим звеном между процессами растворения (карст) и процессами размывания (эрозия). Во время полевых маршрутов в процессе геологической съемки масштаба 1:200000, на стационарах неоднократно наблюдалось, что западины располагаются линейно в сторону балок, оврагов, рек и ручьев (рис. 1.29). Например, у пос. Белый Яр на второй надпойменной террасе западины подходят к вершине балки, по дну которой течет ручей. Подобные явления описаны на междуречьях Кети и Чулыма, на надпойменных террасах у дд. Малиновки, Березовки, Игловки, Михайловки в бассейне Чулыма; дд. Тайны, Палочки в долине Кети; у сс. Напас, Козин Яр, Компасский Бор в бассейне Тыма и др.

В пределах юго-востока Западно-Сибирской равнины на водораздельных равнинах, поверхностях высоких террас широко развиты блюдцеобразные понижения диаметром от 5–10 до 300 м и глубиной до 3 м. Местами их количество достигает 6–5 на 1 км<sup>2</sup>, но чаще 2–6. Крутизна склонов западин достигает 10–15°, а длина склонов – до 30–50 м. Во время полевых работ нами неоднократно отмечалась заболоченность таких западин, например на Кеть-Чулымском междуречье, третьей надпойменной террасе р. Чулым, второй террасе р. Томи, на Обь-Шегарском, Обь-Тымском междуречье, второй террасе р. Кеть и др. Например, на поверхности второй террасы р. Кеть в районе с. Палочка – п. Белый Яр в суффозионно-просадочной депрессии во время геологической съемки 1:200000 масштаба нами была пробурена залежь торфа 1,5 м; а в депрессии на поверхности второй террасы р. Томь вблизи с. Орловка – 0,6 м и др.

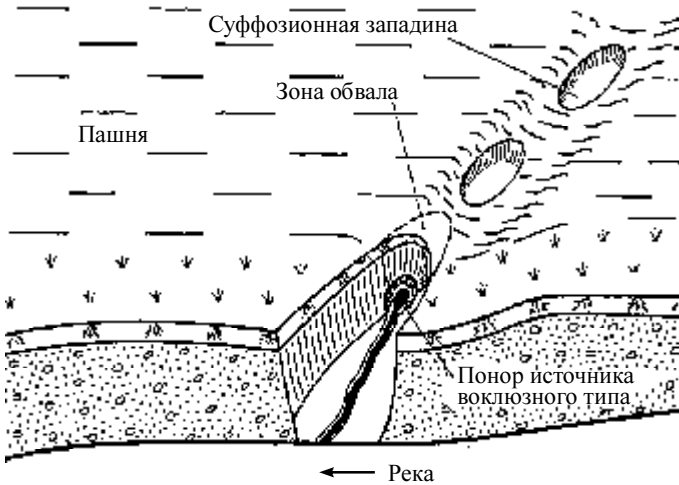


Рис. 1.29. Схема развития суффозионного оврага на террасе реки (Полунин, 1983)

Болота в таких депрессиях питаются атмосферными осадками и инфильтрационными водами, мощность залежи в них небольшая и составляет 0,5–1,5 м, а площадь до 150 га. Наиболее полно тип болотных массивов суффозионных западин изучен на правобережном склоне р. Бол. Утка (Базанов и др., 1987). В растительном покрове доминируют два

сообщества: около 80 % занимают рослорямовые группировки и 20 % (в центре массива) занимает рям. Основными строителями являются сфагнум фускум, кассандра и сосна. Горячая залежь рямового участка мощностью 0,9 м сложена двумя ботанически различными горизонтами торфа: нижний пласт мощностью 0,5 м образован остатками пушицы и сосны, соответствует рослорямовой растительности; верхний слой мощностью 0,4 м – это неразложившаяся моховая дернина, отражающая современный растительный покров.

Процесс заболачивания западин изучен недостаточно, он по-разному проявляется на поверхностях, сложенных лессовидными отложениями и в песках:

1. На поверхностях междуречий, высоких надпойменных террас, сложенных лессовидными суглинками, супесями, по нашему мнению, главенствующую роль играет сток талых и дождевых вод со склонов западин, содержащих минеральные частицы (чаще всего пылеватые). В результате происходит кольматация пор почв на днище западин, застой влаги в них и поселение влаголюбивой растительности. Наиболее ярко этот процесс прослеживается на пашне, где в западинах часто вымокают посевы, либо они заняты зарослями берез, осин, ив, местами озерами.

2. Н.Н. Пологова (Базанов и др. 1987) отмечает, что ход заболачивания определен строением поверхности, составом отложений, элювиальной направленностью почвообразования. Известно, что на формах рельефа песчаных отложений слабо проявляется линейная эрозия. Однако почвенно-элювиальная суффозия приводит со временем к увеличению глубины микрозападин и их количеству. В них отчетливо выражена вертикальная неоднородность верхних слоев. Так, в западинах на глубине 80–100 см залегают прерывистые линзы суглинка, в пологих ложбинах они замещаются прослоями заиленного песка мощностью 40–60 см, а на гривах представлены тонкими суглинистыми прослойками и ожелезненными псевдофибрами. Это способствует боковому внутрипочвенному стоку влаги в западины. Избыток поверхностной влаги вызывает оглеение, обеднение поверхностных горизонтов и поселение олиготрофной растительности в западинах.

Существенное влияние на болотообразование оказывают пожары, вспышки вредителей леса, особенно шелкопряда.

## 1.5. Климат

Вопрос о роли климата в функционировании и динамике ландшафтов интересовал основоположников ландшафтоведения с самого начала зарождения этой науки. Некоторые из них, например Б.Б. Полынов, А.А. Григорьев, рассматривали климат как главную движущую силу развития ландшафта. Л.С. Берг отмечал, что каждый ландшафт отличается своим особым, ему лишь присущим климатом. За основную климатологическую единицу С.П. Хромовым и др. (2001) принят климат ландшафта (собственно климат). Климат урочища, представляющий собой особую локальную вариацию климата ландшафта, – это *местный климат*, а климат фации – *микроклимат*. Под *макроклиматом* подразумевается совокупность климатических черт данной географической области или зоны, т.е. высших региональных комплексов.

Полное представление о климате ландшафта складывается из двух составляющих (Болотные экосистемы севера..., 2006):

1) фонового климата, отражающего общие региональные черты климата, определяемые географическим положением ландшафта в системе региональной дифференциации, т.е. величиной получаемой инсоляции, атмосферной циркуляцией, гипсометрическим и барьерным положением, а также влиянием всех остальных компонентов;

2) совокупности локальных (мезо- и микро-) климатов, присущих различным фациям и урочищам.

Фоновый климат Томской области характеризуется как умеренный континентальный с тёплым летом и холодной зимой и преобладающим летним увлажнением.

В формировании климата любой территории принимают участие три фактора: солнечная радиация, циркуляция атмосферы и характер подстилающей поверхности.

Развитие всех процессов в атмосфере Земли обусловлено, в первую очередь, солнечным излучением, поступающим на земную поверхность. Количество приходящей солнечной радиации зависит от широты места, высоты Солнца, облачности и состава атмосферы. В целом, радиационный режим характеризуется несколькими показателями: количеством солнечной радиации, величиной радиационного баланса, продолжительностью солнечного сияния. Поскольку протяжённость района исследования с севера на юг ( $56^{\circ}$ – $61^{\circ}$  с.ш.) незначительна, то и характеристики радиационного режима не существенно отличаются. Количество суммарной солнечной радиации за год составляет 80–93 ккал/см<sup>2</sup>. Кос-

венно о характере поступления солнечной радиации можно судить по продолжительности солнечного сияния, которое в значительной степени зависит от облачности: для большей территории области – 1700–1750 ч в год, достигая наименьшего значения по области в предгорьях Кузнецкого Алатау (1546 ч) и максимального значения в районе с. Пудино (1846 ч). В годовом ходе наибольшее число часов отмечается в июне-июле – 234–276, что более чем в 10 раз превышает таковое в декабре (Трифонова, 1988; Евсева, 2001).

Атмосферная циркуляция над Томской областью является частью планетарной циркуляции Северного полушария и частью циркуляции над Западно-Сибирской равниной в частности. Её основными чертами, по мнению многих исследователей (Сенников, Сляднев, 1972 и др.), являются господство западно-восточного переноса; интенсивная трансформация воздушных масс в тёплое время года; наличие над 60° с.ш. высотной планетарной фронтальной зоны, где происходит пересечение путей северо-западных и юго-западных циклонов; междуширотный воздухообмен, связанный с равнинностью территории и открытостью её с севера и юга. С двумя последними обстоятельствами связано возникновение фронтальных разделов, циклогенеза и антициклогенеза. Из-за этих же особенностей в циркуляционных процессах над Западной Сибирью во все времена года участвуют арктические (повторяемость 21 % летом и 6 % зимой) и умеренные (континентальные повторяемостью 59–62 % и морские –13 % летом и 32 % зимой) воздушные массы, а летом также и тропические (7 %) (Трифонова, 1988). Воздушные массы, движущиеся в системе циклонов и антициклонов, приводят к неустойчивости погоды в пределах области и значительным колебаниям её от года к году, от сезона к сезону и даже довольно резким изменениям элементов погоды в сравнительно короткие периоды времени (за несколько дней или даже часов).

Средняя годовая температура воздуха на территории области варьирует от –0,91 °С (г. Стрежевой, с. Александровское) и –0,6 °С (с. Каргасок) на севере до 1,22 °С (г. Томск, с. Мельниково) в южной части области (табл. 1.15).

Изменения среднегодовых температур воздуха наблюдаются в последние три десятилетия. Особенно заметен рост среднегодовых температур воздуха в подтайге области. Только по данным метеостанции Томск среднегодовая температура воздуха поднялась за 1967–1997 гг. с –0,6 до +0,56 °С. Если предположить, что тренд носит линейный характер, то его параметры составили + 0,067 (Ромашова и др., 2002).

Таблица 1.15

**Внутризональная изменчивость влаго- и теплообеспеченности  
Томской области**

Пункт наблюдения	Среднегодовая температура воздуха, °С		Среднегодовое количество осадков, мм		Тенденции изменения сумм атмосферных осадков в холодный период года ((мм/10 лет) <sup>4</sup> )
	1935–1980 гг. <sup>1</sup>	1983–2005 гг. <sup>2</sup>	1891–1983 гг. <sup>3</sup>	1983–2005 гг. <sup>2</sup>	
Подзона средней тайги					
Александровское	– 2,6	–0,9	479	719	10,8
Каргасок	–2,0	–0,6	488	683	3,3
Белый Яр	–1,7	–0,3	467	650	–
Подзона южной тайги					
Колпашево	–1,5	–0,4	598	650	11,2
Подгорное	–1,4	–0,46	596	625	–
Бакчар	–1,1	0,46	499	630	0,6
Подзона мелколиственных лесов					
Кривошеино	–1,0	0,54	523	638	–
Первомайское	–0,8	0,8	416	618	8,5
Томск	–0,6	1,22	520	617	14,5
Кожевниково	–1,0	0,8	420	616	–

Примечание: 1 – данные (Научно-прикладной справочник по климату, 1993; Трифонова, 1988), 2 – данные (<http://tomsk-meteo.ru>), 3 – данные (Азьмука, 1986), 4 – данные (Барашкова и др., 2011)

В последующее десятилетие этот процесс ускорился. Это подтверждается исследованиями других авторов (Барашкова и др., 2011), которые отмечают в период с 1970 по 2009 г. рост температуры воздуха на всей территории области со скоростью 0,4–0,6 °С/10 лет, причем в отдельные месяцы холодного периода (февраль – март) тенденции достигают 1,5–1,7 °С/10 лет. Поскольку скорость потепления на порядок больше, чем в Северном полушарии Земли в целом, это может быть обусловлено отклонением от многолетних норм характеристик региональной циркуляции (Горбатенко и др., 2011). Анализ полученных данных показал, что наибольший вклад в эти изменения произошли в холодно-снежную часть года и, особенно, в центральную фазу зимнего сезона, что проявилось в изменениях временных, гидротермических и структурных характеристик (Ромашова, 2004, 2007, 2009).

Средняя температура самого холодного месяца (января) при движении с юга на север территории исследования понижается от  $-15$  до  $-17$  °С (до 1988 г. – соответственно с  $-10$  до  $-23$  °С), а июля – с  $19,7$  до  $18,4$  °С (до 1988 г. – соответственно с  $18,5$  до  $16,5$  °С). Максимальная температура воздуха достигает по метеостанциям области  $35-40$  °С, минимальные температуры варьируют в больших пределах – от  $-48$  °С (с. Подгорное, подзона южной тайги) до  $-56$  °С (Ванжиль-Кынак, подзона средней тайги). Амплитуда колебаний экстремальных температур воздуха достигает по указанным станциям  $82-96$  °С (табл. 1.16).

Распределение среднего годового количества осадков по территории Томской области подчиняется закону географической зональности, при этом в последние 25 лет наблюдается увеличение сумм осадков (табл. 1.15, рис. 1.30). Тенденции в изменении годовых сумм атмосферных осадков имеют явно выраженную положительную направленность,

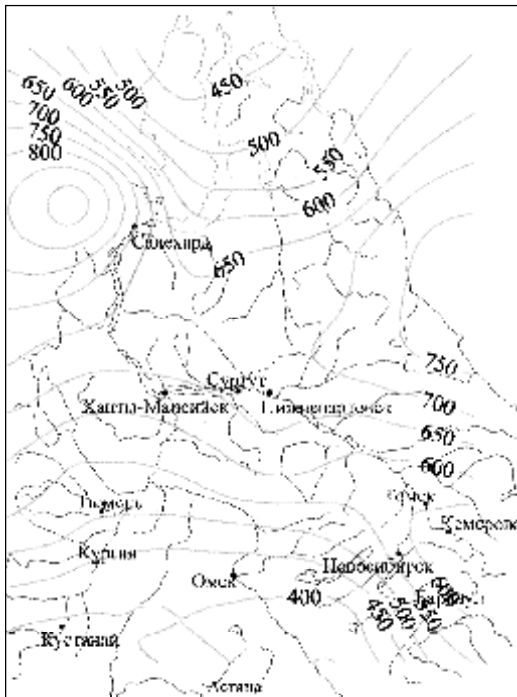


Рис. 1.30. Среднегодовая сумма осадков, мм/год  
(Возобновляемые ресурсы..., 2007)

**Максимальные и минимальные температуры воздуха на действующих метеостанциях ФБГУ «Томский ЦМС» с момента их основания (<http://www.meteotomsk.ru/about/#2>)**

№ п/п	Метеостанция	Год основания метеостанции	Максимальная температура воздуха, °С		Минимальная температура воздуха, °С		Самый сильный дождь, % от месячной нормы осадков	
			значение	дата	значение	дата	значение	дата
Подзона средней тайги								
1	Александровское	1916	35	Июль 1969 г.	-53	Январь 2006 г.	86	Август 2000 г.
2	Ванжиль-Кынак	1946	40	Июнь 1986 г.	-56	Январь 1973 г.	88	Август 1997 г.
3	Каргасок	1934	37	Июль 1952 г.	-53	Январь 2006 г.	111	Июнь 1976 г.
4	Напас	1932	36	Июль 1969 г.	-54	Январь 2006 г.	131	Июнь 1996 г.
Подзона южной тайги								
5	Колпашево	1925	35	Июль 1969 г.	-51	Январь 1931 г.	83	Август 2004 г.
6	Майск	1943	37	Июль 1952 г.	-52	Декабрь 1968 г.	150	Июнь 2002 г.
7	Молчаново	1897	37	Август 1998 г.	-52	Январь 1931 г.	97	Июль 1913 г.
8	Новый Васюган	1957	36	Июль 1969 г., май 2004 г.	-53	Декабрь 1958 г.	84	Июль 1959 г.
9	Парабель	1926	36	Июль 1952 г.	-53	Январь 1999 г.	104	Август 1930 г.
10	Подгорное	1969	35	Июль 1990 г.	-48	Декабрь 1984 г.	88	Август 1998 г.
11	Пудино	1927	36	Июль 1969 г.	-53	Январь 1931 г.	142	Июнь 1942 г.
12	Средний Васюган	1913	37	Июль 1969 г.	-52	Январь 2006 г.	69	Август 1931 г.
13	Бакчар	1934	37	Июль 1990 г.	-52	Февраль 1951 г.	107	Август 1946 г.
Подзона мелколиственных лесов								
14	Первомайское	1910	36	Июль 1935 г.	-58	Январь 1931 г.	118	Август 1962 г.
15	Томск	1874	35	Июль 1975 г.	-55	Январь 1931 г.	242	Июль 2011 г.
16	Кожевниково	1933	38	Май 1952 г.	-51	Декабрь 1938 г.	112	Июль 1982 г.



достигая максимума за счёт осадков холодного периода (октябрь–апрель), особенно в Александровском, Томске и Колпашево (Барашкова и др., 2011).

Суммарное испарение в пределах области составляет в среднем за год 400–520 мм (Возобновляемые ресурсы..., 2007), следовательно, избыток увлажнения с юга на север изменяется от 160 до 300 мм, что способствует усилению болотообразовательного процесса.

Экологически обоснованные объемы освоения и мероприятий по охране болот и заболоченных лесов должны основываться на дифференцированной ландшафтно-экологической оценке основных параметров болотообразовательного процесса, которые зависят от сезонно-климатических условий (Экосистемы ландшафтов..., 1995; Дюкарев, 2005). Основной формой проявления динамики ландшафта в целом и его компонентов является сезонная ритмика природы. Кроме того, состояния структуры и функционирования фаций зависят не только от сезона, но и от погоды. Сезонные и погодные факторы обуславливают различное функционирование фаций и их отличие по вертикальной структуре и характеру распределения отдельных компонентов по высоте (Беручашвили, 1986; Экосистемы ландшафтов..., 1995; Хромых, 2008). В связи с этим для проведения исследований по изучению смены состояний болотных ПТК, согласно И.И. Мамай (2005), и необходим сбор и анализ следующих климатических характеристик: температуры и влажности воздуха, режима и характера осадков (количество и интенсивность); температуры, влажности и глубины промерзания грунтов. Эти параметры, играющие существенную роль в динамике развития болотных ландшафтов, следует определять за каждую структурную единицу года, выделенных и установленных для Томской области ранее (Ромашова, 2004).

*Лето* в Томской области начинается переходом среднесуточной температуры через +10 °С, определяющей развёртывание вегетации растений. Характерным признаком перехода к лету является также средняя дата последнего заморозка. Продолжительность летнего сезона составляет от 100 (на севере области) до 118 (на юге) дней. Как правило, иссушение верхних слоев торфа в летний период вызывает уменьшение влагозапасов в нижележащих слоях зоны аэрации и снижение уровня болотных вод.

Однако летом отмечается наибольшее количество осадков в годовом режиме увлажнения, варьирующее от 66 до 78 %. Осадки летом выпа-

дают преимущественно на холодных фронтах циклонов и носят ливневый характер. Дело в том, что над территорией области формируется очаг интенсивной ливневой деятельности, сохраняющий своё местоположение в течение тёплого периода года (Сморкалова, 1976). С дождями начинается подъем уровня болотных вод, прерываемый сухими периодами. Отметим, что заметное влияние атмосферных осадков сказывается лишь при величине их декадной суммы, превышающей 20 мм (Намсараев и др., 2009). В соответствии с исследованиями Л.И. Трифоновой (1988) осадки слоем более 10 мм за сутки принимались нами за ливневые, причем они подразделены на крупные ливни (20–30 мм) и выдающиеся (более 30 мм). В среднем за лето в виде ливней выпадало 46–51 % осадков, а число дней с такими осадками достигало 6–7 при существенных пространственно-временных вариациях. Например, экстремальными в этом отношении были 1987 г., когда таких дней зафиксировано от 8 (Бакчар) до 10–11 (Томск и Первомайское соответственно) и 1996 г. – от 9 (Бакчар) до 12–13 (Первомайское и Кожевниково). Максимум числа дней со значительными осадками был характерен для фаз «умеренно-теплое лето» и «спад лета» (Ромашова, 2004). Крупные ливни повторяются ежегодно на всей территории, а выдающиеся – раз в 1,5 года (Томск), два (Бакчар) или три года (Первомайское, Кожевниково). В целом, на юге Томской области в отдельные дни может выпасть почти месячная норма осадков (табл. 1.16), а крупные и выдающиеся ливни фиксируются ежегодно (Евсеева, Ромашова, 2011).

Во влажные летние сезоны, доля которых в средней тайге колеблется в пределах 20–23 %, в период дождей формируются поверхностные болотные воды и большая часть болот превращается в топи. При этом следует учитывать, что влагообеспеченность почв связана не только с особенностями климата, но и отражает условия местоположения и типовые различия почв (Дюкарев, 2005).

Отмеченные выше особенности режима увлажнения летнего сезона способствуют достижению высокой влагоёмкости деятельного слоя (рис. 1.31), что при слабой дренированности и недостаточной испаряемости, как и замедленном оттоке влаги, определяет высокую гидроморфность территории.

Начало *осени* распространяется с севера на юг области с 1 по 15 сентября. Показателем перехода от лета к осени является дата перехода среднесуточной температуры через +10 °С на ветви спада. Конец лета должен совмещаться также со средней датой первого осеннего замороз-

ка, который наблюдается в начале сентября. В южных районах области лето удлиняется, так как к нему иногда относится последняя декада мая и первая декада сентября. На исследуемой территории осень в среднем длится 50–55 дней. Осень характеризуется понижением температуры воздуха и почвы, увеличением относительной влажности воздуха и осадков, резким уменьшением испарения. В связи с этим в осенний период наблюдается небольшое повышение уровней болотных вод. В дождливые годы осенние подъемы уровня могут быть достаточно значительными, однако они редко достигают весенних максимумов (Васюганское болото..., 2003). Обычно с третьей декады октября, в связи с понижением температуры воздуха и прекращением атмосферного питания болот, начинается плавный спад уровня во всех болотных микроландшафтах, который продолжается в течение всего зимнего периода до начала весеннего снеготаяния.

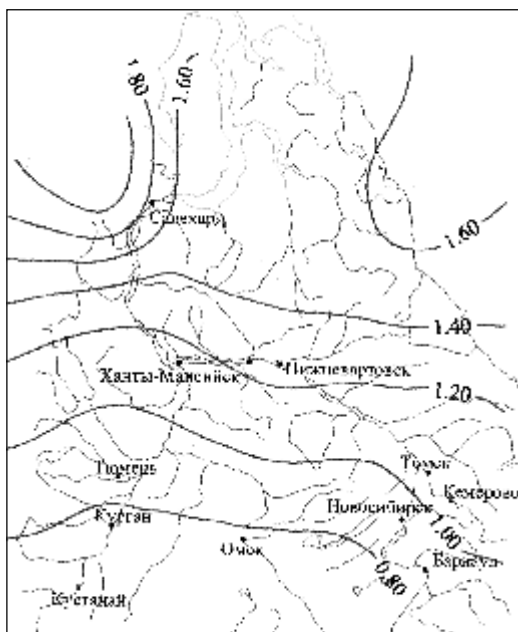


Рис. 1.31. Средняя влажность деятельного слоя в долях наименьшей влагоёмкости в период май – август (Возобновляемые ресурсы..., 2007)

Температурный режим осеннего сезона способствует наступлению заморозков. Болота обычно начинают промерзать позднее, чем суходолы. По сравнению с последними они промерзают на меньшую глубину, а если снежный покров устанавливается раньше или одновременно с наступлением морозов, то часто болота совсем не промерзают или же промерзают только на небольшую глубину. Согласно Д.А. Буракову (2010), после сухой осени водоудерживающая емкость просохшего деятельного горизонта болота может задержать значительное количество воды (до 100 мм и более). Разложившийся торф, залегающий на глубине более 0,8–1,0 м от поверхности, характеризуется очень низкой водопроницаемостью, что практически исключает потери воды на впитывание в грунты, подстилающие торфяное болото. Таким образом, поглощение талых и дождевых вод на болотах происходит по типу емкостного задержания в верхнем деятельном слое.

*Зима* начинается, в среднем, в последних числах октября (на севере – в конце октября, на юге – в начале ноября). В это время совершается переход среднесуточной температуры через  $-2,5...-3$  °С, что является признаком начала устойчивых зимних морозов. С конца октября осадки выпадают только в твёрдом виде, устанавливается устойчивый снежный покров. Для зимы характерно преобладание южных и юго-западных ветров. Кончается зима во второй декаде марта (на крайнем северо-востоке области зима задерживается до начала апреля). Начало интенсивного снеготаяния знаменует конец зимы, которая остаётся самым продолжительным сезоном года (142–152 дня).

Большую роль в тепловом балансе и в режиме влаги почвы и воздуха болотных ландшафтов играет снежный покров. Снежный покров держится на территории Томской области от 164 дней на юге до 180 дней на севере, что составляет 44–50 % от продолжительности годового цикла. Большая продолжительность залегания СП (в отдельные годы до 210 дней, как зимой 1983–1984 гг.) оказывает решающее воздействие на подстилающую поверхность, создавая предпосылки для переувлажнения почв (Ромашова, 2004).

Снежный покров обладает плохой теплопроводностью, особенно в рыхлом состоянии, поэтому является изолятором, задерживающим теплообмен между почвой и воздухом. Снежный покров уменьшает суточные колебания температуры почвы. При высоте покрова 20 см суточные амплитуды затухают в почве уже на глубине 20 см. В среднем максимальной высоты СП в поле достигает в 1–2 декадах марта, варьируя от

36 см в районе Первомайского, 41 см в Бакчаре и до 70 см в Томском районе. При большой высоте снежного покрова и нормальной плотности его неизменная температура в течение суток поддерживается не только в глубине почвы, но и на ее поверхности. Снежный покров оказывает большое влияние и на годовой ход температуры почвы. В зависимости от максимальной величины снежного покрова выделяют среднеснежные, малоснежные и многоснежные зимы, повторяемость которых представлена в табл. 1.17.

Таблица 1.17

**Снежность зим в южной части Томской области (Ромашова, 2004)**

Станция	Повторяемость типа зимы, %		
	среднеснежная	многоснежная	малоснежная
Бакчар	64	21	15
Первомайское	73,4	13,3	13,3
Томск	73,4	13,3	13,3
Кожевниково	70	10	20

В многоснежные зимы температура почвы часто бывает выше нормы, но есть и исключения. Например, в некоторые многоснежные зимы с установлением холодной погоды до установления снежного покрова или в период незначительной его высоты температура почвы может быть и ниже нормы. При таких условиях почва сильно охлаждается, и если затем зима оказывается многоснежной и более теплой, чем за начальный период, то мощный снежный покров будет способствовать сохранению пониженных температур в почве. Чаще аномальными по снежности отличаются зимы левобережья Оби. Наблюдаются также случаи малоснежных теплых зим, в течение которых температура почвы бывает выше, чем в зимы с нормальной высотой снежного покрова. Учитывая факт повышения среднегодовой и зимней температур воздуха на территории области, в последнее десятилетие высота снежного покрова уменьшается. Так, по данным ГУ «Томский ЦГМС» высота снежного покрова на томских полях в начале февраля 2012 г. – не более 15–20 см (на площадках метеостанций – 41–49 см).

От условий охлаждения почв, таких, как степень увлажнения почв перед установлением устойчивого снежного покрова, высота снежного покрова, приход тепла (сумма температур предзимья и холодного периода), теплофизические свойства торфа, зависят важные характери-

стики, определяющие водный баланс территории и условия заболачивания. К этим характеристикам относятся глубина промерзания почвы и продолжительность её оттаивания. Значительные различия в строении деятельного слоя болотных микроландшафтов, микрорельефа их поверхности обуславливают относительно большие изменения в интенсивности промерзания торфяной залежи по площади, особенно в осенний период. Рельеф влияет на накопление снега и увлажнение почвы. Поэтому наибольшую глубину промерзания почвы наблюдают на выпуклых формах рельефа и наветренных склонах, где сдувается снег. Накопление снега в понижениях (лощинах, западинах) способствует меньшему промерзанию почвы. Глубже промерзают склоны северной экспозиции, а на меньшую глубину – южной. Чем влажнее почва, тем меньше она промерзает. При промерзании почвы идет подток парообразной и жидкой влаги к фронту промерзания (Ковриго и др., 2000). Этим комплексом обстоятельств объясняется и большая вариация глубин промерзания.

Замерзание почвы начинается до или после установления снежного покрова и продолжается до января – февраля. Затем она начинает постепенно оттаивать снизу за счет передачи тепла от нижних незамерзших слоев.

Начало промерзания Васюганского болота обычно приходится на третью декаду октября. В начальный период, когда высота снежного покрова не превышает 10 см, интенсивность промерзания повышенных элементов микрорельефа составляет 0,5–1,0 см/сут, а пониженных элементов микрорельефа значительно меньше. По мере увеличения высоты снежного покрова интенсивность нарастания мерзлого слоя постепенно снижается, достигая минимальных значений (0,1 см/сут) к концу зимы. В средние по суровости и высоте снежного покрова зимы наибольшая глубина промерзания в микроландшафтах мохово-лесной группы составляет на повышенных элементах микрорельефа порядка 50 см, на пониженных – 35 см. В суровые малоснежные зимы промерзание болот может достигать 60 см и более. Некоторые особенности в режиме промерзания прослеживаются на участках проточных топей, где в результате повышенной проточности относительно теплых болотных вод интенсивность процесса промерзания торфяной залежи заметно снижается. Этим объясняется некоторое запаздывание сроков начала промерзания такого типа топей, как и значительно меньшие величины промерзшего на них слоя (Васюганское болото..., 2003). По материалам иссле-

дований на стационаре Сибирского НИИ сельского хозяйства и торфа, предоставленных Ю.А. Харанжевской, проведённых зимой 2009–2010 гг., которая по температурному режиму отнесена к очень холодной (сумма отрицательных температур составила  $-3004,5$  °С при среднемноголетнем значении  $-2141$  °С), показали высокую интенсивность промерзания торфяной залежи при отсутствии снежного покрова в первые дни – от 1,6 до 2 см/сут. После установления снежного покрова интенсивность промерзания уменьшилась, составив на высоком рьяме – 0,46, низком рьяме – 0,54, осоково-сфагновой топи – 0,69 см/сут. Вследствие длительных низких температур рассматриваемой зимы мощность мёрзлого слоя была практически одинаковой на всех участках верхового болота, достигнув максимального значения (38 см) 14 марта 2010 г.

Нашими и другими (Азьмука, 1986; Дюкарев, 2005) полевыми исследованиями установлено, что глубина промерзания почв естественных природных ландшафтов меньше глубины промерзания на площадках метеостанций (табл. 1.18).

Таблица 1.18

**Глубина промерзания и продолжительность оттаивания почв за период 1967–1997 гг. по данным Томской ГМС (Ромашова, 2004)**

Станция	Значения характеристик почв		
	среднее	максимальное (год)	минимальное (год)
Глубина промерзания, см			
Бакчар	97	141 (1969)	52 (1993)
Первомайское	120	171 (1976)	56 (1997)
Томск*	77	146 (1968)	9 (1993)
Кожевниково*	107	более 150 (1970–1972)	
Продолжительность оттаивания, дни			
Бакчар	38	67 (1968)	18 (1991)
Первомайское	42	69 (1968)	18 (1990)
Томск	35	59 (1970)	17 (1991)
Кожевниково	22	54 (1972)	14 (1993)

Примечание: \* – данные о промерзании почв имеются по ст. Томск за последние 23 года, а по ст. Кожевниково – за последние 17 лет

Из табл. 1.18 видно, что в период с 1967 по 1997 гг. средняя глубина промерзания почв уменьшилась по сравнению с периодом 1951–1971 гг., когда она составляла в подзоне средней тайги 70 (Александровское) – 100 см (Каргасок, Средний Васюган), достигая максимума в

подзоне южной тайги левобережья Оби – от 120 (Бакчар, Пудино) до 164 см (Парабель, Молчаново, Кожевниково) (Азьмука, 1986; Рутковская, 1979). Данные последнего десятилетия (Экологический мониторинг..., 2006, 2011) также подтверждают факт уменьшения глубины промерзания почв, хотя разница в промерзании может достигать двукратной величины в пределах области (в 2005 г. – 51–100 см, в 2010 г. – 75–150 см). Условия тепло- и влагообеспеченности осени и зимы конкретного года могут существенно влиять на глубину промерзания, уменьшая при этом пространственные различия, так, например, в 2009 г. на территории Томской области глубина составила 63–80 см (Экологический мониторинг..., 2011). Это является следствием роста среднегодовых и зимних температур воздуха.

В результате исследований авторов подтвердилась закономерность уменьшения глубины промерзания почвы с возрастанием высоты снежного покрова. Так, коэффициент корреляции между этими характеристиками оказался наиболее высоким в Кожевниково ( $r = -0,9$ ) и в Бакчаре ( $r = -0,73$ ), т.е. в левобережье Оби, и несколько ниже в правобережье – соответственно  $r = -0,53$  и  $r = -0,56$  в Первомайском и Томске. Следует отметить, что тесная связь ( $r = -0,7$ ) между данными характеристиками наблюдается на высоком ряме и сосново-кустарничково-сфагновом биоценозе на границе болота.

Также оказывает влияние на промерзание почв, хотя и не такое сильное, сумма температур холодной части года. По нашим расчётам, коэффициент корреляции между этими характеристиками составил  $-0,43$  и  $-0,45$  в южной тайге,  $-0,52$  в подтайге и  $-0,5$  в лесостепи (Ромашова, 2004).

**Весна** начинается разрушением устойчивого снежного покрова. Переход среднесуточной температуры воздуха через  $-8^\circ$ , совершающийся на юге Томской области во второй декаде марта, а на севере – в начале апреля, служит характерной границей между зимой и весной. Продолжительность весны составляет при движении с юга на север области от 61 до 72 дней. В апреле твёрдые осадки иногда сменяются жидкими, и в конце апреля разрушается устойчивый снежный покров.

Весной тающий снег задерживает нагревание почвы и воздуха, но после схода снега температура почвы и воздуха начинает быстро увеличиваться, повышая уровень грунтовых вод в прилегающей к болотам местности, что снижает качество соседних угодий (снижается урожай полей и сенокосов, ухудшается рост леса и т. д.).



Снегозапасы на болоте и в приболотном лесу практически одинаковы, что согласуется с результатами других исследований (Намсараев и др., 2009; Бураков и др., 2010). Запасы воды в снежном покрове, осадки за период снеготаяния, сток весеннего половодья и потери талого стока изменяются от бассейна к бассейну в соответствии с природно-зональными закономерностями увлажнения и теплообеспеченности. Общее поступление воды в период снеготаяния в лесоболотной зоне избыточного увлажнения (бассейн Васюгана, с. Новый Васюган) составляет около 110–180 мм (Ромашова, 2004; Возобновляемые ресурсы, 2007; Бураков и др., 2010), закономерно снижаясь к югу и юго-западу, как и сток весеннего половодья (от 92 мм в бассейне Васюгана до 36 мм в бассейне верхнего течения р. Оби). Как показали другие исследования (Евсеева, 2012), запасы воды весной на участках пашни со сложным микрорельефом, особенно в суффозионных западинах у кромок лесополос, могут достигать 500–710 мм.

Высота снежного покрова уменьшается с 83–50 см в начале фазы «снеготаяние» до нуля в её конце, т.е. согласно многолетним наблюдениям, разрушение устойчивого покрова происходит 11–17 апреля и приходится в 67–74 % случаев на эту фазу. Раннее разрушение устойчивого снежного покрова (с 3 по 10 апреля) наблюдается в мало- или среднеснежные зимы при ранней и теплой весне, а позднее (с 15 до 25 мая) – в многоснежные зимы при поздней или затяжной и холодной весне. Продолжительность таяния устойчивого снежного покрова (от наступления максимальных запасов до его разрушения) зависит от погодных условий фазы «снеготаяние» и изменяется при движении с северо-востока на юго-запад с 45 до 32 дней, что составляет половину общего периода трансформации снежной толщи. Обращает на себя внимание также факт участвовавшего дружного снеготаяния в последнее десятилетие, т.е. одновременное разрушение устойчивого снежного покрова и его окончательный сход, наблюдающееся практически с интервалом через год. В целом, разрушение устойчивого снежного покрова происходит сейчас раньше, чем в период 1935–1970 гг. на 10–15 дней (Рутковская, 1979; Ромашова, 2007).

После схода снега в формировании водного баланса принимают участие грунтово-болотные воды. В естественных условиях инфильтрация талых вод сквозь сезонно-мерзлый слой торфа значительно пополняет запасы болотных вод и вызывает резкий подъем их уровня на 0,2–0,4 м от поверхности земли. Переувлажнение торфов происходит при сово-

купном влиянии инфильтрационного питания и усиленного притока болотных вод, резкое пополнение запасов которых осуществляется в основном за счет талых вод. Несмотря на относительно большую величину весеннего подъема уровней в микроландшафтах лесной, мохово-лесной и моховой групп, а также на грядах болотных комплексов уровни редко выходят на поверхность болота, покрывая водой лишь наиболее низкие межкочечные понижения. В мохово-травяных микроландшафтах, а также в мочажинных комплексах уровень воды в весенний период часто находится выше поверхности болота (Васюганское болото..., 2003).

В первой-второй декаде мая происходит оттаивание почвы. В зависимости от погодных условий весны интенсивность оттаивания может быть высокой, как, например, в 2010 г.: на высоком ряме и осоково-сфагновой топи – 0,52 см/сут, низком ряме – 0,25 см/сут (по материалам Ю.А. Харанжевской). В середине мая совершается устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через +5 °С, совпадающий с началом вегетаций растений. Для весны характерны возвраты холодов. В мае и начале июня отмечаются заморозки, влияющие на водный баланс территории. При этом на торфяных болотах заморозки бывают более частые и интенсивные, они заканчиваются весной в более поздние сроки, а осенью наступают раньше.

Для средне- и южнотаежной подзоны Западной Сибири влияние фоновых и микроклиматических условий на развитие болотообразовательного процесса, по мнению Ю.И. Прейс (2007), проявляется в частых сменах водных режимов и растительных сообществ, резко выраженном цикличном характере аккумуляции торфа, а также перерывах аккумуляции торфа в результате перехода болот в субаквальное (многолетнемерзлое), а затем – в гипераквальное (талое) состояние. Поэтому, согласно гидролого-климатическому районированию (Возобновляемые ресурсы..., 2007), практически вся территория области относится к зоне избыточного увлажнения и недостаточной теплообеспеченности во влажный год повторяемостью 1 раз в 5 лет и оптимального увлажнения в средний и сухой годы повторяемостью 1 раз в 5 лет.

Таким образом, одним из определяющих факторов в образовании и развитии болот, особенно небольших по массе (до 5000 га) (Лисс и др., 2001), являются климатические условия (тепло- и влагообеспеченность). Инфильтрация талых вод в почву всецело определяется погодно-климатическими условиями осенне-зимне-весеннего периода (осад-

ки и температура) и водно-физическими свойствами почв: при дождливой осени и холодной зиме почва водонепроницаема независимо от исходных водно-физических свойств, при благоприятных погодных условиях (сухой осени и теплой зиме) определяющим фактором являются гранулометрический состав и сложение почв. Кроме того, большое типологическое разнообразие болот способствует формированию многовариантных микроклиматических условий. Эти условия в сочетании с другими абиотическими факторами разной силы и продолжительности определяют региональные и зональные особенности строения и развития болот.

## 1.6. Гидрологические и гидрогеологические условия болотообразования

Основные результаты проведенных ранее многочисленными авторами и организациями исследований гидрологических условий болотообразования в Западной Сибири опубликованы в ряде монографий (Иванов, 1957, 1975; Малик, 1978; Болота Западной Сибири, 1976; Научные предпосылки..., 1977; Васюганское болото, 2003 и др.). В предлагаемом разделе дается основанная на материалах указанных работ и собственных исследований авторов характеристика проблемы.

Гидрологические и гидрогеологические условия болотообразования и развития болот определяются четырьмя основными группами факторов.

1. Избыточное увлажнение территории.
2. Затрудненные, неблагоприятные условия отвода воды поверхностным и подземным стоком с переувлажненных земель, то есть условия дренирования территории.
3. Присущие болотным системам собственные внутренние закономерности развития, еще более ухудшающие условия отвода воды с болотных массивов.
4. Хозяйственная деятельность человека, во многом благоприятствующая заболачиванию территории.

Рассмотрим эти факторы подробнее.

**Гидрологические условия.** Лесоболотная зона Западно-Сибирской равнины, в которую входит почти вся исследуемая территория Томской области, характеризуется избыточным увлажнением в вегетационный период (рис. 1.32), и норма исправленных на все виды недоучета годо-

вых осадков (от 650 до 550 мм с севера на юг) значительно превышает величину испарения (около 425 мм) (Мезенцев, Карнацевич, 1969; Возобновляемые ресурсы..., 2007).

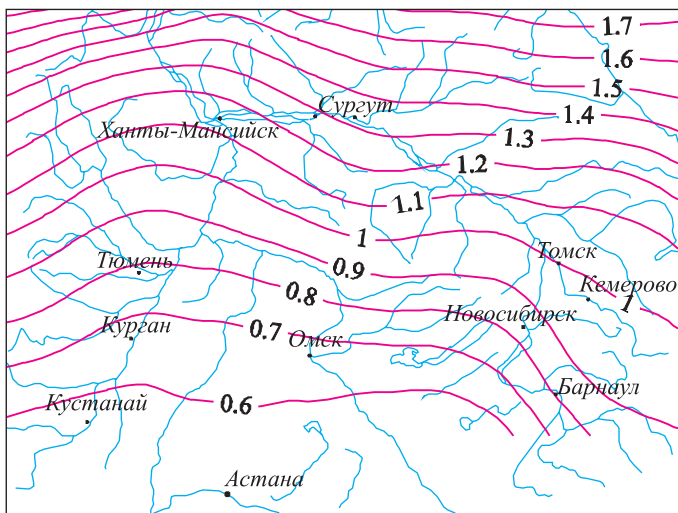


Рис. 1.32. Коэффициент увлажнения за вегетационный период в средний год  $\beta_{Н\ 05-08}$  (Возобновляемые ресурсы..., 2007). На большей части территории Томской области коэффициент  $\beta_{Н\ 05-08} > 1$

Значительное количество влаги расходуется на формирование поверхностного и подземного стоков (рис. 1.33) и аккумулируется в почвогрунтах на водосборе. Атмосферное питание на территории области, особенно в ее северных районах, оказывается достаточным для развития верховых болот олиготрофного типа, которые не получают питания за счет поверхностного и подземного притоков воды. Специальные палеоклиматологические исследования показывают, что такие благоприятные для болотообразования условия увлажнения поддерживались в той или иной мере в течение всего голоцена, т.е. периода болотообразования в Западной Сибири (Жуков, 1977). Они сохраняются и в настоящее время. Южнее, при недостаточном атмосферном увлажнении, для постоянного переувлажнения земель и развития болот уже необходим дополнительный приток влаги поверхностным и(или) подземным путем с водосборной площади. На территории Томской области при общей

площади болот 117 тыс. км<sup>2</sup> верховые болота занимают 46 %, переходные – 42 % и низинные – 12 % этой величины (Савичев, Скугарев, 2005).

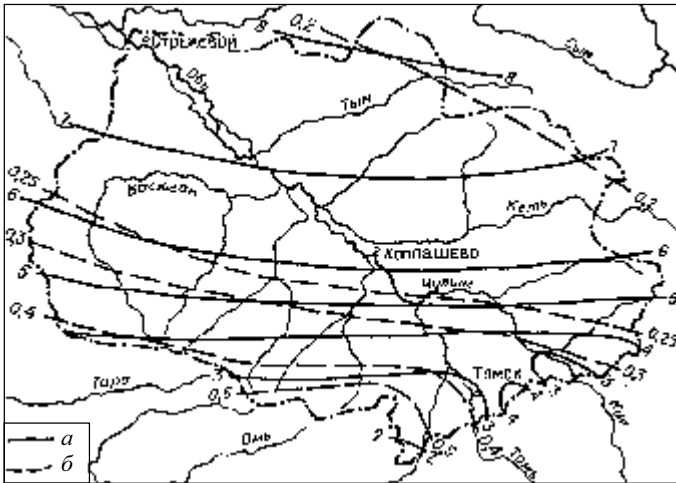


Рис. 1.33. Годовой сток средних рек Томской области: *a* – норма стока, мм, *b* – коэффициент вариации (Земцов, 1991)

К.Е. Иванов (1975, с. 9) отмечает, что «главной причиной накопления органического материала на тех или других участках суши является постоянный избыток влаги в почве и на ее поверхности, при условии слабой проточности вод и замедленном общем водообмене». Средние условия отвода подземных и поверхностных вод с междуречий в естественную (или искусственную) гидрографическую сеть определяют степень дренированности территории. Общие закономерности, определяющие положение кривой депрессии подземных вод на междуречном массиве и соотношение процессов дренирования и заболачивания в его пределах, показаны на рис. 1.34 (Иванов, Шумкова, 1967; Иванов, 1975).

Уравнение правой части кривой депрессии записывается в виде

$$y = (P k^{-1} (2ax - x^2) + h^2)^{0.5}. \quad (1)$$

Подобным же образом выглядит и уравнение для левой части кривой. Соответственно максимальная ордината кривой депрессии опреде-

ляется по формуле

$$y_{\max} = (P k^{-1} a^2 + h^2)^{0,5}. \quad (2)$$

Здесь  $y$  – уровень поверхности грунтового потока над горизонтальной плоскостью водоупора;  $P$  – средний многолетний приход влаги на поверхность междуречного массива, равный разности осадков и испарения;  $x$  – расстояние от дренирующего речного русла;  $a$  – расстояние от реки до максимальной ординаты кривой депрессии;  $k$  – коэффициент фильтрации водопроницаемых грунтов, слагающих междуречье;  $h$  – уровень воды в реке над поверхностью водоупора. В многоводные и маловодные годы положение кривой депрессии меняется.

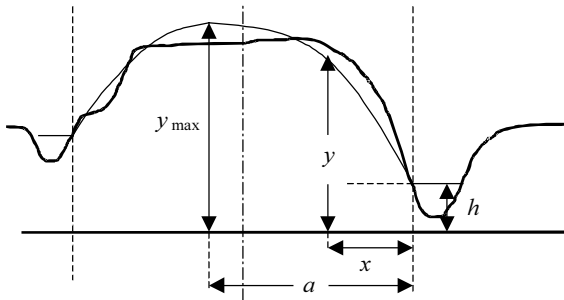


Рис. 1.34. Принципиальная схема дренажирования междуречного массива реками (по Иванову, Шумковой (1967)). Условные обозначения – в тексте

В местах, где кривая депрессии располагается выше дневной поверхности, полный отвод воды фильтрационным путем невозможен и неизбежно возникает поверхностный сток. Там, где отвод воды поверхностным стоком затруднен, происходит заболачивание как междуречной равнины, так и речных террас и поймы (см. соотношение кривой депрессии и отметок земной поверхности на рис. 1.34). С другой стороны, если кривая депрессии в пределах всего междуречного массива расположена ниже земной поверхности, то заболачивание не происходит. Сформулированные условия К.Е. Иванов (1975, с. 14) рассматривает как «наиболее общий закон заболачивания суши под влиянием климатических факторов (атмосферного питания)». В соответствии с ним заболачивание может происходить даже на выпуклых формах рельефа и при наличии грунтов с хорошими фильтрационными характеристиками,

если кривая депрессии (критический профиль дренирования) располагается выше земной поверхности.

Доказывается (Иванов, Шумкова, 1967; Иванов, 1975), что при одинаковых условиях увлажнения и при залегании поверхности водоупора ниже дна русел водотоков ширина приречных дренированных полос зависит от глубины вреза русла по отношению к отметкам поверхности берегов долины, от водопроницаемости слагающих междуречье грунтов, а также от рельефа междуречья и расстояния между дренирующими его реками. Следовательно, если два бассейна имеют равные площади и одинаковую густоту речной сети, то заболоченность меньше в том из них, где русла глубже врезаны, а грунты имеют больший коэффициент фильтрации. С возрастанием густоты речной сети в бассейне происходит увеличение относительных размеров приречных дренированных полос. Положение кривой депрессии помимо атмосферного увлажнения и рельефа зависит от ряда гидрогеологических факторов. Последние в широком смысле, по Л.Г. Соколовскому, характеризуются: 1) типом скопления подземных вод (условия залегания, фильтрационные свойства водовмещающих пород, степень водообильности) и 2) гидродинамическими показателями (характер изменения напоров, создающие их факторы, особенности разгрузки подземных вод). Величина коэффициента фильтрации  $k$  в формулах (1) и (2) определяется литологическим составом слагающих междуречные массивы пород. По мере заболачивания поверхность торфяников приближается к отметкам кривой депрессии, причем последняя тоже меняет свое положение, несколько повышаясь, так как возникновение торфяного слоя с относительно низкими коэффициентами фильтрации в направлении уклона поверхности болотного массива (особенно в инертном слое верховых торфяников) снижает возможности отвода воды с междуречья подземным путем.

В процессе развития пойменных, притеррасных и приозерных низинных болот рост торфяной залежи создает подпор разгружающихся в понижения грунтовых вод, в результате чего происходит увеличение объема и повышение уровня последних выше поверхности болота, вызывая еще большее замедление процесса стекания воды, повышение поверхности торфяников и увеличение запасов грунтовых вод. В соответствии с замедлением стока увеличиваются и потери воды на испарение. По мере роста низинных и переходных торфяников на склонах речных долин на площади их распространения область поверхностного стекания постепенно замещается областью фильтрационного стока.

Неблагоприятные условия отвода поверхностных вод с переувлажненных земель Томской области определяются малыми уклонами земной поверхности и русел рек, слабой расчлененностью рельефа, небольшой густотой речной сети (табл. 1.19). В пределах области густота речной сети в отрогах Кузнецкого Алатау достигает  $0,50 \text{ км/км}^2$ , а на сильно заболоченных равнинах Обь-Иртышского междуречья снижается до  $0,10 \text{ км/км}^2$  (Доманицкий и др., 1971). Основную часть территории области занимают поверхности с уклонами менее  $0-0,5^\circ$ , и лишь на крайнем юго-востоке уклоны достигают  $11^\circ$  (Евсеева, Земцов, 1990). Соответственно, по данным этих же авторов, наибольшая глубина расчленения рельефа повышается от 10, реже 20 м, на равнинной территории до 80 м в предгорьях. Наиболее характерная глубина вертикального расчленения рельефа 10–25 м. Превышение берегов над урезом воды в реках, за исключением Оби и ее крупных притоков, обычно не превышает нескольких метров. Так, в бассейне р. Васюган наблюдается превышение отметок поверхности водоразделов над меженными уровнями его притоков на 5–10 м, ширина приречных дренируемых полос колеблется от 1,5 до 5 км и более (Научные предпосылки, 1977).

Таблица 1.19

**Уклоны рек и заболоченность водосборов в районе Васюганского болота**

Река – пункт	Уклоны рек, ‰ (Ресурсы...,1972)	Заболоченность, % (Харанжевская, 2011)
Чая – с. Подгорное	0,21	52
Бакчар – с. Горелый	0,15	63
Бакчар – с. Польшанка	–	65
Икса – с. Копаное озеро	–	61
Икса – с. Плотниково	0,14	64
Парбиг – с. Веселый	0,14	47
Парбиг – с. Парбиг	0,20	57
Андарма – с. Паньчево	0,26	49

Примечание: заболоченность водосборов определялась по материалам дешифрирования космоснимков.

Плоский рельеф, незначительные уклоны земной поверхности и обилие озер, западин и блюдеч, создающих местные базисы эрозии, затрудняют поверхностный сток в реки. Несмотря на относительно глубокий врез долины р. Обь и ее крупных притоков овражная эрозия раз-



вивается слабо, за исключением повышенных участков на юго-западе Томской области. Зонами активных эрозионных процессов являются лишь долины рек и приречные территории. На междуречных же пространствах, несмотря на высокую увлажненность, энергия потоков при плоском рельефе настолько мала, что линейная эрозия оказывается невозможной и речная сеть не образуется (Львович, 1971).

Подчеркнем также роль собственно гидрографической сети в дренировании междуречных массивов. Пропускная способность русел и пойм равнинных западносибирских рек понижена вследствие их значительной шероховатости и низких продольных уклонов водной поверхности. Скорости течения и дренирующая способность речной сети снижаются и за счет большой извилистости рек, зарастания и засорения русла и поймы, образования лесных заломов и т.п.

Во время подъема уровней воды в период половодья, отличающегося на крупных реках большой продолжительностью (до 2 и более месяцев в многоводные годы), из устьевых зон притоков вверх по течению на значительные расстояния проникают подпорные явления, вызванные высоким стоянием воды в главных реках-водоприемниках, где подъем уровней обычно начинается раньше, чем на притоках. О масштабах этого явления свидетельствуют, например, данные, приведенные в монографии Л.К. Малик (1978). Все это способствует продолжительному стоянию высоких уровней воды даже в малых реках равнины, особенно в их нижнем течении.

Подпорные явления приводят к растягиванию половодья, увеличению длительности затопления пойм, способствуют повышенному стоянию уровней воды в реках в течение долгого времени, обуславливают повышение базиса дренирования. При наличии гидравлической связи подземных вод с рекой в период подпоров и при разливе полых вод происходит процесс берегового регулирования стока с подтоплением верхних горизонтов почво-грунтов, что приводит к общему повышению уровня грунтовых вод в речном бассейне. Все это способствует ухудшению условий стока с водосборов, их переобводнению, агрессивному развитию болот. Поймы подпираемых рек очень плохо выражены, трудно проходимы. Руслу рек под влиянием снижения скоростей течения в зонах подпора интенсивно меандрируют или делятся на многочисленные рукава, а в их устьях интенсивно аккумулируются взвешенные и влекомые наносы, что также способствует повышению базисов эрозии рек и ухудшает тем самым их дренирующую способность.

Еще одним фактором, способствующим уменьшению дренирующей способности рек, является затопление пойм, причиной чего является не только интенсивное снеготаяние, но и дождевые паводки в период весенне-летнего половодья. При выходе воды на пойму поток делится на рукава, внутривпойменные понижения и водоемы заполняются и паводочные воды растекаются по поверхности поймы. Так, например, по результатам исследований системы старичных озер в пойме Чулыма в 2009–2010 гг. был отмечен подъем уровней воды в старице примерно на 2,5–3 м. Пойменное регулирование вызывает сильное замедление прохождения половодья в долинах рек и снижает пропускную способность речной сети, прежде всего из-за резкого сокращения скоростей течения и из-за большей, чем у русел, шероховатости поверхности пойм. Наибольшая продолжительность стояния паводочных вод на поймах отмечается на Оби, Кети, Васюгане, Тyme. На других реках Томской области продолжительность затопления поймы составляет в многоводные годы 13–35 дней (табл. 1.20).

Таблица 1.20

## Затопление пойм Оби и ее притоков в многоводные годы (Малик, 1978)

Река-пункт	Год	Характер затопления	Уровень затопления над нулем графика поста, м	Продолжительность, дни
Обь – г. Колпашево	1941	Выход воды на пойму левого берега	9,00	45
	1966			41
	1971			не затопливалась
Чая-с. Подгорное	1941	Выход воды на пойму левого берега	7,50	27
	1966			18
	1971			13
Кеть – с. Максикин Яр	1941	Выход воды на двустороннюю пойму	5,90	50
	1966			53
	1971			16
Парабель – с. Новиково	1941	Затопление поймы правого берега	8,00–9,00	27
	1966			19
	1971			35
Тым – с. Напас	1941	Затопление поймы левого берега	5,90	31
	1966			33
	1971			46
Васюган – с. Наунак	1941	Затопление поймы правого берега	5,00–5,50	70
	1966			71
	1971			66

Подпорные явления и регулирующая роль пойменных затоплений способствуют превращению рек в период половодья из источников разгрузки поверхностных и грунтовых вод в факторы их пополнения, стимулируя тем самым переобводнение водосборов и рост болот (Малик, 1978).

Анализ рисунка 1.34 показывает, что при повышенных уровнях воды в дренирующих водотоках  $h$  повышаются и отметки всей кривой депрессии, создавая более благоприятные условия для заболачивания. По мере развития болот и постепенного заторфовывания русел малых рек происходит деградация первичной гидрографической сети и снижается густота речной сети на заболоченной территории в целом. Известно, что в таежной зоне Западно-Сибирской равнины густота болотных рек на порядок меньше густоты активной речной сети (Малик, 1978). Это обстоятельство проявляется, в частности, в увеличении расстояний между дренирующими водотоками по мере заболачивания территории и в еще большем повышении кривой депрессии грунтовых потоков.

Дренирующая способность собственно внутриболотных водотоков невелика из-за их слабого вреза и больших расстояний между дренами, а также резкого уменьшения коэффициентов фильтрации в деятельном горизонте при снижении уровней болотных вод. Происходящий внутри деятельного горизонта торфяников фильтрационный (рассредоточенный, диффузный) сток с водораздельных болотных массивов, особенно имеющих выпуклую поверхность со значительными уклонами, поступает на периферийные участки болот, переувлажняя их и подпитывая верхние горизонты подземных вод. Уровни последних повышаются, и происходит подтопление окружающей местности. Чем больше диффузный сток по сравнению с сосредоточенным русловым, тем сильнее питание подземных вод на прилегающей территории. Таким образом, само развитие болот способствует подтоплению прилегающих территорий и дальнейшему их распространению.

**Гидрогеологические условия.** Гидрогеологические условия в пределах Томской области весьма благоприятны для заболачивания, что, прежде всего, обусловлено близким залеганием к дневной поверхности грунтовых вод, а также проявлениями местного напора подземных вод. Глубина залегания грунтовых вод на исследуемой территории, по данным обследований колодцев, а также анализа материалов гидрогеологической съемки (масштаба 1:200000), колеблется в пределах 0,5–10 м, а на высоких хорошо дренируемых междуречьях – до 30–40 м

(рис. 1.35, табл. 1.14). В ходе полевых исследований авторами неоднократно отмечалась разгрузка грунтовых вод в подножьях террас, водораздельных равнин, что приводит к заболачиванию пойм рек (особенно их притеррасной части), поверхности надпойменных террас.

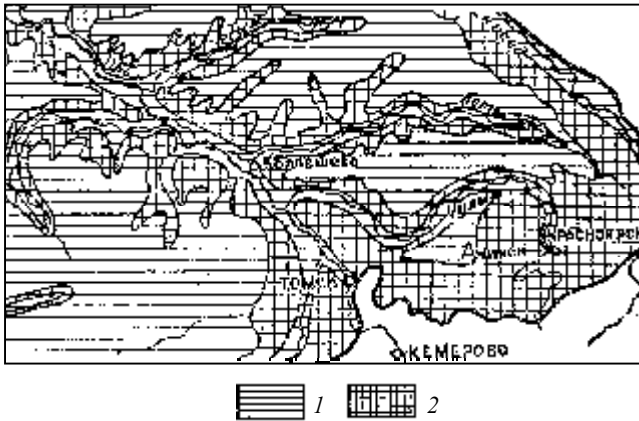


Рис. 1.35. Схема глубин залегания грунтовых вод (Трофимов, 1977). Условные обозначения: 1 – глубина залегания грунтовых вод в период межени от 0 до 3 м; 2 – от 0,5 до 10 м

Примеры этого явления многочисленны и были отмечены у д. Симоньки и Яранки на р. Четь, у с. Клюквенка на р. Кеть, на р. Салат – левом притоке р. Чижайка, у с. Балагачево на р. Чулым, в бассейнах правых притоков р. Тым – в долинах рек Шишкобойка, Черная, Камышка и др. Достаточно часто такая разгрузка приводит к формированию заболоченных лугов, например в долине р. Польто (левый приток р. Тым), на правой террасе р. Басандайка у с. Лучаново, в районе озера Большого Источного – истока р. Райга, на междуречье рек Чамжелка – Ельцовая – Тым и др.

Достаточно часто в пределах междуречий, террас формированию крупных болотных массивов способствует проявление местного напора подземных вод. Так, по результатам гидрогеологических работ и данным А.Г. Головерова, местами зафиксирован местный напор вод в пределах разных геоморфологических уровней. Величина напора изменяется от 1 до 39 м, но чаще – до 10 м. Связь напорных вод с развитием болотных массивов можно проиллюстрировать табл. 1.12.

Для определения условий дренирования территории путем как поверхностного, так и подземного стоков (включая само соотношение поверхностного и подземного притоков в реки) большое значение имеет геологическое строение верхней части разреза гидродинамической зоны интенсивного водообмена, откуда осуществляется основное подземное питание рек. К толще отложений зоны приурочены водоносные горизонты, различающиеся по площади распространения, водообильности, фильтрационным свойствам и гидравлическим связям. Для литологического состава залегающих в верхней части разреза зоны интенсивного водообмена верхнеплиоцен-четвертичных отложений характерно постепенное увеличение доли песков с юга на север Томской области. Доля песчаных отложений заметно увеличивается также в восточном направлении, от Обь-Иртышского междуречья к Обь-Енисейскому (Природные условия..., 1977).

В целом на правобережье и левобережье р. Обь в пределах Томской области имеются сильно различающиеся гидрогеологические условия, поэтому остановимся на них подробнее.

Рельеф бассейнов рек Чая и Парабель слаборасчлененный, наибольшая расчлененность характерна для приобской части территории. На поверхности залегает толща слабопроницаемых глинистых пород, перекрывающих выдержанные по площади нижнекочковский и тобольский песчаные водоносные горизонты, имеющие сравнительно высокую водообильность. Наиболее неблагоприятные условия дренирования подземных вод наблюдаются в верховьях рек Бакчар и Икса. Река Икса у Плотниково с площадью водосбора 2560 км<sup>2</sup> дренирует только воды отложений, отличающихся глинистым составом и низкой водообильностью. Воды ниже-кочковского и тобольского горизонтов разгружаются в реки путем напорной фильтрации через глинистые отложения. Ниже по течению долины рек постепенно прорезают глинистую толщу и роль этих вод существенно возрастает, о чем свидетельствует резкое повышение модулей подземного притока в реки.

Водораздельные пространства бассейна р. Васюган с отметками 115 м и более выполнены отложениями верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста. Реки на всем протяжении дренируют водоносные горизонты кочковского, абросимовского, тобольского горизонтов, отличающиеся песчаным составом и значительной водообильностью. В низовьях Васюгана и Чижапки, где через аллювий поймы и террас происходит разгрузка вод киреевской и новомихайловской свит, условия подземного питания наиболее благоприятны.

На правобережье Оби высокие междуречья с поверхности сложены верхнеплиоцен-нижнечетвертичными отложениями. Особенностью данной территории является широкое распространение песчаных отложений в верхней части разреза зоны интенсивного водообмена. На территории отсутствует сплошная водоупорная толща и подземные воды различных горизонтов гидравлически связаны и дренируются реками.

Рассмотренные различия в геологическом строении лево- и правобережной частей равнинной территории Томской области отчетливо сказываются на величине устойчивого подземного притока в реки, оцениваемого по норме среднемесячного минимального стока средних рек (табл. 1.21). Из таблицы следует, что при одинаковых условиях увлажнения, определяемых по величине снятой с карты на рис. 1.33 зональной нормы годового стока, модуль минимального и подземного стоков в правобережье Оби значительно выше, что свидетельствует о более благоприятных условиях дренирования территории подземным путем и менее благоприятных условиях – для ее заболачивания.

Таблица 1.21

**Норма зимнего минимального среднемесячного стока некоторых средних равнинных рек области**

Река – пост	Площадь водосбора, тыс. км <sup>2</sup>	Зональная норма годового стока, л/(с·км <sup>2</sup> ) (рис. 1.32)	Минимальный сток, л/(с·км <sup>2</sup> )	Состав поверхностных отложений
Бакчар – Гореловка	6,61	3,1	0,51	Преимущественно глинистый
Икса – Копаное Озеро	5,21	3,1	0,63	То же
Парбиг – Мельстрой	3,22	3,1	1,26	“
Нюролька – Мыльджино	8,04	6,0	1,15	“
Кеть – Максимкин Яр	38,4	6,0	1,68	Преимущественно песчаный
Улу-Юл – Аргат-Юл	7,72	5,9	1,80	То же

Дренирующая способность речных русел меняется и сверху вниз по течению в соответствии с ростом глубины их вреза. Это особенно резко проявляется в бассейне р. Чай, где такие ее притоки, как Бакчар и Икса, в верховьях питаются почти только за счет болотных вод. Вниз по течению, по мере увеличения вреза русла (рис. 1.36), увеличивается дрени-

рующая способность рек, а вдоль речных долин появляются полосы суходольных территорий, покрытые лесом.

Таким образом, главными особенностями гидрогеологических условий, определяющими и влияющими на процесс заболачивания территории, являются:

- высокое стояние грунтовых вод, обилие верховодки за счет избыточного увлажнения территории атмосферными осадками и подтока высоконапорных вод;

- слабый отток избыточных вод в условиях слабой расчлененности рельефа и достаточно плавного изменения высотных отметок.

Среди особенностей литологического состава, которые определяют процесс заболачивания, необходимо отметить широкое распространение глинистых отложений в верхней части гидрогеологического разреза и увеличение доли песчаных отложений с юга на север и восток территории.

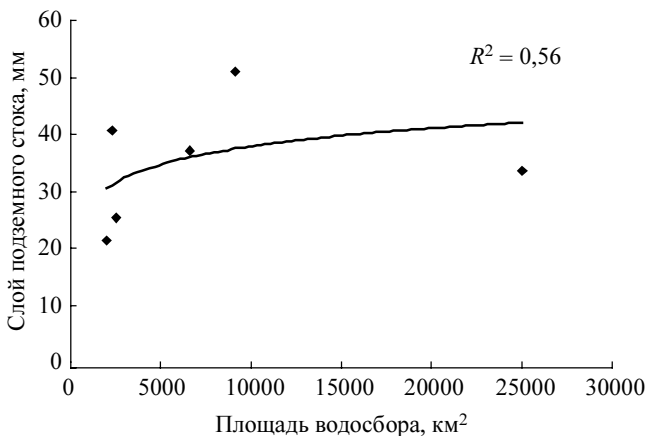


Рис. 1.36. Зависимость величин подземного стока и площади водосборов рек бассейна р. Чая (Харанжевская, 2011)

В числе антропогенных факторов болотообразования наиболее существенное влияние оказывает в Западной Сибири система добычи и транспортировки нефти и газа, по масштабам своего развития имеющая региональный характер. Кусты скважин, трассы трубопроводов и других линейных коммуникаций нередко размещаются на болотах, трассы могут пересекать пути стекания болотных вод (в т.ч. проточные топи),

реки и озера. При этом существуют весьма уязвимые места, где размещения объектов следует избегать (Земцов, Юшкина, 2007).

Прежде всего, это пограничная полоса между верховым болотным массивом и окружающей местностью, где происходит борьба между активно наступающим болотом и суходольными ландшафтами. В типичном заболоченном речном бассейне Д.А. Бураков (1978) выделяет три зоны формирования стока:

1) зона преимущественно фильтрационного стока – верховой болотный массив, где сток осуществляется только в деятельном слое торфяника от центра к периферии массива;

2) зона временной аккумуляции талых вод и формирования руслового стока – полоса заболоченных лесов и топей, подтопляемая весной в результате поступления талых вод с примыкающих верховых болот, а также за счет таяния местных снегов; в этой обводненной полосе оформляется русловой сток в понижениях, далее превращающихся в русла;

3) зона развитого руслового стока – полоса тайги, дренированная сетью ручьев и рек.

Избыток талых и дождевых вод с открытых центральных частей болотного массива (зона 1) поступает в периферийные заболоченные леса и лесные болота (зона 2), где снег тает медленнее. В результате на периферии верховых болот скапливается большое количество воды, сток которой затруднен. Учитывая особенности формирования половодья в заболоченных бассейнах лесной зоны, отметим важное гидрологическое и экологическое значение зоны временной аккумуляции талых вод (зона 2) и непосредственно прилегающей к ней части зоны развитого руслового стока (зона 3) по следующим причинам:

1) здесь осуществляется усиленное питание грунтовых вод и рек водами, поступающими с верхового болотного массива (коэффициенты вертикальной фильтрации даже в преимущественно глинистых подстилающих грунтах при этом достаточно велики из-за наличия древесной растительности с развитой корневой системой),

2) это полоса контакта между болотом и лесом, где при малейшем ухудшении условий отвода влаги происходит интенсивное заболачивание территории,

3) в указанной полосе завершается болотный этап формирования химического состава вод, поступающих с болота, они прошли через торфяной фильтр и относительно «чистые», поэтому загрязнение вод здесь наиболее опасно.



Полоса соприкосновения леса и болота наиболее уязвима в результате деятельности по обустройству и эксплуатации месторождений нефти и газа, поскольку:

1) уничтожается и практически не возобновляется лесная растительность (вырубка и раскочевка леса, пожары), меняется водный баланс территории, местность заболачивается;

2) нарушается рельеф местности, перехватываются линейными сооружениями лога и ручьи, где оформляется русловой сток (движение техники вдоль границ болота, прокладка коммуникаций и строительство производственных объектов, в т.ч. кустовых оснований, перекачивающих станций и т.п.);

3) загрязняются нефтепродуктами, минерализованными подземными водами (используемыми для закачки в системы поддержания пластового давления), буровыми растворами и шламами, хозяйственно-бытовыми сточными водами водотоки.

Первые две из перечисленных причин ведут к активизации болотообразовательного процесса, третья – способствует загрязнению речных и подземных вод.

## 1.7. Почвы и почвообразовательные процессы

Как отмечалось ранее (раздел 1.2), почва – неотъемлемая часть земной коры выветривания, ее самая динамическая система. Элювиальные процессы играют важную роль в ее образовании и особенно в развитии профиля. Почвенный покров как континуально-дискретное природное тело, зародившееся в силуре (Олейников, 1987), превратилось в общепланетарную оболочку – педосферу. Последняя является частью ландшафтной оболочки Земли. А.Г. Дюкаревым (2005) показано место, биосферная сущность, хозяйственная значимость почв в системе ландшафтно-динамических отношений (рис. 1.37).

В процессе физического, химического, биохимического выветривания материнских пород в условиях разного климата происходят различные типы почвообразования и формы почвенного профиля. Работами многих исследователей установлено, что на территории Западно-Сибирской равнины распространение почв, их состав зависят от биоклиматической обстановки, литологических особенностей материнского субстрата горных пород и положения в рельефе. В зависимости от сочетания названных факторов и положения уровня грунтовых вод образуются различные типы почв (автоморфные, гидроморфные).

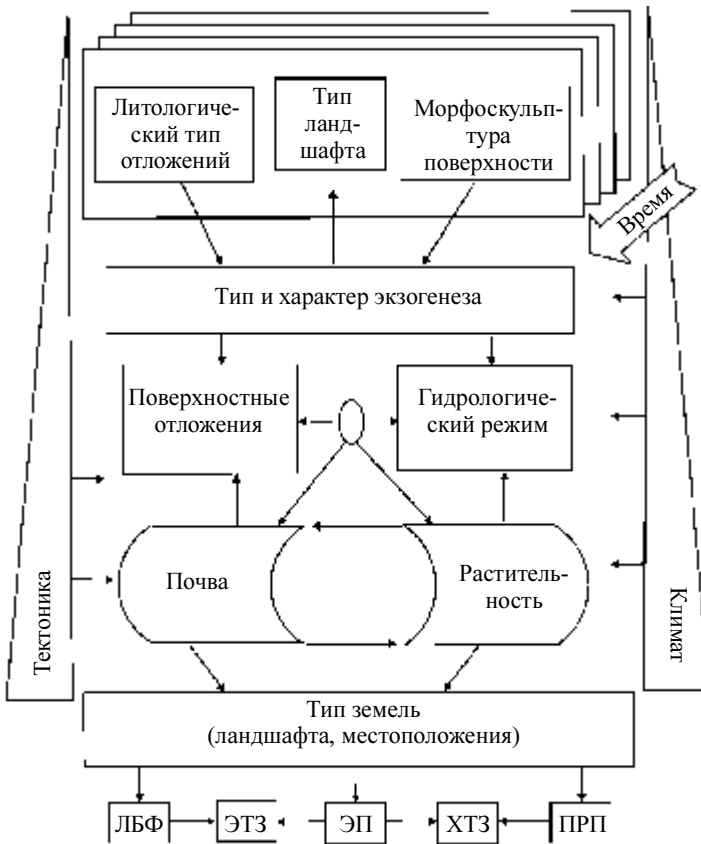


Рис. 1.37. Место и функции почв в системе ландшафтно-динамических отношений (Дюкарев, 2005). Обозначения: ЛБФ – ландшафтно-биосферные функции почв; ЭТЗ – экологический тип земель; ЭП – экологический потенциал ландшафта; ХТЗ – хозяйственный тип земель; ПРП – природно-ресурсный потенциал

С.М. Горожанкина, В.Д. Константинов (1976, 1978), Г.В. Добровольский и др. (1981), А.Г. Дюкарев (2005) и др. отмечают ряд особенностей почвообразования в тайге юго-востока Западно-Сибирской равнины (на примере Томской области):

- ярко выраженное влияние материнских пород, неоднородность почвенного покрова, специфическое строение профиля почв;

- весьма сильное влияние мезо- и микрорельефа, отчетливо прослеживающееся как в средней так и в южной тайге;
- обедненность карбонатами почвообразующих пород в пределах средней тайги и обогащение ими в средней тайге;
- повышенную обводненность северной и центральной частей территории;
- суровость климата, длительное промерзание и медленное оттаивание таежных почв, способствующее их переувлажнению;
- влияние крупных болотных систем и др.

Все вышесказанное обусловило формирование подзолисто-болотных, болотно-подзолистых, подзолистых, подзолов, торфяно-подзолистых, серых лесных почв и др. Особенностью почв региона является их избыточное увлажнение, особенно на севере области (рис. 1.38).



Рис. 1.38. Переувлажненность почв (Почвенная карта..., 1987): удельный вес переувлажненных почв в общей площади административного района: 1 – 10–20 %, 2 – 25–50 %, 3 – 5–75 %, 4 – более 75 %

*Почвенно-географическое районирование.* А.Г. Дюкаревым и Н.Н. Пологовой (2002) проведено почвенно-географическое районирование Томской области и выделены ареалы однородных структур почвенного покрова, почвенных сочетаний, характеризующихся сходством компо-

нентов и условий их формирования. Районирование выполнено с учетом биоклиматических, литогенетических, геоморфологических и других факторов (рис. 1.39, табл. 1.22).

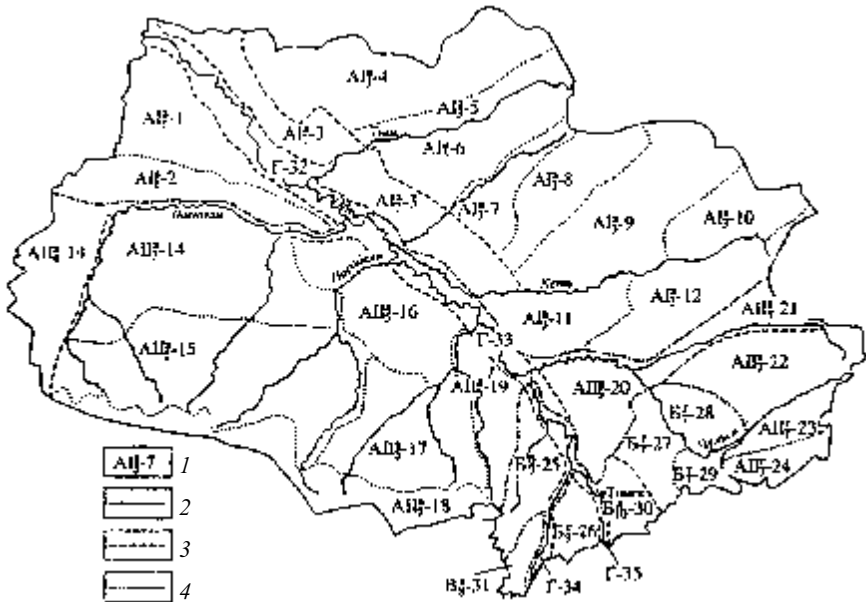


Рис. 1.39. Почвенно-географическое районирование (Дюкарев, Пологова, 2002). Обозначения: А-Г – зоны; I, II – подзоны; а-д – провинции; 1–9 – округа (в нижнем индексе); 1–35 – районы. 1 – комплексный индекс района; 2 – границы зон и подзон; 3 – границы округов, не совпадающих с границами зон; 4 – границы районов, не совпадающие с развитием округов

В пределах поймы Оби развиты болотные, аллювиально-дерновые, дерново-глеевые, иловато-болотные почвы в северной части области и аллювиальные луговые, лугово-болотные, дерново-глеевые, дерновые – в южной части области.

*Влияние процессов почвообразования на заболачивание.* Анализ карты Почвенно-географического районирования Томской области показывает, что почвенный покров достаточно сложен и имеются отличия его в средней, южной тайге и подтайге. Ряд процессов почвообразования и строения профиля почв на исследуемой территории способствуют

Таблица 1.22

**Характеристика почвенно-географических районов  
(по А.Г. Дюкареву, Н.Н. Пологовой, 2002)**

Район	Почвы
<b>Среднетаежная (кедрово-болотная) подзона подзолистых и болотных почв</b>	
1. Александровский глеево-таежных почв	Почвенный покров представлен в основном сочетанием глеево-таежных, подзолисто-глеевых, торфяно-перегнойноглеевых и болотных почв
2. Привасюганский болотных и болотно-подзолистых почв	Господствуют болотные и болотно-подзолистые почвы
3. Нарымский район болотных и болотно-подзолистых почв	В почвенном покрове закономерное, в соответствии с положением в рельефе, сочетание песчаных подзолов, болотных и торфяно-подзолистых почв
4. Тым-Вахский глеево-таежных и подзолистых почв	Сочетание глеево-таежных и подзолистых почв с глееземами торфянистыми и болотными почвами
5. Тымский альфегумусовых подзолов и болотно-подзолистых почв	Сочетание альфегумусовых подзолов с болотно-подзолистыми и болотными почвами
6. Тым-Пайдугинский болотно-подзолистых и болотных почв	В почвенном покрове преобладают подзолисто-глеевые и торфянисто-подзолисто-глеевые почвы. Зональные подзолистые почвы занимают не более 20 % площади района
7. Пайдугинский альфегумусовых и торфяных подзолов	Альфегумусовые подзолы на высоких гривах и торфяно-подзолы на плоских участках; имеются подзолистые поверхностно- и грунтово-глеевые почвы.
8. Куржинский болотных и болотно-подзолистых почв	Господствуют болотные верховые и болотно-подзолистые почвы
9. Куролинский альфегумусовых и торфянистых подзолов	Сочетание подзолов иллювиально- и иллювиально-гумусово-железистых с болотно-подзолистыми и болотными почвами
10. Кеть-Орловский болотно-подзолистых и болотных почв	Доминируют болотные и торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные почвы, менее распространены подзолисто-глеевые почвы
11. Кеть-Чулымский подзолов альфегумусовых и подзолисто-глеевых почв	Почвенный покров неоднороден, представлен сочетанием подзолистых, торфянисто-подзолистых почв, подзолисто-глеевых и торфяно-подзолисто-глеевых почв, а также болотно-подзолистых
12. Кеть-Улулюльский подзолистых и подзолисто-глеевых почв	Сочетание подзолистых, торфяно-подзолистых и торфяно-глеевых почв

Продолжение табл. 1.2.2

Район	Почвы
<b>Южно-таежная (урмано-болотная) подзона дерново-подзолистых и болотных почв</b>	
13. Васюганский левобережный болотных и болотно-подзолистых почв	Болотные, болотно-подзолистые почвы, дерново-подзолисто-глеевые почвы
14. Васюганский мелкодерново-подзолистых почв	Преобладают дерново-подзолисто- и торфянисто-подзолисто-глеевые почвы, зональные почвы – мелкодерново-подзолистые
15. Пудинский дерново-подзолисто-глеевых остаточного-гумусовых и болотных почв	Дерново-подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые остаточного-гумусовые и торфянисто-перегнойно-глеевые почвы
16. Парabelьский дерново-подзолистых и торфяно-подзолисто-глеевых почв	Дерново-подзолистые, дерново-подзолисто-глеевые, торфянисто-подзолисто-глеевые, торфяно-болотные почвы
17. Бакчарский дерново-глеевых остаточного-гумусовых и болотных почв	Дерново-глеевые (луговые кальций гумусовые, по Н.А. Караваевой) и торфяно-перегнойно-глеевые почвы с погребенными гумусовыми горизонтами, дерново-подзолистые почвы
18. Васюганский болотный	Болотные, реже дерново-глеевые почвы
19. Иксинский дерново-подзолистых и серых лесных глеевых почв	Преобладают дерново-подзолистые, светло-серые лесные, серые лесные глеевые остаточного-гумусовые почвы, а также торфяно-глеевые
20. Юксинский альфегумусовых и торфяно-глеевых почв	Альфегумусовые, мелкодерновые, поверхностно-подзолистые, слабодифференцированные почвы в сочетании с торфяно-глеевыми
21. Лотарский альфегумусовых и болотных почв	Сочетание слабодерново-подзолистых и подзолистых альфегумусовых почв с торфянисто-подзолистыми глеевыми и торфяными почвами
22. Чичкаюльский дерново-подзолистых и серых лесных глеевых почв	Дерново-подзолистые, дерново-глеевые, серые лесные глеевые почвы
23. Четь-Чулымский дерново-подзолистых и серых лесных остаточного-гумусовых почв	Преобладают дерново-подзолистые и серые лесные остаточного-гумусовые почвы
24. Кия-Четский дерново-глеевых почв	Господствуют дерново-глеевые почвы, менее распространены дерново-подзолистые и серые лесные глеевые почвы
25. Обь-Шегарский лесных и серых глеевых почв	Серые лесные, серые лесные глеевые почвы, дерново-глеевые, луговые почвы

Окончание табл. 1.2.2

Район	Почвы
26. Обь-Томский комплексный серых лесных и альфегумусовых почв	Представлен весь спектр зональных почв: от борových песков и дерново-подзолистых супесчаных почв ложбин стока до серых лесных остаточнo-гумусовых и темно-серых лесных почв
27. Причудымский серых лесных и темно-серых лесных почв	Серые лесные, темно-серые лесные, реже – лугово-черноземные
28. Первомайский серых лесных, темносерых лесных и дерново-подзолистых почв	Дерново-подзолистые супесчаные почвы – на террасах, темно-серые лесные, серые лесные и светло-серые лесные почвы – на междуречьях
29. Зырянский темно-серых лесных, серых лесных и лугово-черноземных почв	Преобладают серые и темно-серые лесные почвы в сочетании с серыми глеевыми почвами
30. Томский глубокооподзоленных почв	Дерново-глубокооподзоленные, светло-серые лесные, серые лесные, темно-серые лесные почвы. Основа почвенного покрова – серые лесные почвы
<b>Лесостепная зона выщелоченных черноземов и лугово-черноземных почв</b>	
31. Кожевниковский выщелоченных черноземов и лугово-черноземных почв	Основу почвенного покрова составляет сочетание черноземов выщелоченных с лугово-черноземными почвами и «колочные» комплексы из луговых, дерново-элювиально-глеевых, торфяно-глеевых и торфяных почв

заболачиванию, что освещено в работах Н.А. Караваевой (1983), С.М. Горожанкиной, В.Д. Константинова (1976), Л.И. Герасько, Н.Н. Пологовой (1976), И.М. Гаджиева (1982), Н.Н. Пологовой (Базанов и др., 1987), Ю.А. Львовым (1976), П.В. Панафилина (1985), А.Г. Дюкарева (2005) и др.

Системообразующим фактором, определяющим наиболее общие закономерности организации почвенного пространства, является климат. А.Г. Дюкарев (2005) отмечает, что закон почвенной зональности до настоящего времени является основным в географии почв. Но в реальности не существует идеального климатического пространства и «полосчатого» чередования зон, что связано с проявлением макро- мезо- и микроклиматических процессов, динамичностью климата во времени, трансформацией климатического фактора рельефом и растительностью. На территории Западно-Сибирской равнины явление широтной зональности осложняется влиянием болот, неоднородностью состава отложений.

И.М. Гаджиев (1982) указывает, что в средней тайге расход основного количества тепловых ресурсов приходится на суммарное испарение, поэтому прогревание почв и биологический круговорот значительно подавлен. Это приводит к более активному развитию и проявлению в почвах болотообразовательного процесса, чем зонального подзолообразования.

Г.В. Добровольский и др. (1981) также отмечают для почв Вах-Тымского междуречья ряд существенных моментов в почвообразовании: 1) невысокую интенсивность современного подзолообразовательного процесса, сочетающегося со значительной оглеенностью почв; 2) наличие в почвах признаков криогенных деформаций и их глубокого сезонного промерзания; 3) языковатость подзолистого горизонта и значительную мощность торфянистых подстилок и др.

Наблюдая определенные различия между почвами Вах-Тымского и Кеть-Тымского междуречий, Г.В. Добровольский и др. (1981, с. 130, 131) пишут, что «...по главным генетическим показателям почвы данных двух регионов качественно однотипны. Различия носят количественный характер и свидетельствуют о неоднородности природной обстановки почв различных частей одной и той же подзоны».

В южной тайге наложение подзолистого процесса на ранее существовавшей дерновый процесс (вследствие изменения климата в голоцене и смещения южной границы лесной зоны, что сопровождалось сменой почвообразования) в темноцветных (луговых, лугово-черноземных) почвах привело к формированию широко развитых в подзоне дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом (Гаджиев, 1982).

В почвенном покрове южной тайги, как и во всей таежной зоне, широко распространены полугидроморфные и гидроморфные почвы. В почвах подзолистого типа характерны признаки глубинной глееватости, связанной с периодическим переувлажнением нижней части профиля.

В подтайге на дренированных участках наиболее развиты серые лесные и дерново-глеевые почвы, часто с признаками глубинной глееватости. В понижениях рельефа доминируют лугово-черноземные, луговые почвы, различные варианты болотных почв (Дюкарев и др., 2000).

*Механизмы заболачивания.* В Западной Сибири широко распространены кроме торфяных болот заболоченные земли, где болотообразование находится на ранних стадиях развития. В почвенных классификациях они выделяются достаточно четко благодаря присутствию в названии «болотный» (подзолисто-болотные, лугово-болотные и т.д.). Поле-



вые работы позволили Ю.А. Львову (1976) выявить, что заболоченные земли по своей типологической характеристике очень разнообразны, что объясняется различным сочетанием физико-географических условий. В результате он выделил шесть типов (механизмов заболачивания), различающихся по специфике физико-химических процессов и по набору растительных сообществ:

1. Олиготрофное и мезоолиготрофное заболачивание боровых лесов на песчаных грунтах с образованием оруденелого горизонта (ортзанда). В результате накопления соединений органического вещества с железом, алюминием и марганцем образуется водонепроницаемый горизонт на глубине 0,5–1,5 м, поддерживающий высокий уровень верховодки в течение весенне-летнего сезона, что и способствует заболачиванию.

Механизм образования ортзанда подробно описан Н.А. Караваевой (1973). Л.И. Герасько и Н.Н. Пологова (1976) отмечают, что этот тип заболачивания характерен для бассейнов Тыма, Кети, Васюгана, Парабели, Чулыма, и показывают это явление на примере профиля, заложенного на второй террасе р. Чузик (рис. 1.40).

2. Мезотрофное и мезоолиготрофное заболачивание боровых и смешанных лесов на слоистых суглинисто-песчаных почвах. А.Г. Дюкарев (2005, с. 187) отмечает сложность и неоднородность строения профиля почв таежной зоны Западной Сибири: «...почвы, дифференцированные по элювиально-иллювиальному типу, в которых иллювиальный горизонт, заметно отличающийся фильтрационной способностью, обеспечивает застой влаги, развитие элювиально-глеевых явлений на его поверхности. Слоистость гранулометрического состава почвенно-грунтовой толщ приводит к развитию и сохранению в течение длительного времени почвенно-грунтовой верховодки». По данным С.М. Горожанкиной, В.Д. Константинова (1976), это явление широко распространено в поймах, на террасах и междуречьях бассейнов Кети, Васюгана.

По данным полевых работ авторов монографии, слоистость поверхностной толщи отложений квартера, в том числе и коры выветривания, характерна в целом для юго-востока Западно-Сибирской равнины.

3. Мезотрофное заболачивание темнохвойных лесов на суглинках.

4. Эвтрофное заболачивание лесов на темноцветных высококарбонатных почвах тяжелого механического состава – Бакчарский тип заболачивания. В результате высокого уровня грунтовых вод в сочетании с анаэробной почвенной обстановкой происходит образование поверхностного оглеения и поселения эвтрофных болотных растений.

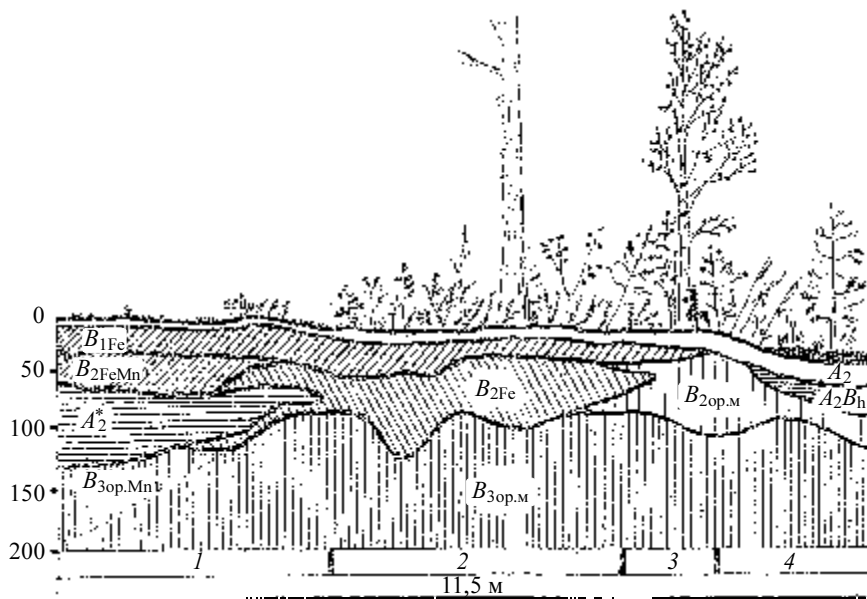


Рис. 1.40. Характер проявления процесса оруденения в песчаных почвах под различными растительными ассоциациями (Герасько, Пологова, 1976). Фрагменты ассоциаций и почвы под ними: 1 – сосняк бруснично-лишайниковый – поверхностно-подзолистая иллювиально-железистая контактно-глееватая; 2 – сосняк кустарничково-долгомошный – подзол иллювиально-железистый контактно-глеевый оруденелый; 3 – сосняк кустарничковый – торфянисто-подзолистая; 4 – сосняк вейниково-осочковый – торфянисто-подзолистая иллювиально-гумусовая. Почвенные горизонты:  $A_0$  – лесная подстилка;  $A_2$  – элювиальный;  $A_2^*$  – элювиальный (контактно-глееватый);  $A_2B_h$  – иллювиально-железисто-марганцевый;  $B_{2Fe}$  – иллювиально-железистый контактно-глееватый;  $B_{2op.M}$  – иллювиально-железистый (мягкий ортштейн);  $B_{3op.MnFe}$  – марганцево-железистый ортштейн;  $B_{3op.c}^*$  – оруденелый горизонт (цементированный ортштейн)

5. и 6. Эвтрофное заболачивание лесов на пойменных суглинках и глинах и эвтрофное заболачивание лугов на поймах.

Для развития почв таежного Приобья характерна динамичность. Наблюдения за динамикой почвенных профилей в связи с процессами развития и деградации болот и анализ литературных источников позволили Е.Д. Никитину и др. (1988) сделать следующий вывод: в Западной Сибири существенная изменчивость почв за относительно короткие сроки, измеряемые годами-десятилетиями, достаточно распространенное яв-

ление. Наиболее часто оно обнаруживается в зоне контакта болотных и суходольных ландшафтов, эта зона может выполнять роль индикатора процесса заболачивания – разболачивания отдельных ландшафтов (табл. 1.23).

Таблица 1.23

**Некоторые диагностические показатели процессов заболачивания-разболачивания (Никитин, Орлов, Афанасьева, 1988)**

Характер изменений почв средней тайги Западной Сибири	Особенности морфологии изученных почв контактной зоны «болото – суходол»	Особенности растительности контактной зоны
Постепенное заболачивание	«нормальный» генетический профиль, соответствующий условиям залегания; на песчаных массивах – иллювиально гумусовые подзолы с торфянистым горизонтом (20–30 см) и близкими грунтовыми водами (70–75 см)	растительность имеет переходный полуболотный характер; в древостое на песчаных массивах доминирует угнетенная низкорослая сосна
Ускоренное заболачивание	генетический профиль, «отставший» в развитии от нарастающего гидроморфизма почв; на песчаных массивах при близких грунтовых водах (около 70 см) залегают иллювиально-железистые подзолы с торфянистой подстилкой мощность 5–7 см	частично сохраняется растительность более дренированных местообитаний (на песчаных массивах – высокоствольные сосны с признаками угнетения); на передовых участках интенсивно заболачивающегося суходола – погибшие высокоствольные деревья
Ускоренное разболачивание	генетический профиль сохраняет черты явного гидроморфизма в условиях отчетливого естественного осушения; на песчаных массивах – иллювиально-гумусовые подзолы со слабоувлажненной верхней и средней частью профиля и опущенными грунтовыми водами	отмечается деградация болотных и полуболотных растительных комплексов; возможно развевание высохшего торфа с выходом на поверхность минерального ложа болота

Частая встречаемость почв с отчетливо меняющимся профилем в бассейнах Кети и Тыма позволила Е.Д. Никитину, В.И. Орлову, Т.В. Афанасьевой составить карту-схему динамических типов почвенного покрова с различной тенденцией развития в условиях современной макробиоклиматической обстановки (рис. 1.41).

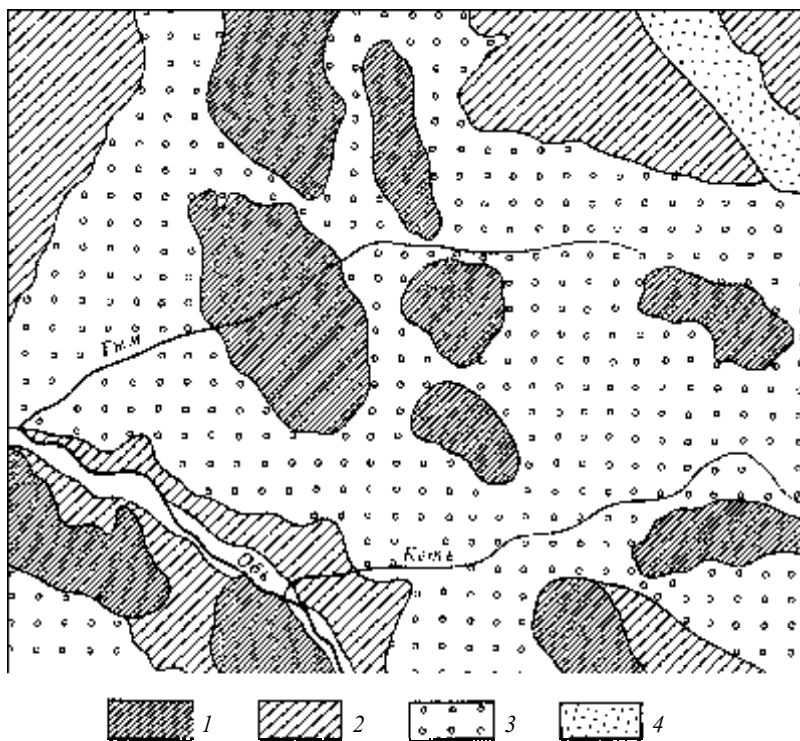


Рис. 1.41. Карта-схема динамических типов почвенного покрова центрально-восточной части Западной Сибири (Никитин и др., 1988): 1 – почвенный покров территории с прогрессивными процессами денудации и разболачивания; 2 – почвенный покров территории с преобладающими процессами денудации и разболачивания; 3 – почвенный покров территорий с преобладающими процессами заболачивания и аккумуляции; 4 – почвенный покров территории с прогрессивными процессами заболачивания и аккумуляции.

Анализ факторов болотообразования на крайнем юго-востоке Западно-Сибирской равнины (территория Томской области) позволяет сделать следующие выводы:

- исследуемая территория как часть мирового природного феномена – заболоченность Западно-Сибирской равнины, характеризуется уникальным сочетанием комплекса факторов, благоприятных для развития процессов болотообразования и торфонакопления: континентальностью

климата с максимумом осадков в теплый период и недостаточностью испарения, близким залеганием грунтовых вод, проявлением местных напоров подземных вод, слоистостью почвогрунтов, наличием мелких депрессий на поверхности междуречий и террас как очагов заболачивания, гидрологическими особенностями, влиянием новейших движений и тектоникой региона, спецификой почвообразования, наличием мерзлоты и др. В последние годы развитию болотообразования способствует хозяйственная деятельность человека;

- весьма сложно отдать предпочтение тому или иному ведущему природному фактору, что отмечал еще В.И. Орлов (1968) и др. Все вышеперечисленные факторы тесно взаимосвязаны, выявление ведущего возможно при детальном комплексном исследовании процесса на стационарах;

- в настоящее время на исследуемой территории наиболее всего заболочены (при прочих равных условиях) зоны разломов, тектонических впадин и прогибов, территорий, испытывающих опускание. Так, тектоническое погружение какого-либо блока земной коры вызывает подъем грунтовых вод, что приводит к смыканию капиллярной каймы грунтовых вод с поверхностными водами и вызывает переувлажнение почв и в дальнейшем способствует заболачиванию;

- в зонах разломов местами проявляются местные напоры подземных вод, что приводит к их переувлажнению и заболачиванию;

- тектоническая активность территории оказывает существенное влияние на болотообразование. Так, О.Л. Лисс и др. отмечают, что она влияет на интенсивность и направленность процессов заболачивания, регулирует естественное осушение заболоченных территорий вследствие изменения уклонов поверхности болот. Последние сказываются на степени обводненности болот, интенсивности и направлении стока, динамике растительного покрова;

- увеличение количества осадков за последние десятилетия также способствует заболачиванию. Но Н.И. Пьявченко (1980) и др. считают, что следует различать две разновидности заболачивания: необратимое (прогрессирующее) и временное (периодическое или обратимое). Временное заболачивание обычно связано с колебаниями гидроклиматических условий, нередко развивается на месте вырубок и выгоревшего леса. Временное заболачивание в таежной зоне распространено более широко, чем необратимое, но создает впечатление чрезвычайно интенсивного процесса. На территориях с влажным и прохладным климатом

процесс необратимого заболачивания продолжается и в настоящее время, но масштабы его существенно сокращаются. Данный факт отмечен не только для Западной Сибири, но и для европейской территории России, для Швеции, Лапландии (Лисс, 1988). Важную роль в сокращении заболачивания играют положительные тектонические движения земной коры и связанные с этим изменения базисов эрозии (Пьявченко, 1978);

- возрастает влияние антропогенного фактора, имеющего как положительные, так и отрицательные последствия, связанные с процессами заболачивания и т.д.

## Глава 2

### **МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Исследования болотных ландшафтов проводилось с применением комплекса различных методов и приемов, используемых в ландшафтоведении, физической географии, геофизике ландшафтов, а также при изучении геохимических, гидрологических условий объектов исследований: полевых маршрутных; стационарных; дешифрирования аэро- и космоснимков; гидрохимического; водного баланса; картографического и др. Кроме того, проведен анализ и синтез литературных источников, топографических карт разного масштаба, материалов геологической съемки, карт тектонических, карты современных вертикальных движений земной коры (1989), данных структурно-геоморфологических исследований и др.

Активно использовались новейшие методы геоинформационного картографирования и моделирования, включая сложный пространственный анализ и компьютерную обработку данных дистанционного зондирования (ДДЗ).

В основу работы положены материалы многолетних полевых исследований авторов в ходе: 1) геологической съемки 1:200 000 масштаба (1973–1989 гг.); 2) полевых исследований болотных ландшафтов в бассейнах рек Васюган, Томь, Чулым, Обь (2006–2011 гг.), в ходе которых было описано на разных типах болот более 150 ландшафтных точек согласно методике комплексных физико-географических исследований (Жучкова, 1968); 3) стационарных наблюдений за функционированием болотных геосистем на стационаре «Васюганский».

Среди основных инструментов, используемых в полевых работах, следует упомянуть лазерные дальнометры, оптические и лазерные нивелиры, теодолиты и тахеометры, а также мобильные приёмники системы спутникового позиционирования GPS-NavStar.

## 2.1. Методика изучения микрорельефа болот

Отличительной особенностью болот является широкое развитие форм микрорельефа, которые влияют на внешний облик, особенности формирования и развития болотных геосистем. На естественных болотах различным видам фаций соответствуют разные формы и размеры микрорельефа. Под микрорельефом в данной работе понимаются мелкие формы рельефа, размеры которых не превышают метров как в плане, так и в высоту. Основные формы микрорельефа болот – это грядово-мочажинные, озерково-грядово-мочажинные комплексы, болотные кочки. Именно в масштабе микрорельефа показатели горизонтальной и вертикальной кривизны влияют на гидрологические условия, структуру растительного и почвенного покрова. Поэтому характер микрорельефа необходимо учитывать как один из показателей (признаков) классификации болотных ландшафтов на уровне фации. При этом необходим учет как качественных, так и количественных характеристик микрорельефа. При полевом описании ландшафтной фации определялся тип микрорельефа (кочковатый, грядово-мочажинный, бугристый, рямово-мочажинный), относительная высота, средние размеры форм микрорельефа, а также доля поверхности фации, занятая положительными и отрицательными элементами (табл. 2.1).

Таблица 2.1

### Характеристика форм фитогенного микрорельефа

Форма микрорельеф	Относительная высота	Размер	Особенности распространения	Форма
Кочковатый	15–30 см, реже 50–100 см	От 10–15 до 50–60, реже более 1 м	все типы болот	округлая, овальная
Грядово-мочажинный (грядово-мочажинно-озерковый)	15–30 см, реже 50–100 см		выпуклые верховые торфяники	вытянутая

На доминантных фациях проводилась съемка профиля вертикального сечения горизонта формирования микрорельефа (ГМФ) верхней части деятельного слоя, где формируются элементарные формы поверхности болота. Метод заключается в определении высот поверхности микрорельефа болота от уровня болотных вод на линии заданной длины



(линии таксации) по определенному количеству точек. В каждой точке к уровню воды «привязывают» линию нулевого отсчета, поднятую над болотом над линией таксации на высоту  $H$ . Значение  $H$  равно расстоянию от уровня воды до линии отсчета, в качестве которой используют леску, натянутую над болотом между опорами.

По результатам статистической обработки данные таксационных измерений для участка болота определяют: 1) среднюю ординату профиля ГМФ –  $x$ ; 2) дифференциальную –  $w(x)$  и интегральную  $W(x)$  кривые распределения высот микрорельефа с параметрами  $S$  и  $C_v$ . Параметры распределения  $S$  – среднеквадратическое отклонение и  $C_v$  – коэффициент вариации характеризуют степень расчлененности поверхности болота. Дифференциальная кривая распределения высот микрорельефа поверхности болота наглядно показывает структуру микрорельефа (Наставление..., 1990). Величина коэффициента асимметрии отражает относительное преобладание на участке земной поверхности либо выпуклых, либо вогнутых в плане форм земной поверхности. Положительная асимметрия означает преобладание вогнутых форм с отрицательной плановой кривизной, асимметрия равная нулю соответствует пропорциональному распределению относительных высот.

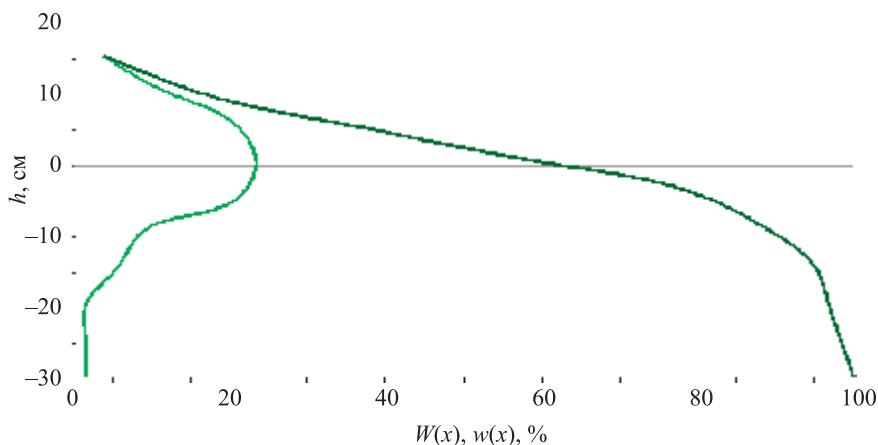


Рис. 2.1. Интегральная и дифференциальная кривые распределения высот на травяно-моховом переходном болоте (точка 40).

## 2.2. Геоинформационное картографирование в ландшафтном анализе

Картографический метод считается одним из важнейших методов ландшафтного анализа (Краулис, 1979; Беручашвили, Жучкова, 1997; Макаров, 2001; Ландшафтно-интерпретационное картографирование, 2001). Как замечает А.Г. Исаченко (2004, с. 120): «Эффективность всякого метода географического исследования значительно повышается при его сочетании с картографическим». По этой причине в ландшафтном анализе получили широкое распространение смешанные или комбинированные методы: сравнительно-картографический, историко-картографический, индикационно-картографический, математико-картографический и т.п.

Появление и бурное развитие в конце XX в. географических информационных систем (ГИС) привело к возникновению нового направления в ландшафтном анализе – геоинформационного картографирования. Геоинформационное картографирование – это программно управляемое создание и использование карт на основе ГИС и баз картографических данных и знаний, его суть – информационно-картографическое моделирование геосистем (Картоведение, 2003; Лурье, Косиков, 2003). Геоинформационное картографирование включает следующие методы: преобразование информации в заданную систему координат, автоматизированный анализ, классификация и генерализация, математико-картографическое моделирование, автоматизированное построение карт. С использованием методов геоинформационного картографирования, как отмечает А.М. Берлянт (2001, с. 16): «картографические произведения можно создавать не только быстрее, точнее и лучше, но и по-другому».

Применение геоинформационного картографирования открывает новые горизонты перед ландшафтоведом в плане математического моделирования геосистем, о необходимости которого более 30 лет назад писал А.А. Краулис (1979). Как отмечает А.Г. Исаченко: «Подлинная революция в методике географических исследований связана с развитием... геоинформатики, которую можно считать особой методической дисциплиной» (2004, с. 110); «ГИС-картографирование особенно перспективно для изучения динамики географических явлений и систем... Применение ГИС-технологии позволяет значительно увеличить массив вовлекаемой в исследование картографической информации и широко

использовать математический аппарат» (2004, с. 120). По мнению А.К. Черкашина (Ландшафтно-интерпретационное картографирование, 2001, с. 12): «Создание точных ландшафтных карт требует объединения классических (экспертных) и современных (компьютерных) технологий... Ландшафтная карта рассматривается как матрица преобразования пространственно-распределённой информации». К широкому использованию в ландшафтных исследованиях количественного анализа в ГИС призывают К.Н. Дьяконов и В.В. Сысуев (2003).

По мнению зарубежных географов (Zeiler, 1999; Burrough, 1996), развитие ГИС привело к смене картографической парадигмы. На смену традиционному взгляду на картографию, когда карта является лишь конечным продуктом (парадигма сообщения), приходит альтернативный подход к картографии, который поддерживает хранение исходных данных для обеспечения последующей переклассификации (аналитическая парадигма). Традиционный подход ограничен, поскольку пользователь карты не доступна через карту исходная, не классифицированная информация. Пользователь, имея только конечную карту, не может перегруппировать данные при изменившихся потребностях. В ГИС исходные данные сохраняются на компьютерных носителях в базе геоданных (БГД) и отображаются, исходя из нужд пользователя и с использованием пользовательских классификаций. При интерактивной работе с картами ГИС помогает создавать новую информацию, которая не присутствует в явном виде на бумажных картах. Голландский почвовед Питер Барроу подчёркивает современное значение ГИС как инструмента для решения самых различных географических задач, в отличие от преобладавших в 1970–1980-е гг. «картоцентрических» взглядов на ГИС лишь как на системы настольного картографирования (Burrough, 1996). По мнению Николса Крисмана, с помощью ГИС люди «...оперируют представлениями географических явлений и процессов, чтобы производить более мощные измерения и открывать новые пространственные отношения посредством интеграции различных источников, а также трансформируют эти представления, чтобы подчинить их другим рамкам отношений» (Chrisman, 1997, p. 5).

Большие плюсы при изучении структуры болотных ландшафтов и их изменений дают такие возможности ГИС, как интеграция разновременных и разномасштабных карт и снимков в единой системе координат и проекции (что сильно повышает точность сравнения), прямой ввод данных из GPS-приёмников, различные методы классификации данных, а

самое главное – возможность связи объектов на карте с базой данных, которая может содержать любое количество информации по каждому объекту. Это позволяет осуществлять сложный пространственный анализ, выполнять поиск геосистем, удовлетворяющих определённым критериям, производить статистический анализ по любым показателям выбранных геосистем и т.п. (Хромых, Хромых, 2011).

Как отмечает А.К. Черкашин, интегрированные ГИС, включающие базы данных, знаний, моделей, теорий и карт, служат технологической основой ландшафтно-интерпретационного картографирования, совокупность процедур которого являет собой геосистемный анализ. «Разработка методов ГИС-картографирования геосистем – одна из актуальных задач современной географии и картографии. Создание ландшафтных карт, основываясь на геоинформационных технологиях, призвано объективизировать процесс картосоставления, повысить точность и достоверность картографической продукции, открыть новые возможности для составления на базе выявленной ландшафтной структуры территории карт производного тематического содержания» (Ландшафтно-интерпретационное картографирование, 2001).

Следует заметить, что в настоящее время наметился переход к новому этапу развития геоинформатики и геоинформационного картографирования – созданию инфраструктур пространственных данных (ИПД). ИПД, по сути, являют собой дальнейшее развитие ГИС в тесной интеграции с сетевыми технологиями (прежде всего, глобальной сети Internet). Сейчас во многих странах полным ходом идёт разработка национальных ИПД – информационно-телекоммуникационных систем, объединяющих национальные ресурсы пространственных данных (Кошкарев, 2010). Доступ к геоданным в ИПД, как правило, осуществляется через геопорталы. Подобные технологии делают процедуры ландшафтного анализа и их результаты более доступными для специалистов, ответственных за принятие решений во многих важных сферах деятельности (экологический менеджмент, ландшафтное планирование и т.п.), так как для доступа к цифровым геоданным теперь не требуется дорогостоящее специализированное программное обеспечение ГИС, а достаточно выхода в сеть Internet.

Информационное обеспечение ГИС. Основными источниками пространственной информации при геоинформационном картографировании являются карты и данные дистанционного зондирования (ДДЗ). Каждый из источников данных имеет свои достоинства и недостатки,

но в целом следует отметить наблюдающуюся тенденцию роста роли ДДЗ при создании ГИС.

При создании ГИС болотных массивов обычно используют крупномасштабные карты. Картографическая информация вводится в компьютер посредством сканирования (растровая форма) либо с помощью ручного цифрования с использованием дигитайзера (векторная форма). В последнее время наибольшую популярность приобрело автоматическое цифрование путём сканирования исходного оригинала карты с последующей интерактивной векторизацией в специальных программных средствах – векторизаторах (Хромых, Хромых, 2011).

В процессе цифрования топографических карт большое значение имеет правильное определение координат и проекции. В России при создании топографических карт используются системы координат 1942, 1963 и 1995 гг. и картографическая проекция Гаусса – Крюгера. Проекция Гаусса – Крюгера является поперечно-цилиндрической и была разработана в конце XIX – начале XX в. В этой проекции поверхность земного эллипсоида делится на трёх- или шестиградусные зоны, ограниченные меридианами от полюса до полюса.

В нашей стране на топокартах применяют шестиградусные зоны с осевыми меридианами  $3^\circ$ ,  $9^\circ$ ,  $15^\circ$  и т.д. Таким образом, номер зоны для Томска ( $85^\circ$  в. д.) – 15 (от  $84^\circ$  в.д. до  $90^\circ$  в.д.), а осевой (центральный) меридиан 15-й зоны –  $87^\circ$ . Наибольшие искажения наблюдаются на краях зон и, наоборот, минимальные – вблизи центрального меридиана.

В каждой зоне строится своя прямоугольная система координат. В качестве единиц используются метры. Ось абсцисс ориентирована на север по центральному меридиану. Ось ординат направлена перпендикулярно центральному меридиану. Чтобы избежать отрицательных значений, к значению ординаты прибавляется 500 000 м. Иногда, чтобы отличать значения ординат на картах различных зон, перед ординатой пишется номер зоны. Как правило, на отечественных топокартах координаты указываются в километрах вблизи узлов координатной сетки (рис. 2.2). Координатная сетка топокарт масштабов 1:10 000 – 1:50 000 имеет шаг 1 км (километровая сеть), а для топокарт масштаба 1:100 000 используется шаг 2 км (Хромых, Хромых, 2010, 2011).

Очень схожа с картографической проекцией Гаусса – Крюгера проекция UTM, применяемая для топокарт в США. Но в проекции UTM абсциссе  $X$  координат Гаусса–Крюгера соответствует северное положение  $Y$ , а ординате  $Y$  – восточное положение  $X$ . При создании ГИС ло-

кального уровня (в пределах одной зоны) номер зоны в координате  $X$  обычно не учитывается ( $X=349\ 000$ ). Это создаёт удобства при работе с приборами глобальных систем спутникового позиционирования (например, мобильными GPS-приёмниками), поскольку зачастую в них используются шестизначные значения метровых координат.



Рис. 2.2. Пойменный болотный массив на топокарте масштаба 1: 25 000. Координаты узла сетки: значение абсциссы 6 303 000 м (расстояние от экватора), значение ординаты 15 349 000 м (где 15 – номер зоны, а 349 000 м – расстояние на восток от центрального меридиана зоны ( $87^\circ$  в.д.) + 500 000 м). Таким образом, указанная точка находится в 6 303 км к северу от экватора и в 151 км к западу от меридиана  $87^\circ$  в. д.

Большое значение при исследовании болот имеет точность отображения рельефа на картах. Рельеф на топографических картах обозначается системой горизонталей и высотных отметок. При этом высота сечения рельефа горизонталями зависит от типа территории и существенно различается на картах разного масштаба (табл. 2.2).

Таблица 2.2

**Высота сечения рельефа (в м) на российских топокартах (Картоведение, 2003)**

Территории	Масштабы карт					
	1:10 000	1:25 000	1:50 000	1:100 000	1:200 000	1:500 000
Плоскоравнинные открытые	2,5	2,5	10	20	20	50
Плоскоравнинные залесенные, равнинные пересеченные, холмистые, а также песчаные пустыни	5	5	10	20	20	50
Предгорные и горные	5	5	10	20	40	100
Высокогорные	–	10	20	40	40	100

**2.3. Работа с ДДЗ**

Ещё одним важным источником пространственной информации являются данные дистанционного зондирования Земли – данные о поверхности Земли, объектах, расположенных на ней или в её недрах, полученные в процессе съёмок любыми неконтактными, т.е. дистанционными, методами. По сложившейся традиции к ДДЗ относят данные, полученные с помощью съёмочной аппаратуры наземного, воздушного или космического базирования, позволяющей получать изображения в одном или нескольких участках электромагнитного спектра. Главные характеристики ДДЗ определяются числом и градациями спектральных диапазонов, геометрическими особенностями получаемого изображения (вид картографической проекции, распределение искажений), пространственным разрешением съёмки.

Все ДДЗ делятся на три категории:

- наземная съёмка;
- аэрофотосъёмка;
- космическая съёмка.

Съёмки могут быть пассивными, когда фиксируется собственное или отраженное солнечное излучение, и активными, когда снимаемые объекты облучаются, например, радиоволнами. В зависимости от фиксируемого диапазона электромагнитного излучения различают следующие виды дистанционного зондирования:

- ультрафиолетовая съёмка (ultraviolet);
- съёмка в видимом диапазоне (optical);

- съёмка в ближнем диапазоне (near infrared);
- съёмка в среднем диапазоне (middle infrared);
- съёмка в дальнем (тепловом) инфракрасном (thermal infrared) диапазоне;
- съёмка в микроволновом радиодиапазоне (microwave, passive microwave).

При одновременном использовании нескольких диапазонов говорят о многозональной (multi-channel, multi-spectral, multi-band) съёмке, а при большом числе используемых диапазонов (20 и более) – о гиперспектральной (hyperspectral).

По виду применяемой съёмочной аппаратуры различают следующие виды съёмки:

- фотографические (photography);
- телевизионные (television, photovision);
- фототелевизионные (phototelevision);
- сканерные (scanner);
- радиолокационные (radar, radiolocation);
- гидролокационные (sounding);
- лазерные (laser, optical maser);
- лидарные (lidar).

Отдельно выделяют аэроспектрометрирование (aerial spectrophotometry, aerial radiometry), представляющее собой регистрацию с помощью спектрографов спектральной яркости (spectral brightness, spectral radiance) какой-либо поверхности вдоль направления движения летательного аппарата.

Исторически сложилось так, что первым видом дистанционных съёмок явилась наземная стереофотограмметрическая съёмка, которая начала применяться для составления крупномасштабных карт высокогорных сильно расчленённых территорий. Съёмка выполняется фототеодолитом. Однако при изучении болот наземная стереофотограмметрическая съёмка используется редко.

*Самолётные* съёмки ведутся на разные виды плёнки, чувствительные к разным участкам спектра: в видимой области спектра – это аэрофотография; в более длинных волнах – это инфракрасная и тепловая, а также активная радиолокационная. Наиболее важной из них является аэрофотосъёмка, которая в зависимости от направления оптической оси съёмочной камеры разделяется на плановую и перспективную. В зави-



симости от характера покрытия местности снимками аэросъёмку подразделяют на выборочную, маршрутную и многомаршрутную.

Наибольшее распространение получила плановая площадная многомаршрутная аэрофотосъёмка. При этом прокладываются ряд параллельных маршрутов, расположенных с таким расчётом, чтобы снимки, получаемые по смежным маршрутам, перекрывали друг друга. Такое перекрытие является *поперечным* и составляет 20–30 % площади снимка. *Продольное* перекрытие, т.е. перекрытие снимков вдоль маршрута, — много больше и составляет 60–80 %.

Большое значение при составлении крупномасштабных карт болотных массивов имеют материалы многомаршрутной аэрофотосъёмки по заказам лесоустроительных экспедиций. Такие аэрофотоснимки имеют масштаб 1:15 000 и очень хорошо сочетаются с крупномасштабными топографическими картами масштаба 1:25 000, особенно при их совместном использовании для тематического дешифрирования в ГИС, так как на аэрофотоснимках, как правило, отчётливо видны границы заболоченных фитоценозов.

Важными характеристиками аэрофотосъёмки являются время года (сезон) и время суток для проведения аэрофотосъёмочного залёта. При этом учитываются:

- особенности фотографируемой территории (наличие или отсутствие растительности, ледяного и снежного покрова);
- вегетационная фаза развития растительности;
- состояние сельхозугодий;
- режим водных объектов;
- влажность почв.

На равнинных заболоченных территориях аэрофотосъёмку желательно проводить в утренние или вечерние часы при низком положении солнца над горизонтом, чтобы за счёт теней подчеркнуть микроформы рельефа и облегчить их дешифрирование. Съёмка с *космических носителей* производится с высоты более 100 км по определённой орбите. При этом различают *круговые* орбиты и *эллиптические*. Аналогично аэрофотосъёмкам космические съёмки, в зависимости от покрытия территории, разделяются на *одиночные*, *маршрутные* и *площадные* (глобальные). В зависимости от типа съёмочной аппаратуры наибольшее распространение получили *фотографические*, *цифровые сканерные* и *радарные* космические съёмки.

Особое значение при работе с данными дистанционного зондирования Земли имеет *пространственное разрешение* съёмки. Дело в том,

что космические снимки, полученные с помощью сканерных систем некоторых спутников (например, Ресурс-О, Метеор, Landsat, Spot, IRS, Ikonos, QuickBird и др.), передаются на Землю уже в цифровом виде. Такие снимки представляют собой сложные, зачастую многослойные, растровые изображения. Каждой ячейке (пикселу) таких растров соответствует определенный квадрат земной поверхности. Поэтому, как правило, пространственное (геометрическое) разрешение ДДЗ измеряется в метрах на пиксел или просто в метрах. Например, когда говорят о цифровом космическом снимке 10-метрового разрешения – это значит, что каждый пиксел этого снимка отображает квадрат земной поверхности размером 10×10 м. Считается, что чем меньше размер пиксела (в метрах) на снимке, тем крупнее масштаб изображения и выше разрешение снимка. Чем выше разрешение снимка, тем более мелкие объекты можно дешифровать. Самое высокое разрешение имеют цифровые космические снимки с размером пиксела 1 м и даже менее. На снимках с таким разрешением можно различить объекты размером в один метр (отдельно стоящие деревья, группы людей и т.п.).

Помимо пространственного разрешения для данных дистанционного зондирования важны ещё три типа разрешения съёмки (Лурье, Косиков, 2003): спектральное, радиометрическое (яркостное) и временное. *Спектральное разрешение* съёмки – характерные интервалы длин волн электромагнитного спектра, к которым чувствителен датчик съёмочной платформы. *Радиометрическое (яркостное) разрешение* съёмки – число возможных кодированных значений (уровней квантования) спектральной яркости в файле данных дистанционного зондирования для каждой зоны спектра, указываемое числом бит. *Временное разрешение* съёмки – частота получения снимков конкретной области.

*Дешифрирование аэрофотоснимков.* Дешифрирование аэрофотоснимков болот позволяет получить сведения об их типах и болотных микроландшафтах, очертания в плане, размерах занимаемой ими площади, степени обводненности, характере поверхности и гидрографической сети (реки, ручьи, озера, озёрки, топи) в пределах болот и на прилегающей к ним местности.

На основе этих данных составляют типологическую карту болот и карту линий стекания болотных вод (сетку линий стекания) (Наставление..., 1990).

Сведения о наличии материалов аэрофотосъёмки на исследуемый болотный массив можно получить в соответствующей территориальной

инспекции Госгеонадзора ГУГКа. Исходными материалами для дешифрирования являются фотосхемы или фотопланы болот масштаба 1:10 000, 1:25 000 и 1 : 50 000. Когда болото дешифрируется с трудом, используют контактную печать (желательно более крупного масштаба) с репродукцией накидного монтажа. Материалы аэрофотосъемки масштаба 1:10 000 и 1:25 000 пригодны для подробного дешифрирования (выделение типов болотных микроландшафтов и гидрографической сети), а аэрофотосъемки масштаба 1:50 000 – для составления общего представления о болотном массиве (выделение групп болотных микроландшафтов) и прилегающей к нему местности. Оптимальными масштабами аэрофотоснимка для построения сеток линий стекания болотных вод являются 1:10 000 – 1:25 000. Причем аэрофотоснимки масштаба 1:10 000 используют при построении этих сеток для полигональных болот, а снимки масштаба 1:20 000 и 1:25 000 – для бугристых олиготрофных, мезотрофных и евтрофных болот.

Для повышения качества и точности дешифрирования используют лупы с 2–3-кратным увеличением, а при наличии смежных контактных отпечатков со значительным перекрытием друг друга – стереоскоп. Типологическую карту болот составляют в соответствии с их классификацией на основе дешифрирования аэрофотоснимков болот с использованием прямых и косвенных дешифровочных признаков (табл. 2.3).

На аэрофотоснимке желтой гуашью, которую легко смыть при необходимости, сплошной линией отделяют болота от суходолов и минеральных островов; неясные границы наносят длинным пунктиром и уточняют в полевых условиях. Суходолы и минеральные острова среди болот обычно хорошо (за исключением тундры) дешифрируют по более крупной и четкой зернистости рисунка (деревья на этих участках более высокие, имеют густые кроны и распределены более равномерно, чем на болоте). Структура рисунка на аэрофотоснимках отображает мезорельеф болота, по которому можно определить его тип. Так, например, извилисто-полосатая структура рисунка указывает на грядово-мочажинный мезорельеф олиготрофных (верховых) или евтрофных (низинных) болот; пятнисто-полосатая – на бугристо-топяной мезорельеф бугристых болот, а сетчато-полигональная – на полигональный тип болота. Тональность аэрофотоснимка отражает различную обводненность отдельных участков болота (темный тон соответствует более значительному обводнению).

Общие дешифровочные признаки болот (Наставление..., 1990)

Структура аэрофотоизображения	Значение дешифровочного признака	Примечание
Зернистая: крупнозернистая мелкозернистая	Прямые дешифровочные признаки. Облесенность. Лесные массивы на суходолах и минеральных островах среди болот, хорошо выделяющиеся по крупной густой и равномерной зернистости. Облесение на болоте	Распространены в таежной и лесотундровой зоне. Типичны для верховых, переходных и низинных болот. На бугристых и полигональных болотах облесение отсутствует, только иногда встречаются отдельные деревья по контуру
Извилисто-полосатая	Грядово-мочажинный и грядово-озерковый мезорельеф. Гряды – серые извилистые узкие полосы с выраженной зернистостью закономерно чередуются с мочажинами (полосы более светлого или темного тона), иногда с озерами (черные пятна)	Типичны для верховых сфагновых или низинных гипново-осоковых болот. Причем на верховых болотах тон в общем более светлый, чем на низинных
Пятнисто-полосатая	Бугристо-топяной мезорельеф. Серые или белесоватые пятна (бугры) чередуются с темно-серыми полосами (топяями) или черными пятнами (озерками)	Бугристые болота зоны многолетней мерзлоты, характерны для северной тайги и лесотундры
Сетчато-полигональная	Полигональный мезорельеф. Серые или темно-серые полигоны окаймлены черными, иногда белесоватыми линиями (трещинами)	Полигональные болота распространены в тундре, иногда в лесотундре
Однородная или мозаично-пятнистая, иногда с мелкой зернистостью, темно-серый или серый тон снимка	Низинные или переходные болота	Распространены в таежной, лесостепной и степной природных зонах
Черные, иногда белесоватые (блики) пятна на общем фоне болота	Озера и озерки на болоте, блики на озерах от солнечных лучей	Распространены на всех типах болот, имеют различную форму и размеры

Продолжение табл. 2.3

Структура аэрофотоизображения	Значение дешифровочного признака	Примечание
Темные или черные извилистые линии-полосы на более светлом фоне болота	Внутриболотные речки и ручьи. Часто русло водотоков прослеживается по узкой полосе с мелкозернистой структурой	Распространены на всех типах болот
Обособленные, резко оконтуренные участки с крупнозернистым рисунком на темном или светлом фоне, иногда с мелкой зернистостью	Минеральные острова на болоте, покрытые лесом	Распространены на болотах с сезонным промерзанием торфяной залежи
Обособленные участки с редкой крупной зернистостью на фоне пятнисто-полосатой структуры	Минеральные острова на болоте с редким лесом	Распространены на болотах северной тайги и лесотундры
Система черных или темных прямых линий, связанных с гидрографической сетью	Осушительные каналы	Распространены чаще на переходных и низинных, реже – на верховых болотах
Прямоугольные участки, расположенные в определенной системе и ограниченные черными прямыми линиями	Участки болот, используемые под торфозаготовку; черные линии – осушительные канавы	Распространены на переходных и низинных, реже – на верховых болотах
Светлые прямые узкие полосы на фоне зернистого рисунка	Просеки на болотах	Распространены на всех типах обледененных болот с сезонным промерзанием торфяной залежи
Светлые или темные плавно извилистые узкие полосы	Гати, дороги, тропы, зимники на болотах	Распространены и хорошо заметны на всех типах болот
Площадки светлого фона с прямыми границами среди темных участков с мелкозернистым рисунком	Лесосеки	Распространены среди лесных болот и на обледененных участках моховых болот
Светлые точки на темном фоне с прилегающими к ним с одной и той же стороны черными точками	Стога сена на травяных болотах	Распространены на участках, расположенных вдоль водоемов и водотоков, иногда по окрайке травяных болот

Структура аэрофотоизображения	Значение дешифровочного признака	Примечание
<p>Концентрическое расположение полосатых линий, центр которых совпадает с генетическим центром болот.</p>	<p>Косвенные дешифровочные признаки Верховое болото с выпуклой формой по верхности</p>	<p>Разная степень выпуклости поверхности выражается на аэрофотоснимке закономерно распределенными микророландшафтами на болотном массиве</p>
<p>Центральная часть массива со слабо выраженными извилисто-полосатыми линиями оконтурена на снимке темной полосой с зернистым рисунком, крайки светлые или темно-серые</p>	<p>Резковывуклый болотный массив</p>	<p>В центре болотного массива располагается слабо выраженный грядово-мочажинный комплексный микророландшафт, на склоне – лесные и мохово-лесные микророландшафты, так называемое облесенное кольцо. Крайки массива заняты моховыми и мохово-травяными микророландшафтами</p>
<p>Концентрическое расположение извилисто-полосатых линий, занимающих основную часть болотного массива</p>	<p>Пологовывуклый болотный массив</p>	<p>Грядово-мочажинный комплексный микророландшафт занимает основную часть болотного массива, облесенное кольцо, как правило, отсутствует</p>
<p>Центральная часть болота на снимке занята извилисто-полосато-пятнистой и полосато-пятнистой, на склонах – извилисто-полосатой структурой</p>	<p>Плосковывуклый болотный массив, часто сложная болотная система</p>	<p>Центральная часть болотного массива занята грядово-озерковым или озерно-болотным комплексным микророландшафтом, склоны – грядово-мочажинным</p>
<p>Извилисто-полосатый рисунок располагается перпендикулярно продольной оси болота</p>	<p>Болото с вогнутой формой поверхности типа «аапа»</p>	<p>Центральная часть массива занята грядово-мочажинным микророландшафтом переходного типа, крайки – моховыми или мохово-травяными микророландшафтами верхового типа. Болотные массивы типа «аапа» характерны для районов водно-ледникового рельефа</p>

После выделения контура болота на снимке «поднимают» гуашью или синей тушью все нечетко выраженные элементы гидрографической сети (речки, ручьи, озера, озерки) и оконтуривают топи.

Затем коротким или точечным пунктиром сначала выделяют границы групп, а потом типов болотных микроландшафтов. Типологию микроландшафтов уточняют в полевых условиях. Различные типы болот различаются по своей структуре и растительному покрову, поэтому и дешифровочные признаки этих болот и болотных микроландшафтов различны.

С отдешифрованного аэрофотоснимка на кальку снимают гидрографическую и осушительную сеть (ручьи, речки, озера, топи, осушительные каналы), границы болот и болотных микроландшафтов, площади микроландшафтов закрашивают или штрихуют в соответствии с принятыми условными обозначениями.

После того как со снимка на кальку снимут типологическую карту обследованного болотного массива, на этом же аэрофотопланшете строят сетку линий стекания болотных вод.

Линии стекания болотных вод на плане болотного массива указывают направление движения поверхностных и фильтрационных вод в деятельном слое болота. Их проводят на аэрофотоснимке светлой гуашью коротким пунктиром, на участках топей – более длинным (до 1,5 см) со стрелками в конце каждой линии. Расстояние между соседними линиями стекания не должно превышать 4–5 мм. Построенную на аэрофотоснимке сетку линий стекания копируют на кальку вместе с гидрографической сетью и границами болота. По сетке линий стекания определяют границы водосборов внутриболотных водотоков. Границы водосборов наносят на карту жирным пунктиром с точкой. Сетку линий стекания используют при расчете фильтрационного стока с различных участков болотного массива.

*Дешифрирование космических снимков.* Для обработки космических снимков используется специализированное программное обеспечение ГИС: полнофункциональные инструментальные программные комплексы ArcGIS 10 (ESRI Inc.) и ERDAS Imagine (ERDAS Inc.). Космические снимки, как правило, поставляются в цифровом виде, с файлами пространственной привязки (обычно это универсальная поперечная проекция Меркатора UTM, система координат и эллипсоид WGS-84). При наложении космических снимков на цифровые векторные данные в ГИС для перепроецирования их из универсальной поперечной проекции

Меркатора UTM (система координат и эллипсоид WGS-84) в проекцию Гаусса – Крюгера, 15 зона (система координат 1942 г., эллипсоид Красовского) используется метод преобразования Молоденского, параметры которого приведены в табл. 2.4. Космические снимки без файлов привязки, а также сканированные аэрофотоснимки привязываются к топокарте на основе нерегулярной сетки опорных точек с помощью аффинных преобразований в ERDAS Imagine (рис. 2.3).

Таблица 2.4

**Параметры пересчёта земных координат из эллипсоида WGS-84  
в эллипсоид Красовского (метод преобразования Молоденского)**

Направление	$dX$	$dY$	$dZ$	$da$	$df$
1942-WGS84	+28,0	-130,0	-95,0	-108,0	+0,00480795
1942-WGS84	+28,0	-130,0	-95,0	-108,0	+0,00480795
1942-WGS84	+24,0	-123,0	-94,0	-108,0	+0,00480795

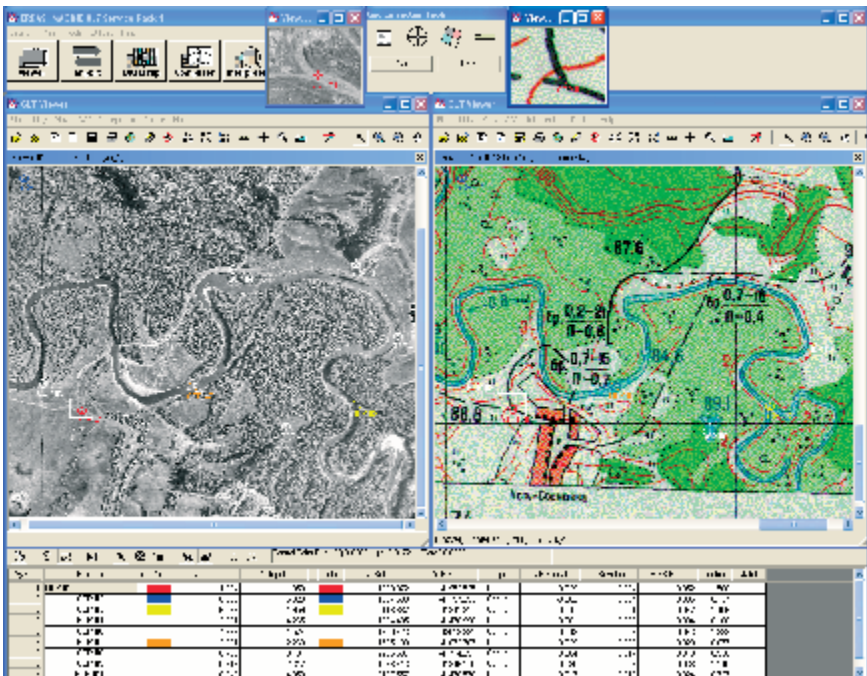


Рис. 2.3. Привязка аэрофотоснимка к топокарте в ERDAS Imagine



После перепроецирования снимков осуществляется полуавтоматическая и автоматическая классификация изображений. Автоматическая классификация проводится методом кластерного анализа с использованием алгоритма ISODATA, при этом обычно выделяется 10–20 классов изображения (рис. 2.4 и 2.5). При полуавтоматической (интерактивной)

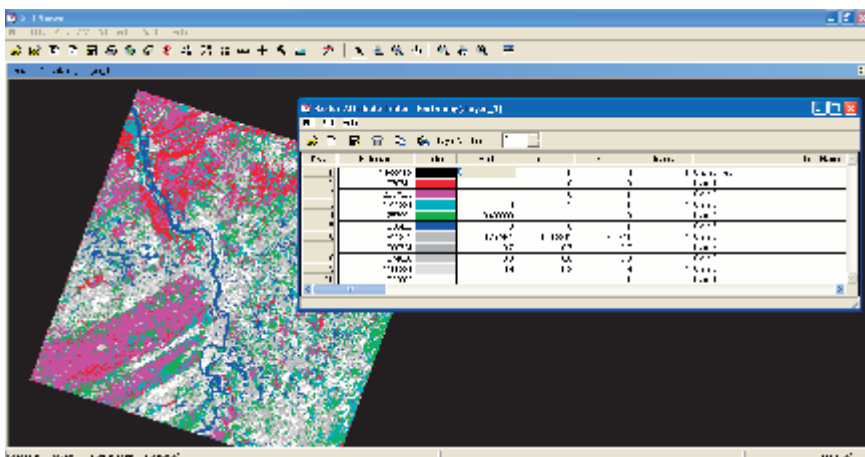


Рис. 2.4. Процесс дешифрирования классифицированного изображения с заменой цветов классов в ERDAS Imagine

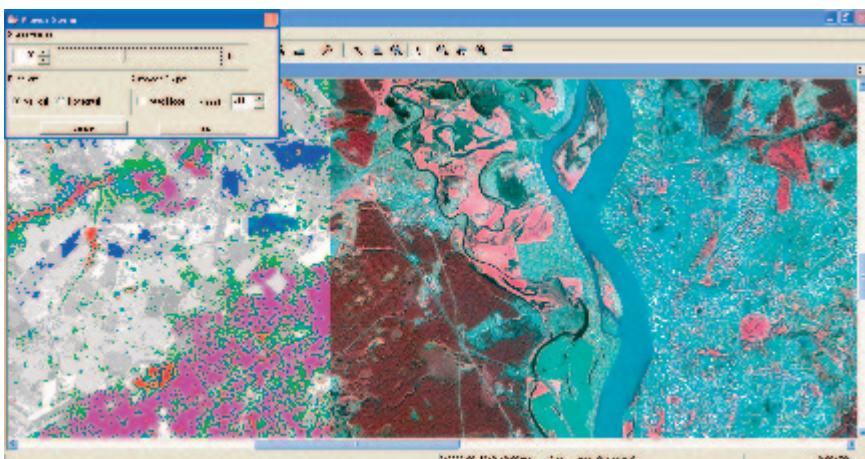


Рис. 2.5. Использование инструмента «Шторка» программы ERDAS Imagine для облегчения процесса дешифрирования

классификации («классификация с обучением») система «обучается» дешифрированию на основе эталонных участков изображения (Хромых, Хромых, 2007). Результаты классификации космических снимков используются при создании предварительных крупномасштабных ландшафтных карт для работы в поле.

Предполагаемое дешифрирование аэрокосмических материалов производится, прежде всего, для получения более точной информации о современном состоянии природной среды на ключевых участках планируемых полевых исследований болот. Дешифрирование производят на основе прямых и косвенных дешифровочных признаков. На снимках обычно хорошо просматриваются различные типы болотных массивов и их структура. Компьютерная обработка космических снимков включает также возможности работы с каналами спектра, что облегчает дифференциацию болотных геосистем, так как природные объекты в зависимости от степени обводнённости имеют разную отражательную способность в разных спектральных диапазонах (Кринов, 1947; Книжников, 1980; Кравцова, 2005). В результате предположительного дешифрирования аэрокосмических материалов составляется предварительная ландшафтная карта-гипотеза.

#### **2.4. Методика изучения водного режима болот и отбора проб на химический анализ**

Изучение особенностей водного режима болот проводилось путем анализа динамики уровней болотных вод на участках стационарных исследований, влажности торфа, условий снегонакопления и стока с болот путем регистрации расходов воды реки водоприемника, а также элементов водного баланса болота и водосбора реки.

Наблюдения за уровнями болотных вод проводились в специально оборудованных колодцах. Для этого убирают моховой очес и делают шурф глубиной не менее чем на 0,5 м превышающий минимальный уровень в данном микроландшафте. В пробуренный шурф устанавливается репер, изготовленный из металлической трубы диаметром 1,5–2,0 см. Нижний конец репера должен заходить в минеральное дно не менее чем на 0,3–0,5 м, на 30–50 см ниже минимального уровня воды. После установления репера в шурф погружают обсадную перфорированную трубу водомерной скважины квадратного сечения с расстоянием между стеками 14 см. Наблюдения по скважинам с репером внут-

ри скважины проводят с помощью водомерной рейки. При производстве наблюдений рейку опускают в скважину до головки репера в месте метки на верхнем срезе обсадной трубы. Отчет делают по рейке на уровне верхнего среза обсадной трубы с погрешностью до 0,5 см. Затем рейкой касаются поверхности воды в скважине и делают отчет также на уровне среза обсадной трубы в месте метки с погрешностью до 0,5 см. Уровень болотных вод измеряют в сантиметрах от средней поверхности болотного ландшафта в каждом из пунктов наблюдений. Уровень воды вычисляют по формуле

$$Z = (H_p - H_y) - P_p - \Delta X,$$

где  $Z$  – уровень болотных вод;  $H_p$  – отсчет по рейке от края обсадной трубы водомерной скважины до головки репера;  $H_y$  – отсчет по рейке от края обсадной трубы водомерной скважины до уровня воды;  $\Delta X$  – поправка к расчетной поверхности микроландшафта. Если уровень воды находится выше расчетной поверхности болота, то уровень указывается со знаком плюс, а ниже нее – со знаком минус. Срок измерений уровня болотных вод 1 раз в 5 дней в течение вегетационного периода. Привязка пунктов наблюдений к абсолютной системе высот проводилась нивелировкой поверхности болота (Наставления..., 1990).

Отбор образцов на влажность проводится в каждом болотном ландшафте. Влажность торфа определяют в соответствии с ГОСТ 5180-84 с учетом специфических особенностей некоторых видов болотных грунтов.

При наблюдениях за снежным покровом определялась степень покрытия местности снегом и характер его залегания, измерялась высота и плотность снежного покрова. В период максимального снегонакопления производилась снегомерная съемка на всей площади болота по выбранным маршрутам, пересекающим все характерные участки болота, а также прилегающие к нему суходольные участки. Высота снежного покрова измерялась по маршруту через 5 м в среднем в 50 точках (в залеженных участках в 70 точках), а его плотность – в 5 точках (или соответственно в 7 точках) с двукратной повторностью через десять измерений высоты снежного покрова. По результатам снегомерных съемок определяется средняя высота снежного покрова, средняя плотность и запас воды в снеге для каждого болотного ландшафта.

Отбор проб на химический анализ проводился в каждом болотном ландшафте, где с помощью торфяного бура организовывалось по одной скважине глубиной около 1 м. Пробы отбирались с глубины 30–50 см в

специально подготовленную стеклянную и пластмассовую посуду. Отбор осуществляется с помощью одноразовых пробоотборников (пластмассовых емкостей объемом 1 л), исключающих загрязнение проб.

Сразу после отбора определялись температура воды и неустойчивые компоненты pH, CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, проводилась консервация проб для определения Fe<sub>общ</sub>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Химический анализ состава болотных вод выполнялся по общепринятым методикам.

## Глава 3

# **ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА ЗАБОЛОЧЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПРЕДЕЛАХ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ**

### **3.1. Классификация болотных ландшафтов**

Болота – уникальные природные ландшафты, участвующие в поддержании газового состава атмосферы, водного баланса биосферы, запасов торфа, биологического разнообразия на Земле. Сложная структура болот вызывает к ним интерес представителей многих научных дисциплин – фитоценологии, ландшафтоведения, гидрологии, геологии, торфоведения, лесоведения, почвоведения и др. Таким образом, в процессе изучения болот с разных точек зрения, выделено несколько направлений исследования болот – геологическое, гидрологическое, ботаническое и ландшафтно-географическое. Следует отметить, что в каждом подходе исследований разработаны свои классификации болот, основанные как на выделении отдельных компонентов болотных геосистем, так и их сочетаний.

Наиболее распространены геоботанические классификации болот (В.А. Базанов (1988), Ю.А. Львов (1974), Н.А. Березина (1974), Н.И. Пьявченко (1985), Ю.С. Прозоров (1974) и др.). Эти классификации основаны на эколого-фитоценологических принципах и растительность болот рассматривается как единый тип, подразделяемый на три подтипа по условиям водно-минерального питания. Подтипы подразделяются на более мелкие таксономические единицы по характеру растительного покрова. По мнению И.Д. Богдановской-Гиенэф (1949), болото представляет собой систему вода – растительность – торф, причем каждый член системы одинаково необходим, классифицировать болота возможно по каждому из этих признаков и, кроме того, по их совокупности и характеру взаимодействия, и поэтому создание ландшафтной классификации должно быть завершением работы по типологии болот. Ландшафт-

ные классификации болот были предложены Р.И. Аболиным (1914), Н.И. Рубцовым (1974), Е.Д. Романовой (1974), Е.А. Галкиной (1946), К.Е. Ивановым (1953, 1975). Следует отметить, что объектами существующих ландшафтных классификаций болот являются хронологические единицы, соответствующие морфологическим единицам ландшафта в понимании А. Г. Исаченко (2004) (табл. 3.1). Однако, несмотря на то, что объектами классификации являлись ландшафтные единицы, многие из них строились не на комплексе признаков, а на выделении одного из компонентов болотного комплекса – рельефа (Рубцов, 1974), растительного покрова (Иванов, 1953, 1975), особенностей происхождения (Галкина, 1976) и др. Таким образом, существует ряд классификаций, рассматривающих болото с разных точек зрения, но далеко не все они полностью раскрывают разнообразие болот как сложных природных систем. Несмотря на большую практическую и теоретическую значимость комплексные ландшафтные классификации болот на территории Томской области практически отсутствуют.

Таблица 3.1

**Соотношение единиц классификаций болот  
и морфологических единиц ландшафтов**

Единицы ландшафтных классификаций болот	Морфологические единицы ландшафта (Исаченко, 2004)
Болотный биогеоценоз (Прозоров, 1974) Болотный микроландшафт (Иванов, 1953, 1975) Болотная фация (Рубцов, 1974)	Фация
Болотный мезоландшафт (Иванов, 1953, 1975) Болотное урочище (Рубцов, 1974) Болотный массив (Романова, 1974)	Урочище
Болотный макроландшафт (Иванов, 1953, 1975) Системы болотных урочищ (Рубцов, 1974)	Местность

Единицы большинства из рассмотренных классификаций характеризуют морфологическую структуру болотного ландшафта. Группируясь в более сложные территориальные системы, фации дают начало целой серии гетерогенных ландшафтно-географических единиц (геохор, по терминологии В.Б. Сочавы (2005)). Так, в структуру урочищ помимо доминирующих болотных фаций могут входить водные и суходольные фации как субдоминанты или второстепенные элементы природной структуры (Рубцов, 1974).

В.Б. Сочава (2005), отмечает, что типизация урочищ и местностей, объединение их в виды, роды и другие категории – это операции, относящиеся к классификации гетерогенных систем, т.е. разнообразных сочетаний фаций, их образующих. Исходным при этом является не гомогенность, а анализ процессов, определяющих группировку фаций в урочища и местности. Последние нужно рассматривать как категории дробного районирования; они неоднородны в себе, и в этом их принципиальное отличие от фаций и геомов. Таксономический ряд геомеров и геохор регионального и топологического уровня представлен в табл. 3.2

Таблица 3.2

## Таксономия геосистем (Сочава, 2005)

Ряд геомеров	Порядок размерности	Ряд геохор
Подгруппа геомов	региональный	Провинция
Геом		Округа (макрогеохоры)
Класс фаций	топологический	Топогеохоры (районы)
Группа фаций		Мезогеохоры (местности)
Фация		Микрогеохоры (группы урочищ)
Элементарный гомогенный ареал (биогеоценоз)		Элементарный разнокачественный ареал

Фации – гомогенные образования, им свойственно однородное внутреннее устройство. При объединении их по структурному (а не хорологическому) признаку в таксоны более высокого ранга приводится отбор присущих им особенностей, сохраняющий однородность на более высоком таксономическом уровне. Смысл этой операции – интеграция ландшафтных фаций по структурным и структурно-динамическим показателям. Таким образом, иерархическая классификация фаций (элементарных геосистем) представляет логическую операцию, отличную от типизации по видам, родам и другим категориям урочищ, местностей, ландшафтов. (Сочава, 1965).

На основе полевых работ, дешифрирования космических и аэроснимков, анализа литературных источников А.А. Синюткиной (2012) разработана классификация болотных и заболоченных лесных ландшафтов. За основную единицу классификации болот принята ландшафтная фация (объединение элементарных геомеров по В.Б. Сочаве), подчиненная геомерам более высокого ранга. При разработке класси-

фикации использовался принцип «снизу», когда таксономические единицы низшего ранга объединялись в группировки более высокого иерархического уровня. В рамках данной работы ландшафтные фации по схожести растительных ярусов объединялись в группы фаций, последние образуют классы фаций с учетом их водно-минерального питания (олиготрофные, мезотрофные, эвтрофные). На основе разработанной классификации подготовлен каталог дешифровочных признаков болотных геосистем (табл. 3.3).

Таблица 3.3

## Каталог дешифровочных признаков болотных геосистем

Группы фаций	Дешифровочные признаки		
	Прямые для черно-белых снимков Landsat	Прямые для цветных снимков Google	Косвенные
1. Березовое низинное	Светло-серый или серый тон, крупнозернистый рисунок	Темно-зеленый тон с коричневым оттенком, зернистый рисунок	Краевые более дренированные участки низинных болот
2. Еловое низинное (согра)	Темно-серый тон, гладкий рисунок	Темно-коричневый тон с зеленым оттенком, мелкозернистый рисунок	Поймы рек
3. Древесно-осоково-гипновое низинное	Светло-серый тон, крупнозернистый рисунок	Зеленый тон с коричневым оттенком, мелкозернистый рисунок	Террасы крупных и средних рек
4. Осоково-гипновое низинное	Светло-серый тон, пятнистый или волокнистый рисунок	Оранжевый, светло-коричневый, светло-зеленый тона с оранжевыми оттенками, гладкий или мелкозернистый рисунок	Центральные части низинных болот, отдельные небольшие болота в поймах рек
5. Древесное переходное	Темно-серый тон, мелкопятнистый рисунок	Синевато-зеленый тон с коричневым оттенком, крупнозернистый рисунок	Террасы крупных и средних рек
6. Древесно-осоковое переходное	Серый тон, гладкий рисунок	Синевато-зеленый тон с коричневым оттенком, мелкозернистый рисунок	Окраины крупных верховых болотных массивов



Окончание табл. 3.3

Группы фаций	Дешифровочные признаки		
	Прямые для черно-белых снимков Landsat	Прямые для цветных снимков Google	Косвенные
7. Древесно-моховое переходное	Светло-серый тон, пятнистый рисунок	Серовато-зеленый тон с коричневым оттенком, пятнистый рисунок	Террасы рек и на окраинах верховых болотных массивов в условиях более сильного обводнения
8. Осоково-сфагновое переходное (топь)	Тон – от светло-серого до серого, перистый рисунок	Светло-зеленый тон, полосчатый рисунок	Склоны переходных болотных массивов или на контакте верховых и низинных болот
9. Сосново-кустарничково-сфагновое верховое	Темно-серый тон, мелкопятнистый рисунок	Коричневый, серовато-коричневый тона, мелкозернистый рисунок	Склоны и вершины крупных верховых болотных массивов, отдельные небольшие болота
10. Осоково-сфагновое верховое (топь)	Тон – от светло-серого до почти белого, рисунок – перистый	Белый, зеленовато-белый тона, гладкий или мелкозернистый рисунок	Склоны, иногда окраины крупных верховых болотных массивов, часто являются истоками средних и мелких рек
11. Сфагновое верховое	Серый тон, пятнистый рисунок	Темно-коричневый тон, гладкий рисунок	Возвышенные центральные участки верховых болотных массивов
12. Грядово-мочажинное верховое	Серый или темно-серый тон, извилисто-полосатый рисунок	Темно-коричневый тон, извилисто-полосатый рисунок	Склоны крупных верховых болотных массивов
13. Грядово-озерковое верховое	Светло-серый тон с черными пятнами озерок, крупнозернистый рисунок	Серовато-зеленый тон с черными пятнами озерок, крупнозернистый рисунок	Вершины крупных верховых болотных массивов
14. Озерно-денудационное верховое	Серый тон, мелкопятнистый рисунок	Темно-коричневый тон, пятнистый рисунок	Центральные части крупных верховых болотных массивов
15. Озера	Черный тон, гладкий рисунок	Черный тон, гладкий рисунок	Вершинах крупных болотных массивов

В результате анализа данных полевого дешифрирования были выявлены труднодешифрируемые участки, к которым относятся облесенные верховые и переходные болота, а также заболоченные леса. Наиболее легко дешифрируются низинные пойменные и террасные, а также комплексные грядово-мочажинные и грядово-озерковые болота. В результате выполненной работы стало возможным создание ландшафтной карты заболоченной территории Томской области на основе дешифрирования данных дистанционного зондирования с использованием материалов полевых исследований. Ниже представлена характеристика основных групп фаций заболоченной территории Томской области.

### 3.2. Характеристика групп фаций олиготрофных болот

Для верховых болот наиболее характерны следующие группы фаций: 1) комплексные грядово-мочажинные и грядово-озерковые с древесно-кустарничковыми грядами и травяно-моховыми мочажинами; 2) древесно-кустарничково-моховые.

*Группа фаций комплексные грядово-мочажинные и грядово-озерковые с древесно-кустарничковыми грядами и травяно-моховыми мочажинами.* Болота данной группы фаций преобладают на центральных частях и склонах крупных верховых болотных массивов. Микрорельеф их грядово-мочажинный и грядово-озерковый. Мочажины часто осложнены кочками. Уровень болотных вод устанавливается над поверхностью мочажин. Наблюдаются различия в растительном покрове гряд и мочажин. В мочажинах древесная растительность отсутствует. Кустарничковый ярус с проективным покрытием около 20 % образован подбелом, клюквой кассандрой. Травяной покров представлен шейхцерией, росянкой, очеретником (70 %). Сфагнум фускум с проективным покрытием 80 % образует моховой ярус. На грядах произрастает сосна в угнетенном состоянии. Кустарничковый ярус представлен кассандрой, багульником, подбелом, клюквой с общим проективным покрытием 80 %. Травяной покров отсутствует. Мохово-лишайниковый покров образован сфагновыми мхами с преобладанием сфагнум фускум (70 %) и лишайниками (30 %). Мощность торфяной залежи 2 м и более. Торфяная залежь имеет сложное строение и сложена верховыми торфами топяного подтипа с низкой степенью разложения (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Грядово-озерковое верховое болото (фото А.А. Синюткиной, 2011)

*Древесно-кустарничково-моховые фации* распространены на склонах и вершинах крупных верховых болотных массивов и образуют отдельные небольшие болота. Микрорельеф древесно-кустарничково-моховых фаций кочковатый и крупнокочковатый. Положительные формы образованы моховыми подушками и приствольными повышениями. В крупных понижениях встречаются небольшие по размеру осоковые кочки. Высота положительных форм в среднем составляет 25–30 см, иногда достигает 60 см, размеры меняются от 40–50 см до 150–200 см и более. Положительные формы в большинстве фаций занимают 50–70 % поверхности болота. Уровень болотных вод обычно ниже средней поверхности болота.

Древесная растительность представлена сосной, реже встречается кедр. Высота деревьев колеблется от 0,5 до 5 м. Проективное покрытие крон не превышает 10 %. Широко развит кустарничковый ярус, проективное покрытие которого достигает 70–90 %. Доминирующими являются багульник и кассандра, реже встречаются подбел и клюква. Травя-

ной покров из осоки и морошки имеет проективное покрытие не более 30–40 % и развит не на всех фациях древесно-кустарничково-моховой группы. Моховой покров образован сфагновыми мхами с проективным покрытием 90–100 %.

Верхний горизонт торфяной залежи сложен верховыми торфами моховой группы с преобладанием фускум-торфа с низкой степенью разложения. Глубже следует слой сосново-сфагнового верхового торфа со средней степенью разложения. В придонном слое часто встречается переходный древесно-сфагновый торф. Мощность торфяной залежи колеблется от 1 до 4 и более.

### 3.3. Характеристика групп фаций мезотрофных болот

В пределах мезотрофных болот выделены следующие группы фаций: 1) древесно-моховая и древесно-травяно-моховая; 2) древесная; 3) травяно-моховая.

*Древесно-моховая и древесно-травяно-моховая группа фаций.* Болота данной группы фаций часто встречаются на окраинах крупных верховых болотных массивов, на террасах рек, в ложбинах древнего стока. Для древесно-моховых и древесно-травяно-моховых фаций характерен кочковатый и крупнокочковатый микрорельеф с вытянутыми формами со средним размером в плане 60–100 см и высотой 25 см. Амплитуда колебаний высот достигает 40 см. В большинстве случаев положительными формами микрорельефа занято около 60 % площади фаций. Коэффициент вариации 0,45, среднеквадратичное отклонение ниже среднего и составляет 9. Коэффициент асимметрии около 0, распределение нормальное. Статистические показатели свидетельствуют о равномерном распределении высот и примерно равном количестве положительных и отрицательных форм рельефа. Анализ кривых распределения высот (рис. 3.2) показал, что наиболее часто встречаются высоты, близкие к средней поверхности болота (см. раздел 2.2).

Уровень болотных вод расположен ниже средней поверхности болота, что делает возможным произрастание древесной растительности – сосны, реже березы, кедра (рис. 3.3). Средняя высота древесного яруса 7–8 м, диаметр стволов – менее 10 см. Сомкнутость яруса незначительна – менее 0,15. Деревья находятся в угнетенном состоянии, стволы часто покрыты лишайниками, нижние ветви сухие. Характерно большое

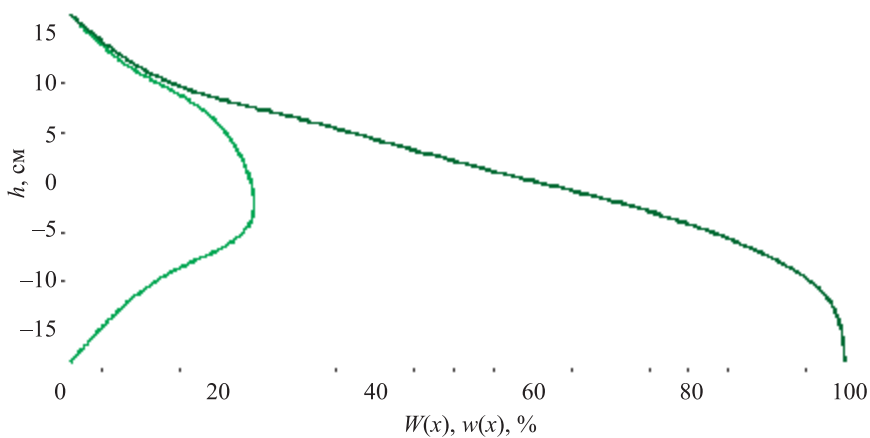


Рис. 3.2. Интегральное и дифференциальное распределения высот микрорельефа относительно средней поверхности древесно-мохового болота (А.А. Синюткина)



Рис. 3.3. Древесно-моховое болото на второй надпойменной террасе р. Томи (фото А.А. Синюткиной, 2011)

количество поваленных деревьев и усохших стволов. Проективное покрытие кустарничками около 30 %. Кустарнички – багульник, кассандра, клюква произрастают преимущественно на положительных формах микрорельефа. Травяная растительность занимает около 50 % фаций. Травяной покров образован вахтой трехлистной, сабельником болотным, осокой дернистой, разными видами хвощей. Проективное покрытие мхами 70–100 %. Наиболее распространены сфагновые мхи, реже встречаются гипновые.

Торфяная залежь древесно-моховых фаций обычно соответствует современному растительному покрову. Для фаций наиболее характерна переходная лесотопяная торфяная залежь, мощность которой не превышает 2 м. Верхний горизонт часто сложен сфагновым и осоково-сфагновым переходными торфами со степенью разложения 10–20 %. Глубже следуют древесно-сфагновый, реже древесно-осоковый торфа (степень разложения 20–40 %). В придонном слое распространены древесные низинные торфы с высокой степенью разложения. Строение торфяной залежи древесно-моховой группы фаций свидетельствует об однородной истории развития – формирование болота начинается с эвтрофной стадии, затем следует продолжительный период мезотрофной стадии развития.

*Фации древесной группы* распространены преимущественно на болотах террас рек. Для них характерен кочковатый и крупнокочковатый микрорельеф с округлыми формами со средним размером в плане 60–80 см и высотой 40 см. Микрорельеф болот отличается значительными амплитудами колебаний высот (более 80 см). В большинстве случаев положительными формами микрорельефа занято около 60 % площади фаций. Значение среднеквадратичного отклонения высот максимально относительно других групп фаций и достигает 20. Распределение высот неравномерное и отличается на разных фациях (рис. 3.4). Уровень болотных вод ниже средней поверхности болота. Мезотрофные фации данной группы отличаются развитием древесного яруса высотой до 15–20 м с сомкнутостью крон 0,15–0,2. В видовом составе доминирует сосна, реже встречаются береза, ель, кедр (рис. 3.5). Часто деревья находятся в угнетенном состоянии, стволы и ветви покрыты лишайниками, нижние ветви сухие, много поваленных стволов и выворотней. На положительных формах микрорельефа распространены кустарнички – багульник, кассандра, голубика, изредка встречаются черника и клюква. Проективное покрытие кустарничковым ярусом в среднем составляет 30 %.

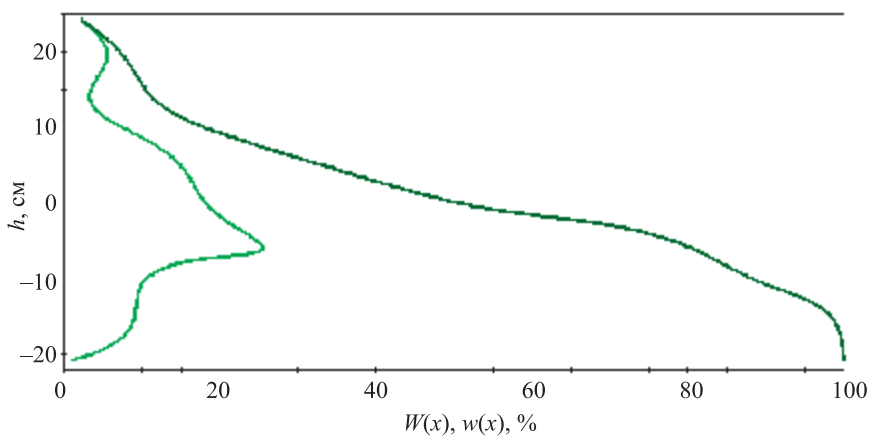


Рис. 3.4. Интегральное и дифференциальное распределения высот микрорельефа относительно средней поверхности древесного болота (А.А. Синюткина)



Рис. 3.5. Древесное болото в бассейне реки Чулым (фото А.А. Синюткиной, 2011)



Видовой состав травяной растительности разнообразен. На древесных болотах произрастают разные виды осок, белокрыльник, сабельник, вейник, вахта, морощка, кипрей, хвощи. Травы занимают около 50 % поверхности фаций. Распространение мохового покрова различается в фациях данной группы, проективное покрытие мхами колеблется от 40 до 90 %. Наиболее распространены сфагновые мхи, изредка встречаются гипновые. Торфяная залежь обычно сложена древесным, древесно-сфагновым и древесно-осоковым переходными торфами со степенью разложения более 20 %. В отдельных случаях верхний горизонт образован осоково-сфагновым переходным торфом с низкой степенью разложения. Мощность торфяной залежи обычно не превышает 2 м. Залежь однородна по глубине, что свидетельствует о постоянстве в развитии болот данной группы.

*Фации травяно-моховой группы* распространены на окраинах переходных болотных массивов, на контакте верховых и низинных болот. Микрорельеф фаций представлен округлыми осоковыми кочками и вытянутыми моховыми подушками размером 40×80 см и средней высотой 20 см. Амплитуда колебаний высот обычно не превышает 40 см. Для фаций отмечены минимальные значения коэффициента вариации и среднеквадратическое отклонение (менее 0,3 и 8 соответственно). Наиболее распространены высоты, близкие к средней поверхности болота (рис. 3.6). Уровень болотных вод стоит близко к поверхности или выше.

Древесная растительность практически отсутствует. На травяно-моховых болотах местами встречаются отдельные экземпляры сосны и березы высотой менее 1 м в угнетенном состоянии. Кустарничковый ярус образуют кассандра, багульник, подбел, клюква. Проективное покрытие меняется от 20 до 60 %. Видовой состав травяного покрова образуют осоки, белокрыльник, вахта, шейхцерия, хвощи, встречаются отдельные экземпляры росянки. Моховой покров занимает 90–100 % поверхности болота. Доминирующими являются сфагновые мхи (рис. 3.7).

Торфяная залежь имеет сложное строение и сложена сфагновым, осоково-сфагновым, древесно-сфагновым торфами с разной степенью разложения. Придонные горизонты отдельных фаций сложены низинными торфами. Мощность торфяной залежи обычно не превышает 3 м. Торфяная залежь болот, образовавшихся на участках подтопления у дорог, сложена сосново-сфагновым верховым и древесно-сфагновым переходными торфами, что свидетельствует о смене древесно-мохового болота на травяно-моховое.



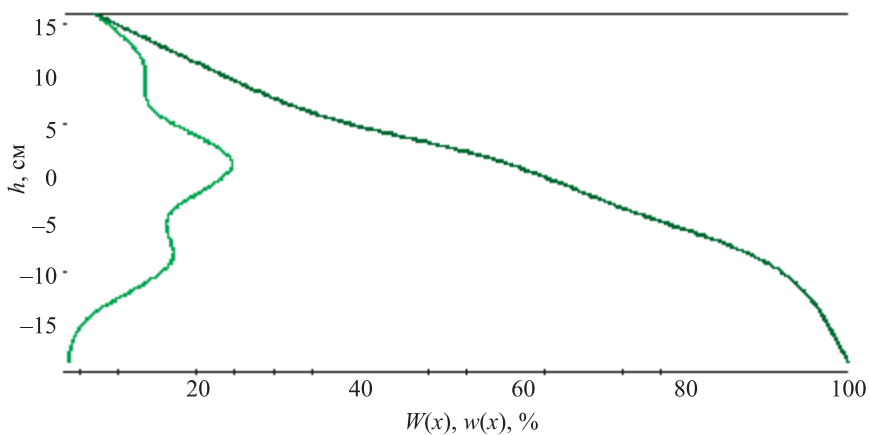


Рис. 3.6. Интегральное и дифференциальное распределения высот микрорельефа относительно средней поверхности травяно-мохового болота (А.А. Синюткина)



Рис. 3.7. Травяно-моховое переходное болото в пойме р. Кеть (фото А.А. Синюткиной, 2011)

### 3.4. Характеристика групп фаций эвтрофных болот

В пределах низинных болот наиболее распространены следующие группы фаций: 1) древесная; 2) древесно-травяно-моховая и кустарничково-травяно-моховая; 3) травяно-моховая и травяная.

*Фации древесной группы* распространены на краевых участках низинных болот, в поймах рек. Микрорельеф болот древесной группы кочковатый и часто осложнен выворотнями, поваленными стволами деревьев. Значительные по высоте и размеру бугры образованы приствольными повышениями. Преобладают осоковые кочки высотой 30 см, диаметром 15–30 см. Положительными формами микрорельефа занято около половины поверхности фаций. Микрорельеф осушенных фаций древесной группы ровный или слабоволнистый без выраженных кочек и бугров. Уровень болотных вод ниже средней поверхности фаций (рис. 3.8).



Рис. 3.8. Древесное низинное болото Челбак в долине р. Чулым (фото А.А. Синюткиной, 2011)

Фации отличаются выраженным древесным ярусом с высотой деревьев до 25 м и сомкнутостью крон более 50 %. На естественных фациях деревья в угнетенном состоянии, встречаются усохшие деревья. На осушенных болотах и особенно участках вдоль мелиоративных каналов древесный ярус в удовлетворительном состоянии. Отмечается интенсивное возобновление, подрост в хорошем состоянии. Подлесок разрежен, образован ивами, смородиной с проективным покрытием 10–20 %. На приствольных повышениях встречаются кустарнички – багульник, брусника, редко клюква с проективным покрытием 10 % и менее. Видовой состав травяного яруса разнообразен. Здесь произрастают осоки, вахта, папоротник, сабельник, морощка, костяника, кипрей, хвощ, камыш с проективным покрытием более 50 %. Моховой покров с проективным покрытием более 50 % образован гипновыми мхами, изредка встречаются сфагновые мхи (рис. 3.8). Мощность торфяной залежи достигает 4 м. Залежь образована торфами древесной, древесно-травяной и древесно-моховой групп с высокой степенью разложения. Придонные горизонты образованы гипновыми и осоково-гипновыми торфами.

*Древесно-травяно-моховая и кустарничково-травяно-моховая группа фаций.* Болота данной группы фаций широко распространены на террасах крупных и средних рек. Микрорельеф их образован округлыми осоковыми кочками и вытянутыми моховыми подушками, часто осложнен валежником. На участках подтопления и на естественных участках с высоким уровнем болотных вод микрорельеф может быть ровным или волнистым без четко выраженных положительных и отрицательных форм. Высота кочек может достигать 50 см и более, но в среднем составляет около 30 см, средний диаметр осоковых кочек 25 см, другие положительные формы – 50–60 см. В большинстве случаев положительными формами занято более половины поверхности фаций. Уровень болотных вод расположен близко к поверхности болота.

Древесная растительность находится в угнетенном состоянии. Высота деревьев обычно не превышает 5–7 м с проективным покрытием не более 15 %. Кустарниковый ярус представлен ивами. В кустарничковом ярусе произрастают карликовая березка, кассандра, голубика, редко багульник и клюква с проективным покрытием не более 50 %. Травяная растительность занимает 40–80 % поверхности фаций. В видовом составе преобладают осоки, хвощи, вахта, сабельник, вейник, иногда встречаются злаки, звездчатка и др. Моховой покров, проективное покрытие которого достигает 60 %, представлен гипновыми и сфагновыми

мхами (рис. 3.9). Мощность торфяной залежи меняется от 0,4 до 4 м и более. В строении залежи преобладают осоково-гипновый и осоково-сфагновый низинные торфа со средней степенью разложения.



Рис. 3.9. Древесно-травяное низинное болото в пойме р. Кеть  
(фото А.А. Синюткиной, 2011)

*Травяно-моховые и травяные фации* встречаются в центральных частях низинных болотных массивов, часто образуют отдельные болота в поймах рек. Микрорельеф их мелкокочковатый, слабоволнистый, почти ровный. Высота кочек достигает 40 см. Положительными формами занято более половины поверхности фаций. Уровень болотных вод превышает среднюю поверхность болот, что обуславливает отсутствие здесь древесной растительности. Редко встречаются отдельные экземпляры березы в угнетенном состоянии высотой не более 1–2 м. На участках подтопления отмечаются засохшие стволы деревьев. Кустарниковый ярус образован ивами с проективным покрытием около 10 %. Травяной ярус занимает 80–100 % поверхности болота и представлен сле-



дующими видами: хвощи, осоки, белокрыльник, сабельник, вахта, пушица, камыш, рогоз, вех и др. Проективное покрытие моховым покровом 20–30 %. Произрастают как сфагновые, так и гипновые мхи (рис. 3.10). Мощность торфяной залежи меняется от 1,5 до 4 м и более. Преобладают осоковый, осоково-гипновый, осоково-сфагновый низинные торфы, придонные горизонты сложены низинными торфами древесной группы. На участках подтопления торфяная залежь сложена древесно-моховыми и древесно-травяными торфами, что свидетельствует о смене древесных фаций на травяные и травяно-моховые.



Рис. 3.10. Травяное низинное болото в пойме р. Кеть (фото А.А. Синюткиной, 2011)

### 3.5. Класс фаций заболоченных лесов

Заболоченные леса широко распространены в переходной зоне между болотными массивами и суходольными лесами. Микрорельеф заболоченных лесных фаций обычно крупнокочковатый. Крупные формы образованы приствольными повышениями, между которыми расположены осоковые кочки. Микрорельеф, кроме того, осложнен поваленными стволами, выворотнями. Средняя высота положительных форм микрорельефа 25–30 см. Формы часто без четких контуров, неправильных

форм и в размере достигают 100×100 см. Уровень болотных вод ниже средней поверхности болота.

В древесном ярусе произрастают кедр, береза с доминированием сосны. Высота деревьев колеблется в пределах 10–20 м. Состояние яруса угнетенное, много сухих ветвей, стволов и поваленных деревьев. Кустарничковый ярус образован кассандрой, багульником, брусникой, клюквой. Часто кустарнички занимают вершины выворотней и прикорневые повышения. Проективное покрытие на разных фациях меняется от 20 до 90 %. Травяной покров с проективным покрытием 50–70 % образован преимущественно осокой дернистой, реже встречаются вейник, белокрыльник, морощка. Моховой покров представлен сфагновыми, иногда гипновыми мхами с проективным покрытием до 70–80 % (рис. 3.11). Торфяная залежь с мощностью менее 1 м образована торфами древесной, древесно-моховой и древесно-травяной групп со средней и высокой степенью разложения.



Рис. 3.11. Заболоченный сосновый лес на террасе р. Кеть  
(фото А.А. Синюткиной, 2011)

Вышеописанная классификация позволила провести ландшафтное картографирование заболоченных территорий юго-востока Западно-Сибирской равнины в пределах Томской области. Как известно, низшей картографируемой единицей для составления крупномасштабных карт является геосистемы ранга фаций, для среднемасштабных – группы фаций. Методика составления карт с одновременным анализом геомеров и геохор (двурядная классификация геосистем) позволили при картографировании учитывать свойства однородности (гомогенные) и разнородности (гетерогенные) геосистем, их типологические и индивидуальные особенности, а также ранговые отношения, заключающиеся в одновременном учете типологических и региональных уровней организации природных геосистем (Исаченко, 2004). Иерархичность ландшафтной оболочки определяется пространственной интеграцией геосистем, где геомеры закономерно вписываются в пеструю мозаику геохор (Картоведение, 2003). Свойства, закономерности развития и устойчивость (в том числе и к антропогенным воздействиям) геомеров определяются их положением в пределах геохор регионального уровня, которые выделяются в зависимости от зональных и азональных особенностей ландшафтной сферы. Так, наиболее устойчивыми являются болотные фации среднетаежных и южнотаежных подзон, где в процессе развития географической оболочки сформировались благоприятные условия для развития болотообразовательного процесса.

### **3.6. Характеристика ландшафтной структуры болот Томской области**

Своеобразие Томской области определяется ее положением в пределах юго-востока Западно-Сибирской равнины, которая характеризуется равнинностью рельефа, господством рыхлых четвертичных отложений, различной степенью дренированности и континентальностью климата. Эти факторы, а также значительная протяженность области с севера на юг обуславливают следующие особенности растительного покрова:

1. Четкую выраженную зональность. Согласно современному зональному делению, территория области входит в состав двух природных зон – тайги и лесостепи и соответствующих им подзон – средних и южно-таежных лесов, осиново-березовых подтаежных лесов, северной лесостепи (Растительный покров..., 1985).

2. Исключительно широкое развитие заболоченности. Средняя заболоченность области по разным источникам составляет от 39 до 50 %, а в

отдельных районах (Васюганье, Кеть-Тымское междуречье) она достигает 70–75 %. Болота образовались еще в эпоху раннего голоцена – более 10–12 тыс. лет назад. В их современном развитии отмечается тенденция прогрессивного заболачивания. Болотная растительность несет на себе черты зональности. Ниже представлена краткая характеристика ландшафтной структуры болот Томской области.

### *Ландшафтная структура болот средней тайги*

Заболоченность средней тайги в пределах Томской области достигает 55 %. Наблюдаются территориальные различия в степени заболоченности и виде преобладающих болотных ландшафтов (глава 1). Бассейны рек Соснинский Еган, Ларьеган и Ильяк слабо заболочены. Здесь на междуречных равнинах встречаются небольшие грядово-мочажинные болотные массивы. Долины средних рек заняты переходными, в основном сосново-березовыми осоковыми и сосново-березовыми моховыми болотами. В поймах малых рек распространены различные виды низинных болот.

Большая степень заболоченности характерна для междуречных равнин левых притоков Васюгана, где преобладают грядово-мочажинные и грядово-озерковые болота. Правобережные террасы реки Оби, а также междуречные пространства ее правых притоков – Назинская, Вертовская, Пиковский Еган и др. – сильно заболочены. К югу от реки Сангилька степень заболоченности междуречных равнин притоков Оби уменьшается. Бассейны правых притоков Тыма – Лымбельки и Поделги – практически не заболочены. Обширные грядово-мочажинные и грядово-озерковые болотные массивы приурочены к Тымской ложбине стока. На Тым-Пайдугинском междуречье болота практически отсутствуют. Междуречье рек Пайдугина – Елтырева занято грядово-мочажинными и грядово-озерковыми болотами. Долины малых и средних рек здесь заболочены. Верховья правых притоков Кети, Лисицы и Орловки заняты грядово-мочажинными и грядово-озерковыми болотами (рис. 3.12).

В южной части территории среднетаежной подзоны болота сменяются на сосново-кустарничково-сфагновые и различные виды переходных болот. Левобережье Кети менее заболочено. Здесь преобладают низинные и переходные болота, приуроченные к долинам Кети и ее левых притоков. Таким образом, средняя тайга в границах Томской области сильно заболочена. Преобладают грядово-мочажинные и грядово-озерковые болота. Также достаточно часто встречаются сосново-кустарничково-сфагновые (рямы) и осоково-сфагновые верховые болота.



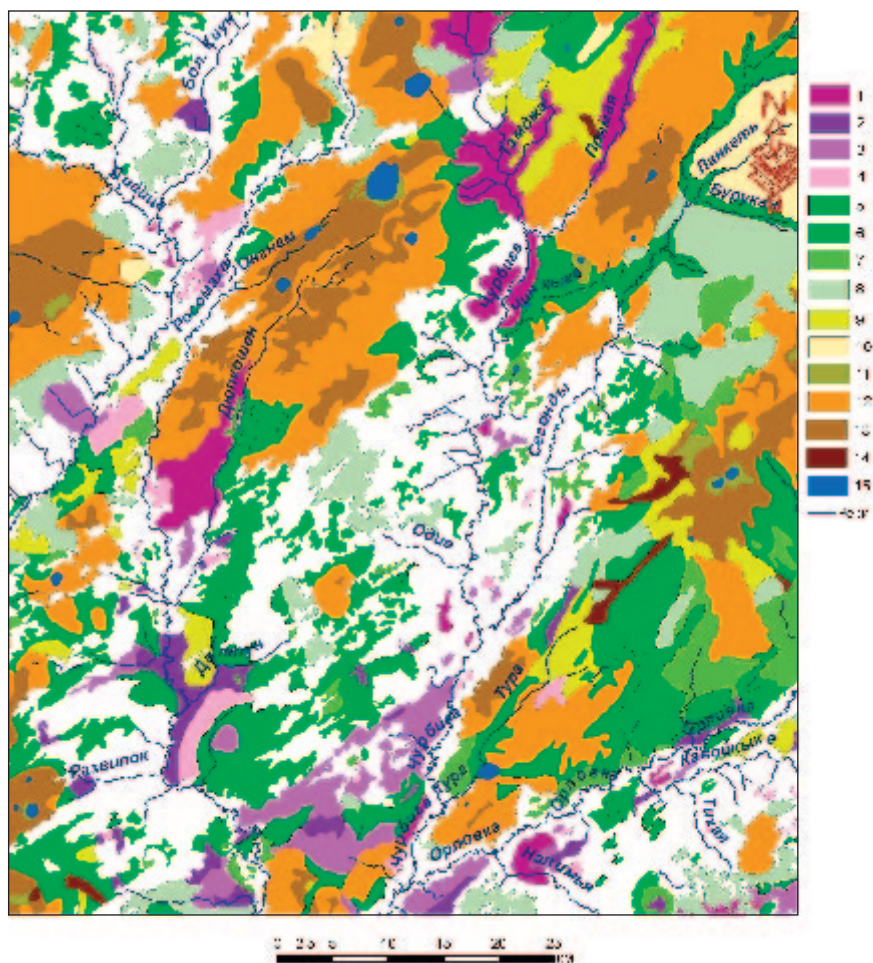


Рис. 3.12. Фрагмент ландшафтной карты заболоченных территорий Томской области в средней тайге: 1 – березовые низинные болота, 2 – еловые низинные болота, 3 – березово-осоково-гипновые низинные болота, 4 – осоково-гипновые низинные болота, 5 – сосново-березовые переходные болота, 6 – сосново-березовые осоковые переходные болота, 7 – сосново-березовые моховые переходные болота, 8 – осоково-сфагновые переходные болота, 9 – сосново-кустарничково-сфагновые верховые болота (рям), 10 – осоково-сфагновые верховые болота (топи), 11 – сфагновые верховые болота, 12 – грядово-мочажинные верховые болота, 13 – грядово-озерковые верховые болота, 14 – озерно-денудационные верховые болота, 15 – озера

К югу среднетаежной подзоны верховые болотные массивы сменяются переходными и низинными. Наибольшая степень заболоченности характерна для северной части правобережья реки Оби, бассейна реки Васюган и Тымской, Пайдугинской ложбин стока. Здесь болота сливаются в единые болотные массивы, захватывающие как междуречные равнины, так и долины малых и средних рек.

#### *Ландшафтная структура болот южной тайги*

Заболоченность южной тайги в границах Томской области составляет по нашим данным около 54 %. Наблюдаются различия в распределении болотных ландшафтов между левобережьем и правобережьем реки Оби: на правобережье междуречные верховые болотные массивы практически не встречаются и заболоченными являются преимущественно долины рек и зоны тектонических разломов (глава 1). Небольшие междуречные болота представлены сосново-кустарничково-сфагновыми и осоково-сфагновыми видами. Грядово-мочажинные и грядово-озерковые болота встречаются редко. Местами на поверхности надпойменных террас и пойм рек встречаются участки различных видов переходных и низинных болот, причем преобладают березово-осоково-гипновые болота. Далее к югу в целом заболоченность уменьшается, но местами она сильная. Так, для Обь-Чулымского междуречья характерна высокая степень заболоченности. Пойма и террасы Оби заняты низинными и переходными болотами, на междуречье встречаются сосново-кустарничково-сфагновые и грядово-мочажинные верховые, но преобладают сосново-березовые осоковые и сосново-березовые моховые типы болотных ландшафтов. В долине Чулыма развиты березовые и еловые низинные болота.

Левобережье Оби отличается высокой степенью заболоченности. Наиболее заболоченными территориями являются бассейн рек Васюган и Чая. Здесь расположен участок крупнейшего в мире Васюганского болота. На террасах рек преобладают древесно-осоково-гипновые низинные, а также различные типы переходных болот. Междуречья заняты обширными верховыми болотами. Обычно центральные части болотных массивов заняты грядово-озерковыми и грядово-мочажинными болотными ландшафтами, сменяющимися сосново-кустарничково-сфагновыми на окраинах болота. Периферийные части болотных массивов занимают переходные сосново-березовые, сосново-березовые осоковые и сосново-березовые моховые болота (рис. 3.13). На обширных пространствах центральной части Васюганского болота развиты грядово-озерковыми болотами.

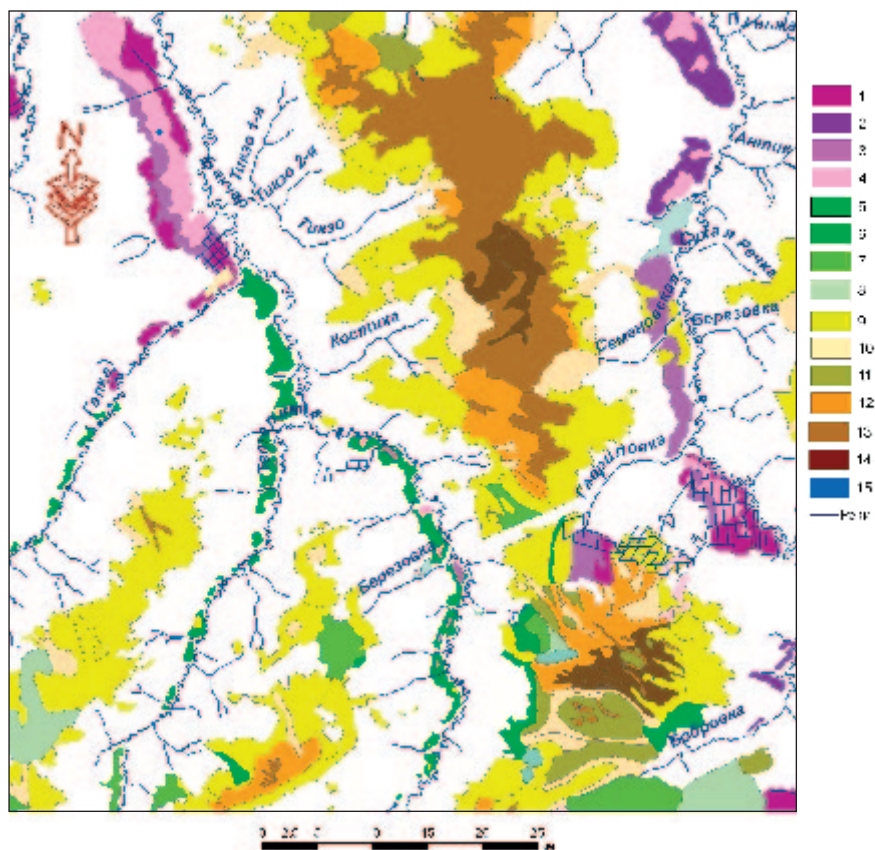


Рис. 3.13. Фрагмент ландшафтной карты заболоченных территорий Томской области в южной тайге (бассейн р. Чая) (условные обозначения см. рис. 3.12)

Таким образом, наблюдаются существенные различия в распределении болот. Правобережье Оби слабо заболочено. Здесь преобладают небольшие по площади низинные и переходные болота различных видов. Заболоченность левобережной части усиливается к западу. Плоские междуречные равнины покрыты верховыми болотами, сливающимися в крупные болотные системы. Наиболее часто встречаются грядово-озерковые и грядово-мочажинные, сосново-кустарничково-сфагновые верховые болота.

### Ландшафтная структура болот подтайги и лесостепи

Средняя заболоченность подзоны подтайги в границах Томской области составляет 16 % (рис. 3.14).

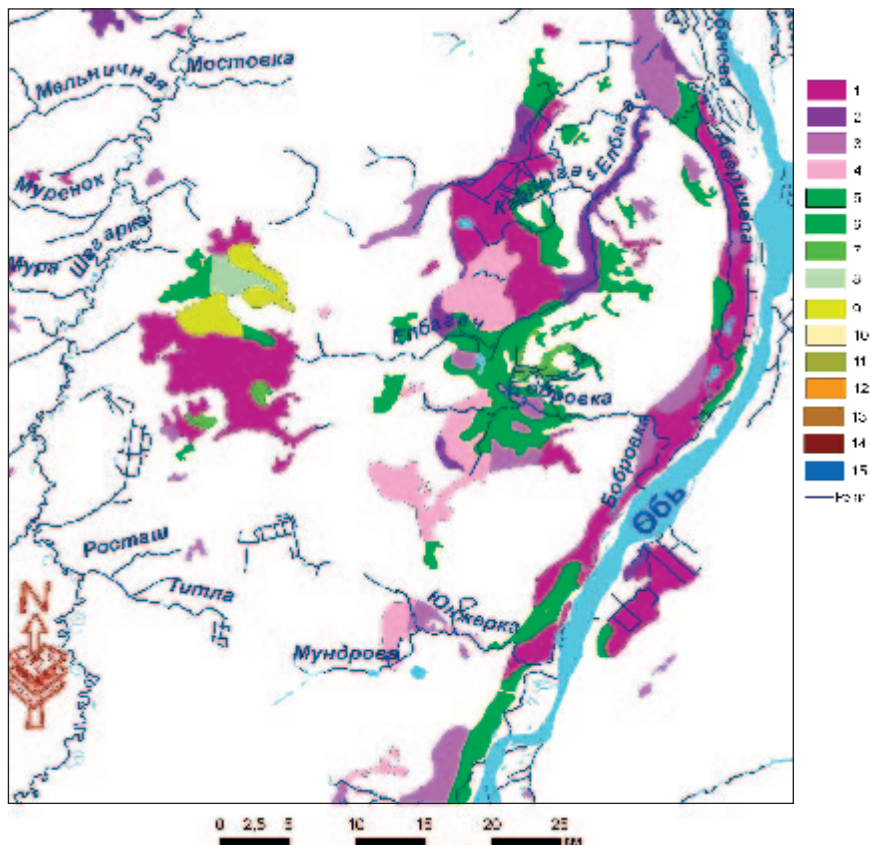


Рис. 3.14. Фрагмент ландшафтной карты заболоченных территорий Томской области в подтайге (условные обозначения см. рис. 3.12)

Восточная часть подзоны заболочена мало. Отдельные небольшие участки в поймах рек представлены низинными березово-осоково-гипновыми болотами. Наиболее заболоченной территорией подзоны является пойма реки Оби. Здесь часто встречаются березовые и березово-

осоково-гипновые болота, небольшие площади занимают сосново-березовые переходные болота. Обь-Шегарское междуречье частично заболочено и занято древесными низинными и переходными болотами. Незначительные участки заняты сосново-кустарничково-сфагновыми верховыми болотами. Заболоченность северной лесостепи в границах Томской области составляет 19 %. Болота встречаются только в пойме Оби. Наиболее часто встречаются березовые низинные болота. Незначительные площади заняты древесными переходными болотами.

Более полное представление о ландшафтной структуре болот Томской области дают комплексные ландшафтные исследования на ключевых участках.

### 3.7. Комплексные полевые ландшафтные исследования на ключевых участках

Комплексные ландшафтные исследования проведены на 5 ключевых участках общей площадью 162 км<sup>2</sup>, каждый из них расположен на типичных участках в пределах одного геоморфологического уровня. В пределах ключевых участков выделены 6 типов и 38 видов урочищ. Схема расположения ключевых участков представлена на рис. 3.15.

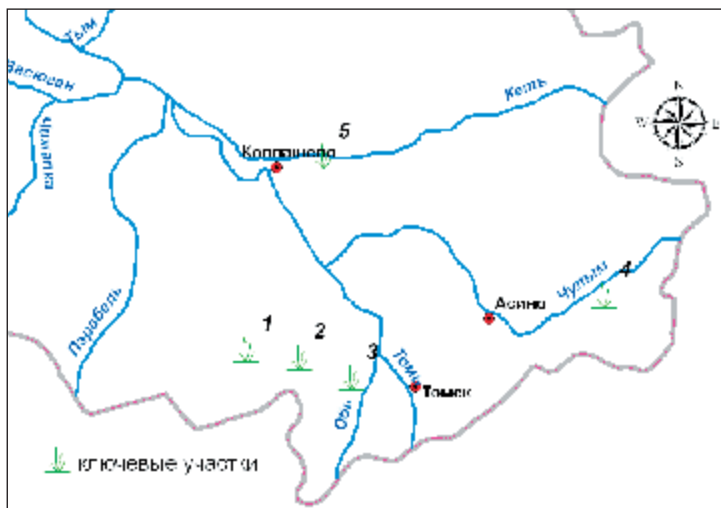


Рис. 3.15. Схема расположения ключевых участков

### 3.7.1. Ландшафты ключевого участка в долине р. Бакчар

Этот участок приурочен к долине среднего течения реки Бакчар вблизи д. Польшнянка Бакчарского района, его площадь – 27,3 км<sup>2</sup>. В пределах ключевого участка расположена пойма и надпойменная терраса. Река Бакчар, протекающая с юго-востока на северо-запад, разделяет территорию на две почти равные части. В реку впадают справа и слева по два небольших притока. В пределах ключевого участка выделено и описано 11 видов урочищ (рис. 3.16, табл. 3.4).

Таблица 3.4

#### Площади типов и видов урочищ ключевого участка в долине р. Бакчар

Тип урочища	Вид урочища	Площадь типа, км <sup>2</sup>	Площадь типа, %	Площадь вида, км <sup>2</sup>	Площадь вида, %
1	1	10,5	31,9	5,60	17,0
	2			4,90	14,9
2	3	5,56	16,9	4,08	12,4
	4			1,48	4,5
3	5	4,07	12,4	4,07	12,4
4	6	0,59	1,8	0,59	1,8
5	7	0,32	1,0	0,32	1,0
6	8	10,35	31,4	0,87	2,6
	9			4,11	12,5
	10			4,84	14,7
	11			0,53	1,6
7	12	1,49	4,5	1,49	4,5
Общая площадь, км <sup>2</sup>		32,35			

Пойма р. Бакчар тянется прерывистой полосой вдоль русла. Ширина ее в среднем составляет около 500 м, лишь местами достигая 1 км и более. Господствующим типом урочищ являются гривно-ложбинные поверхности с елово-берёзовыми разнотравными и вейниково-осоковыми лесами на аллювиальных дерново-глеевых почвах. Значительные площади занимают также кедрово-осиново-берёзовые разнотравные леса на аллювиальных дерновых почвах. Местами встречаются небольшие фрагменты вейниковых и разнотравно-осоковых лугов на аллювиальных иловато-глеевых почвах и кедрово-березовых эвтрофных болот.

Большая часть территории представлена слабодренированной выровненной поверхностью надпойменной террасы, сложенной суглинками и торфами. Она занята болотами, лесами и лугами. Доминантным



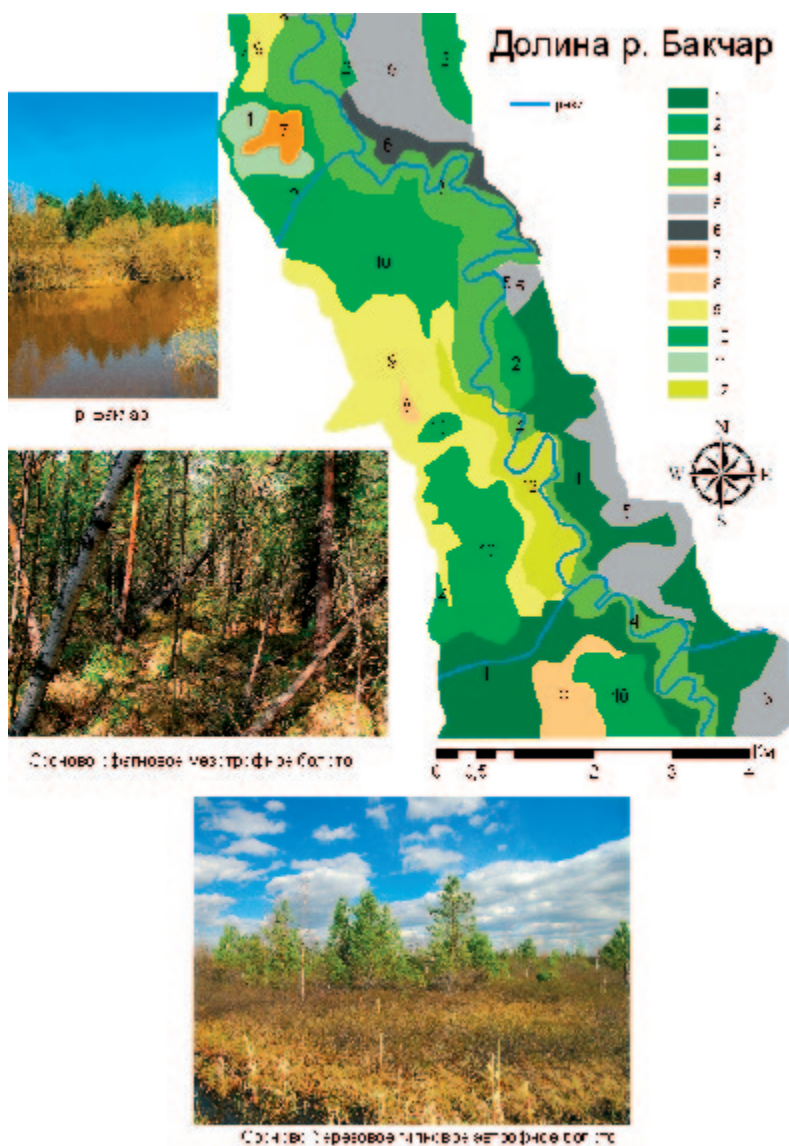


Рис. 3.16 (начало). Ландшафтная карта ключевого участка в долине р. Бакчар (фото А.А. Синюткиной, 2010) (Гузова и др., 2010; Калаева (Синюткина), Гузова, 2011)

Продолжение рис. 3.16

Тип местности – Слабонаклонные поверхности долин малых рек, сложенные суглинками и торфом, покрытые болотной и лесной растительностью			
Типы урочищ		Виды урочищ	
1	Суходольные леса на надпойменной террасе	1	Волнистый кедрово-осиново-березовый на дерново-глеевых суглинистых почвах
		2	Волнистый елово-березовый на дерново-глеевых суглинистых почвах
2	Суходольные леса в пойме	3	Волнистый елово-березовый на аллювиальных дерново-глеевых суглинистых почвах
		4	Волнистый кедрово-осиново-березовый на аллювиальных дерново-глеевых суглинистых почвах
3	Луга на террасе	5	Волнистый разнотравно-злаковый на дерновых суглинистых почвах
4	Луга в пойме	6	Волнистый разнотравно-злаковый на аллювиальных дерновых суглинистых почвах
5	Мезотрофные болота на террасе	7	Кочковатый сосново-сфагновый на торфяных почвах
6	Эвтрофные болота на террасе	8	Кочковатый березово-кедрово-сосновый осоковый на торфяных почвах
		9	Кочковатый кедрово-березовый осоковый на торфяных почвах
		10	Кочковатый сосново-березовый гипновый на торфяных почвах
		11	Кочковатый березово-кедрово-сосновый хвощевый на торфяных почвах
7	Эвтрофные болота в пойме	12	Кочковатый кедрово-березовый осоковый на торфяных почвах

типом урочищ является кочковатая поверхность террасы с кедрово-березовым эвтрофным болотом. Древесный ярус состоит из березы пушистой в угнетенном состоянии (средняя высота 20 м, средний диаметр 20 см) и сосны сибирской (средняя высота 15 м, средний диаметр 15 см). Кустарничковый ярус представлен багульником болотным (средняя высота 50 см). Моховой покров состоит из гипновых мхов с проективным покрытием 30 %. Кустарничковый ярус и моховой покров распределены куртинами. Травостой представлен осоками, вейником, калужницей болотной и княженикой.

Урочища с кедрово-березовыми эвтрофными болотами чередуются с сосново-березовыми гипновыми и березово-кедрово-сосновыми эвтрофными болотными урочищами. Рельеф относительно выровнен, ко-



чек гораздо меньше. Значительные площади на левобережье занимают также кочковатые поверхности с березово-кедрово-сосновым осоковым и моховым евтрофным и сосново-сфагновым мезотрофным болотом. В последнем доминирует сосна. Кустарничковый ярус на кочках представлен клюквой мелкоплодной. Моховой покров состоит из сфагнового мха (проективное покрытие 90 %). Травяной покров состоит из вахты трехлистной, осок и вейника.

На поверхности правобережной надпойменной террасы значительные площади занимают выровненные участки с разнотравно-злаковыми лугами антропогенного происхождения на дерново-подзолистых почвах, а также поверхности с кедрово-осиново-берёзовыми лесами на дерново-глеевых почвах. Правобережная терраса практически не заболочена, из-за большего уклона поверхности и лучшей дренированности (Гузова и др., 2010; Калаева (Синюткина), Гузова, 2011).

### **3.7.2. Ландшафты ключевого участка на Икса-Шегарском междуречье**

Ключевой участок площадью около 57 км<sup>2</sup> расположен на междуречье Икса – Шегарка южнее трассы Томск – Бакчар в нескольких километрах на восток от села Плотниково Бакчарского района. Торфяная залежь подстилается пылеватыми глинами в центральной части и тяжелыми суглинками на окраинах. Рельеф поверхности болотного массива ровный. Наиболее возвышенной является центральная часть, где абсолютная высота достигает 119 м. Уклон поверхности, не превышающий 0,5°, направлен на северо-восток и юго-запад. Превышение окраинных частей рассматриваемого участка над центральными составляет 4 м (рис. 3.17).

Рельеф минерального дна болота более расчлененный и в целом повторяет уклон поверхности. Отмечено несколько понижений, в которых, вероятно, и начался процесс болотообразования на данной территории.

Торфяная залежь ключевого участка Иксинского болота отличается большой мощностью (до 4,5 м). Участки с максимальной мощностью торфяной залежи приурочены к понижениям минеральной поверхности. Ее основную массу составляет торф верхового типа (2–2,5 м), следовательно, большую часть болота уже сравнительно давно образуют олиготрофные растительные группировки. Верховая залежь сложена, в основном, фускум-торфом, кроме того, встречается комплексный,

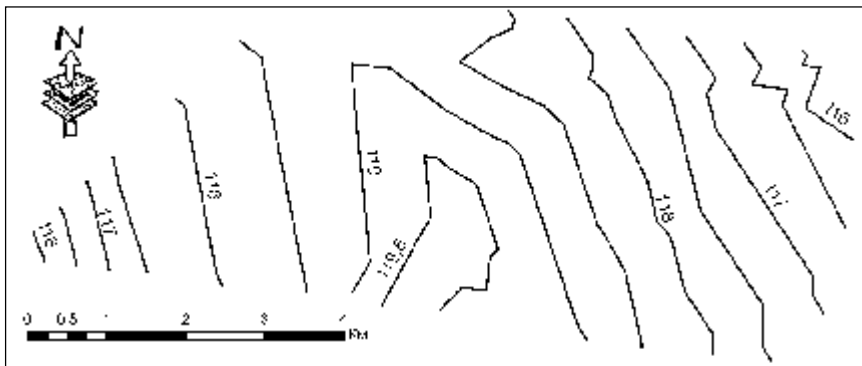


Рис. 3.17. Рельеф поверхности ключевого участка Иксинского болота (модель рельефа построена Синюткиной А.А. по данным Геологического отчета о детальной разведке месторождения «Ваюганское» (участок № 5 у села Плотниково) Шегарского и Бакчарского района Томской области, 1987–1988 г.) (Седнев, Калаева (Синюткина), 2010)

магелланикум-, ангустифолиум-, шейхцериено-сфагновый и пушицево-сфагновый торфы. В нижней части верховой залежи встречается пушицево-сфагновый торф. Верховой торф, в основном, подстилается толщей переходного или низинного торфа, которые в верхней части залежи не распространены и на поверхности встречаются только на окраинах болотного массива (мощность до 2,5 м). В нижней части залежи основную часть торфа составляет осоковый и древесно-осоковый переходные торфы, свидетельствующие о распространении переходных осоковых топей и лесных болот, которые сменялись олиготрофными. Низинный торф практически не встречается в центре болотного массива, однако на северной окраине сосново-кедровое низинное болото подстилают древесный и древесно-осоковый торфы (рис. 3.18).

Растительный покров ключевого участка однороден и на большей части представлен верховыми сосново-кустарничково-сфагновыми фитоценозами. В окраинной части развиты различные переходные фитоценозы от древесных до осоково-сфагновых. Незначительную площадь на севере участка занимает сосново-кедровый низинный фитоценоз. Таким образом, рассматриваемый ключевой участок находится в пределах одного типа местности – слабодренированные поверхности междуречных равнин, сложенные суглинками, пылеватыми глинами и торфом, покрытые болотной растительностью.

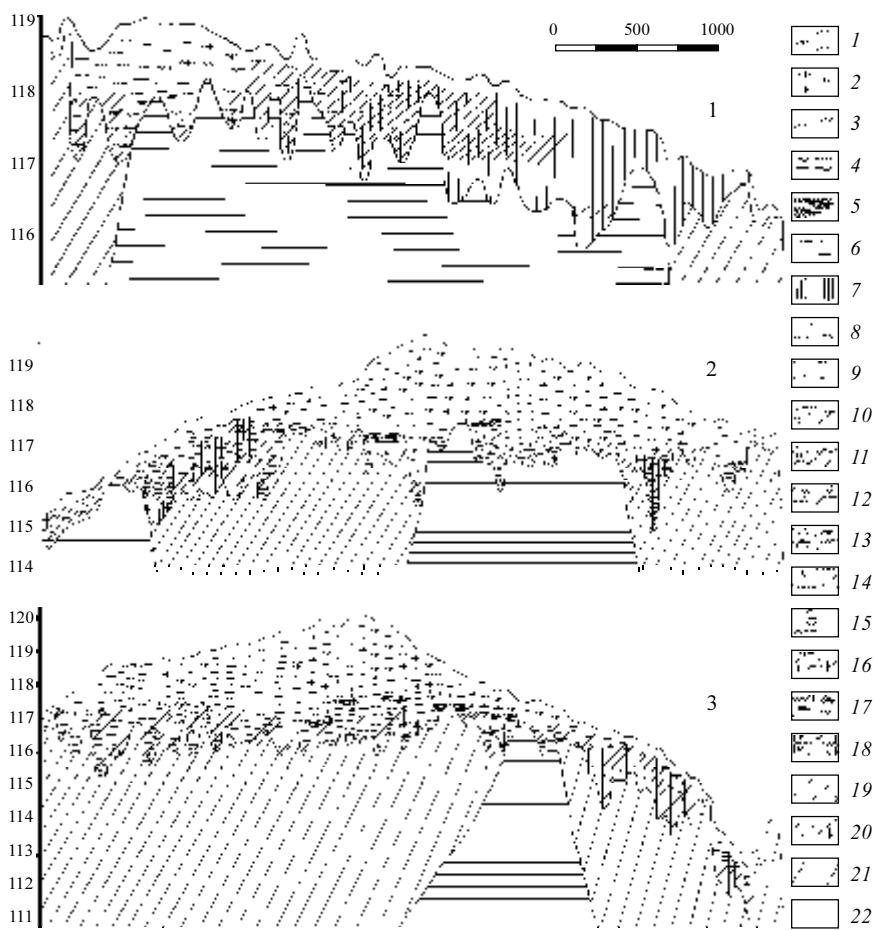


Рис. 3.18. Профили строения торфяной залежи (Седнев, Калаева (Синюткина), 2010). Условные обозначения: 1 – ангустифолиум-торф; 2 – фускум-торф; 3 – сфагновый мочажинный торф; 4 – сфагновый переходный торф; 5 – пушицево-сфагновый верховой торф; 6 – комплексный верховой торф; 7 – древесный низинный торф; 8 – магелланикум-торф; 9 – шейхцериево-сфагновый верховой торф; 10 – осоково-сфагновый переходный торф; 11 – шейхцериево-сфагновый переходный торф; 12 – травяно-сфагновый переходный торф; 13 – осоковый переходный торф; 14 – шейхцериевый переходный торф; 15 – травяной переходный торф; 16 – древесно-сфагновый переходный торф; 17 – древесно-осоковый переходный торф; 18 – древесно-травяной переходный торф; 19 – осоковый низинный торф; 20 – древесно-осоковый низинный торф; 21 – суглинок; 22 – пылеватая глина

В результате комплексного анализа всех компонентов болотных геосистем составлена ландшафтно-типологическая карта на территорию ключевого участка Иксинского болота, а также разработана ландшафтная классификация болотных урочищ исследуемой территории, представленная ниже (рис. 3.19).

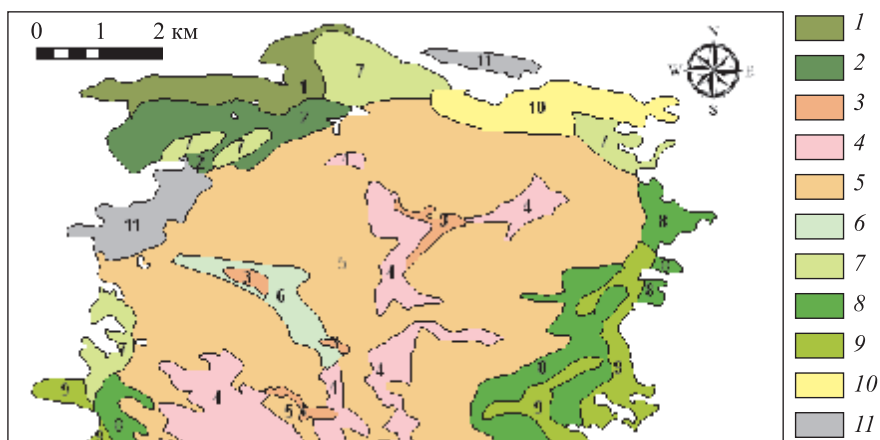
По результатам анализа пространственно-временной организации ландшафтов Иксинского болота были выявлены наиболее распространенные типы и виды урочищ, характеристика которых представлена ниже:

- Слабонаклонные поверхности с заболоченными лесами на торфяно-глеевых почвах занимают незначительные площади на северо-западной окраине ключевого участка (табл. 3.4). Растительность представлена березовым и сосново-березовым фитоценозами. Вид урочища – бугристая поверхность с заболоченными березовыми лесами на торфяно-глеевых почвах характеризуется бугристым микрорельефом и преобладанием березовой растительностью высотой 10 м и средним диаметром 5 см. Единично встречается осина (высота – 7 м, диаметр 4 см). Общая сомкнутость древесного яруса 0,7. Подрост образован березой и осинкой высотой 5 м. В подлеске распространена ива (7 м), смородина (50 см) и караган (50 см). На стволах деревьев встречаются зеленые мхи. В травяном ярусе произрастают лабазник, хвощ лесной, злаки, вейник, чина и др. с общим проективным покрытием 0,3.

Таблица 3.4

## Площади видов и типов урочищ Иксинского болотного массива

Тип урочища	Вид урочища	Площадь типа, км <sup>2</sup>	Площадь типа, %	Площадь вида, км <sup>2</sup>	Площадь вида, %
1	1	4,91	8,64	2,22	3,90
	2			2,70	4,75
2	3	35,1	61,7	1,12	1,97
	4			5,57	9,81
	5			28,4	49,9
3	6	12,49	22,0	1,26	2,21
	7			3,87	6,80
	8			4,58	8,06
	9			2,8	4,92
4	10	2,24	3,94	2,24	3,94
5	11	2,11	3,71	2,11	3,71
Общая площадь, км <sup>2</sup>		56,85			



Тип местности – слабонаклонные поверхности междуречных равнин, сложенные суглинками, пылеватыми глинами и торфом, покрытые болотами и заболоченными лесами

Тип урочища		Вид урочища	
1	Заболоченные леса	1	Кочковатый березовый на торфяно-глеевых суглинистых почвах
		2	Мелкокочковатый березово-сосновый на торфяно-глеевых суглинистых почвах.
2	Олиготрофные болота	3	Грядово-озерковый сосново-кустарничково-сфагновый на торфяных почвах
		4	Грядово-мочажинный сосново-кустарничково-сфагновый на торфяных почвах
		5	Кочковатые сосново-кустарничково-сфагновый на торфяных почвах
3	Мезотрофные болота	6	Мелкокочковатый хвощево-шейхцериевый сфагновый на торфяных почвах
		7	Кочковатый березово-сосновый сфагновый на торфяных почвах
		8	Кочковатый сосново-березовый осоковый на торфяных почвах
		9	Кочковатый сосново-березовый на торфяных почвах
4	Эвтрофные болота	10	Кочковатый сосново-кедровый моховой на торфяных почвах
5	Антропогенные урочища	11	Сгоревший осушенный торфяник с березово-кустарничково-сфагновой растительностью на торфяных почвах

Рис. 3.19. Ландшафтно-типологическая карта ключевого участка Иксинского болота

Почвообразующей породой является глина. Распространение здесь заболоченного леса может быть связано с вырубкой леса вдоль ЛЭП и последующим переувлажнением и заболачиванием территории под влиянием граничащего с урочищем Иксинского болота. Тяжелый механический состав подстилающей породы также способствует заболачиванию.

- Выровненные поверхности с мезотрофной растительностью на мощных торфяных почвах (менее 1 м) распространены на западной и восточных окраинах Иксинского болота. Растительность представлена древесными, древесно-моховыми и древесно-осоковыми фитоценозами. Вероятно, тип урочища образовался в результате разрастания болотного массива от центра к периферии. В дальнейшем возможно увеличение мощности торфяной залежи и переход на олиготрофную стадию развития.

- Выровненные поверхности с мезотрофной растительностью на торфяных почвах распространены на окраинах, а также центральных частях болотного массива. Для окраин характерны виды урочищ с древесной, древесно-осоковой и древесно-моховой растительностью с мощностью торфа 1,5–2 м. Сток с центральной части болота осуществляется через мезотрофную осоково-сфагновую топь. Микрорельеф данного вида урочища мелкобугристый, уровень болотных составляет 10 см ниже поверхности, мощность торфяной залежи 1,5–2 м. Преобладает переходный лесотопяной тип залежи. Древесная растительность отсутствует. Кустарничковый ярус представлен клюквой, карликовой березкой, кассандрой. Средняя высота кустарничкового яруса 10–20 см. В моховом покрове господствует *Sphagnum angustifolium* с проективным покрытием 1. В травяном ярусе встречаются вахта, хвощ топяной, шейхцерия, пушица, осоки. Высота травяного покрова не превышает 40 см, проективное покрытие 0,7.

- Наиболее распространенным типом урочища, как в пределах рассматриваемого участка, так и Иксинского болота в целом, являются выровненные поверхности с олиготрофной растительностью на торфяных почвах. Грядово-озерковые поверхности с сосново-кустарничково-сфагновой растительностью на торфяных почвах занимают центральные части болотного массива и представлены отдельными контурами общей площадью 1,1 км<sup>2</sup>. Торфяная залежь сложена магелланикум-торфом мощностью 2–2,5 м. Древесный ярус представлен сосной высотой 1 м, средний диаметр – 8 см. На грядах произрастают багульник, кассандра, клюква, подбел. Для мохового покрова характерно широкое

распространение *Sphagnum fuscum*, проективное покрытие 0,9. Встречаются пятна лишайников. Травяной ярус представлен осоками, пушицей, моршкой, шейхцерией. У озерков встречается росянка.

- Грядово-мочажинные поверхности с сосново-кустарничково-сфагновой растительностью на торфяных почвах также распространены в центральных частях болотного массива, причем их доля в олиготрофном типе урочища увеличивается с севера на юг. Мощность торфяной залежи до 3,5–4 м, преобладает фускум залежь. Древесный ярус представлен сосной высотой 2 м со средним диаметром 6–7 см, сомкнутость 0,05. На грядах произрастают кассандра, багульник, клюква, подбел. Моховой покров образован *sphagnum fuscum* на грядах и *Sphagnum magellanicum* в мочажинах. На грядах также встречаются пятна лишайников. В травяном ярусе присутствует осока высотой 20 см. Проективное покрытие кустарничками составляет 0,4, травами – 0,2, мхами – 0,9. Наиболее распространенным видом урочища являются бугристые поверхности с сосново-кустарничково-сфагновой растительностью на торфяных почвах. Мощность торфяной залежи меняется от 2 до 4,5 м. Максимальная мощность залежи характерна для понижений минерального дна, в которых, вероятно, и начался процесс торфонакопления на рассматриваемой территории. Наиболее распространенной является фускум-залежь, что свидетельствует об однородной истории развития на протяжении длительного времени. Древесный ярус образован сосной (высота 3 м, диаметр 10 см, проективное покрытие 0,3). В кустарничковом покрове преобладают багульник и кассандра высотой 40–50 см. Моховой покров представлен различными видами сфагновых мхов. Травяной покров образован осокой и пушицей. Проективное покрытие кустарничками составляет 0,7, травами – 0,6, мхами – 0,9.

- К отдельному виду урочища относится сгоревший осушенный торфяник с березово-кустарничково-сфагновой растительностью на торфяных почвах. Микрорельеф участка бугристый, мощность торфяной залежи составляет 0,8 м. Древесный ярус представлен угнетенной березой высотой 3 м. Пятнами встречается багульник и кассандра. Моховой покров образован сфагновыми мхами, проективное покрытие 0,9. Осока и белокрыльник распространены куртинами. Присутствуют стволы отдельных сгоревших сосен высотой до 20 м.

Следует отметить наблюдаемую на исследуемом участке четкую закономерность в распределении болотных видов урочищ. Центральную часть болотного массива занимает грядово-озерковый комплекс, вокруг

него сосредоточены грядово-мочажинные комплексы и топи. Топи протягиваются до окраины болотного массива и зачастую дают там начало мелким речкам и ручьям, а грядово-мочажинный комплекс дальше от центра сменяется низким рямом, который занимает на данной территории значительную площадь. На окраине болотного массива расположены древесные эвтрофные и мезотрофные болота, а также рямы с высокой сосной. Такая закономерность в распределении урочищ характерна для междуречных верховых болотных систем южно-таежной подзоны Западной Сибири, и поэтому полученная классификация болотных геосистем и характеристика пространственно-временной динамики с некоторыми дополнениями может быть использована для большинства болотных ландшафтов рассматриваемой территории (Седнев, Калаева (Синюткина), 2010).

### 3.7.3. Ландшафты ключевого участка на террасе р. Оби

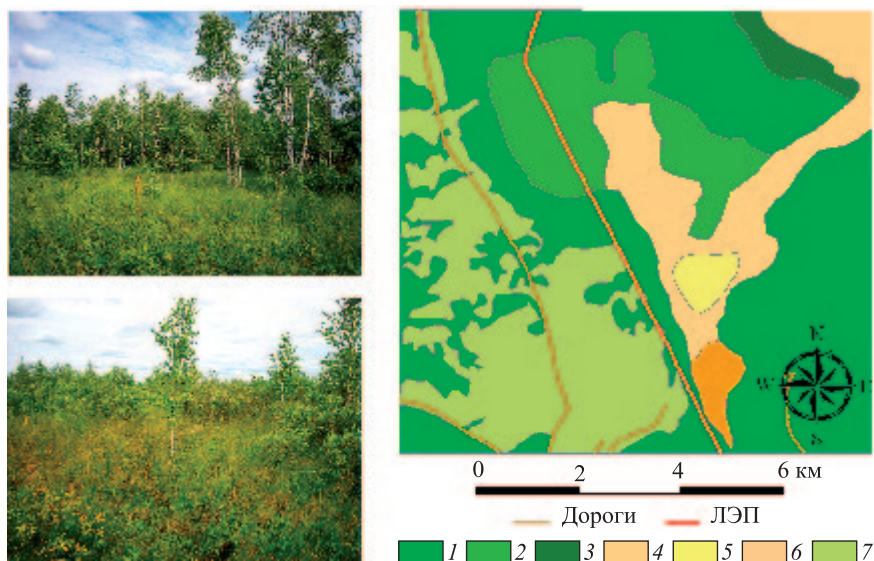
Ключевой участок расположен на третьей надпойменной террасе Оби к северу от с. Каргала Шегарского района. Площадь участка составляет 80,4 км<sup>2</sup>. Абсолютные высоты колеблются около 100 м, превышение относительно уреза воды в р. Обь около 30 м. Территория представляет собой выровненный участок, в пределах которого выделено 7 видов урочищ. Площади и количество контуров отдельных видов урочищ представлено в табл. 3.5. Центральную часть занимает эвтрофный болотный массив (болото Чистое), окруженный с запада и востока лесными урочищами, а также сельскохозяйственными угодьями (рис. 3.20).

Таблица 3.5

Площади типов и видов урочищ ключевого участка на III надпойменной террасе р. Оби

Тип урочища	Вид урочища	Площадь типа, км <sup>2</sup>	Площадь типа, %	Площадь вида, км <sup>2</sup>	Площадь вида, %
1	1	47,8	59,4	38,4	47,8
	2			9,36	11,6
2	3	1,4	1,74	1,40	1,74
3	4	10,8	13,4	9,72	12,1
	5			1,05	1,30
4	6	1,19	1,48	1,19	1,48
5	7	19,2	23,93	19,2	23,93
Общая площадь, км <sup>2</sup>		80,4			





Тип местности – слабонаклонные поверхности III надпойменной террасы р. Оби поздненеоплестоценового возраста, сложенные супесями, суглинками и торфом, покрытые болотной и лесной растительностью			
1	Суходольные леса	1	Волнистый березовый разнотравный на серых лесных супесчаных почвах
		2	Волнистый сосновый разнотравный на серых лесных глеевых суглинистых почвах
2	Заболоченные леса	3	Крупнокочковатый березово-сосновый влажнотравный на торфяно-глеевых почвах
3	Эвтрофные болота	4	Кочковатый березовый разнотравно-осоковый гипновый на торфяных почвах
		5	Мелкокочковатый березовый разнотравно-вахтовый гипновый на торфяных почвах
4	Олиготрофные болота	6	Кочковатый сосновый кассандровый сфагновый на торфяных почвах
5	Антропогенные урочища	7	Пашни и сенокосы

Рис. 3.20. Ландшафтная карта ключевого участка на III надпойменной террасе р. Оби (составлена А.А. Синюткиной)

Лесные урочища сформированы березовыми, сосново-березовыми суходольными и заболоченными лесами на серых лесных, серых лесных глеевых и торфяно-глеевых почвах. На отдельных участках вдоль гра-

ницы леса и болота распространены березово-сосновые заболоченные леса. Через лесные урочища вдоль границы болота в юго-восточном направлении проходит ЛЭП, ширина полосы вырубki под которой составляет около 50 м. Поверхность нарушена воздействием прохождения тяжелой техники и переувлажнена вследствие вырубki и влияния прилегающего болотного массива. Наиболее дренированные территории, прилегающие к междуречной равнине, заняты пашнями и сенокосами, имеющими сложные формы контуров с многочисленными островками древесной растительности.

Болотный массив имеет достаточно однородную структуру с доминированием одного вида урочищ – кочковатые поверхности с березовой разнотравно-осоковой гипновой растительностью на торфяных почвах (№ 4). Площадь 9,72 км<sup>2</sup>. Урочище представлено одним контуром сложной формы, вытянутой с севера на юг вдоль направления течения реки Оби. Микрорельеф болота кочковатый. Древесная растительность представлена березой со средней высотой 5 м. Местами распространена ива. Кустарничковый ярус образован карликовой березкой с проективным покрытием 5 %. Травяная растительность представлена осокой, сabelником и другими эвтрофными видами. Проективное покрытие травами составляет 90 %. Моховой покров образован гипновыми мхами с проективным покрытием 70–80 %. Мощность торфяной залежи более 2 м, образована низинными видами торфа.

Центральную часть болотного массива занимают мелкокочковатые поверхности с березовой разнотравно-вахтовой гипновой растительностью на торфяных почвах (№ 5). Площадь 1,05 км<sup>2</sup>. Микрорельеф болота мелкобугристый. Древесная растительность представлена отдельными экземплярами березы со средней высотой 4 м. Местами встречаются ивы. Проективное покрытие карликовой березкой не превышает 5 %. Травяной покров с проективным покрытием 50 % образован вахтой, сabelником, рогозом и другими эвтрофными видами. В моховом покрове произрастают гипновые мхи с проективным покрытием около 70 %. Мощность низинной торфяной залежи более 3 м.

К южной окраине эвтрофного болотного массива примыкает олиготрофный участок болота, он представлен одним видом урочища – кочковатые поверхности с сосновой кассандровой сфагновой растительностью на торфяных почвах. Площадь составляет 1,19 км<sup>2</sup>. Микрорельеф кочковатый. Древесный ярус образован сосновой растительностью со средней высотой 3 м. В достаточно обильном кустарничковом ярусе

доминируют кассандра и багульник. Травяной покров занимает около 20 % поверхности. Здесь произрастают клюква, морошка, осока. Проектное покрытие сфагновыми мхами достигает 95 %. Мощность торфяной залежи превышает 2 м. Верхняя часть залежи образована сфагновым слаборазложившимся торфом.

### 3.7.4. Ландшафты ключевого участка на террасе р. Чулым

Ключевой участок расположен на первой надпойменной террасе р. Чулым в районе с. Берегаево, его площадь 18,2 км<sup>2</sup>. Поверхность террасы ровная, сильно заболоченная (более 60 %) (табл. 3.6).

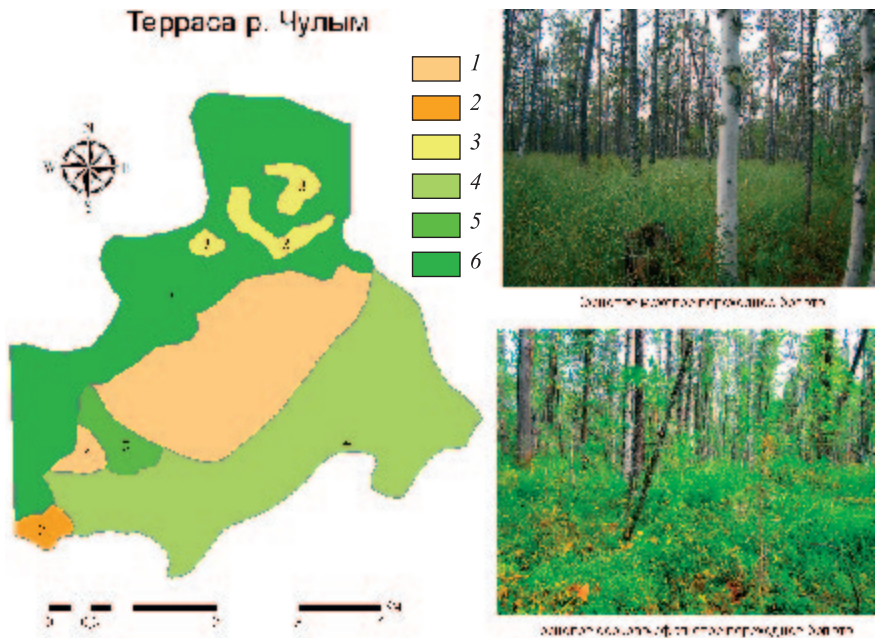
Таблица 3.6

Площади типов и видов урочищ ключевого участка № 4 на первой надпойменной террасе р. Чулым

Тип урочища	Вид урочища	Площадь типа, км <sup>2</sup>	Площадь типа, %	Площадь вида, км <sup>2</sup>	Площадь вида, %
1	1	5,22	28,6	4,28	23,5
	2			0,24	1,32
	3			0,70	3,85
2	4	6,64	36,4	6,16	33,8
	5			0,48	2,65
3	6	6,37	34,9	6,37	34,9
Общая площадь, км <sup>2</sup>		18,24			

Абсолютные высоты участка колеблются от 125 до 130 м. Болота протягиваются широкой полосой у подножия уступа второй надпойменной террасы. Преобладают мезотрофные древесные болота, заболоченные леса, встречаются отдельные участки эвтрофных травяных болот (рис. 3.21).

В пределах ключевого участка выделено 3 типа урочищ, относящихся к мезотрофным болотам, заболоченным и суходольным лесам. Доминирующим урочищем в пределах заболоченной части ключевого участка является заболоченный кедрово-сосновый кустарничково-моховой лес на торфяно-глеевых почвах. Урочище занимает южную часть ключевого участка и протягивается вдоль подножия второй надпойменной террасы р. Чулым, микрорельеф поверхности крупнокочковатый, осложнен выворотнями и поваленными стволами. Увлажнение грунтовое и атмосферное, уровень грунтовых вод ниже средней поверхности урочища. Древесный ярус образован кедром, сосной, березой



Тип местности – ровные поверхности I надпойменной террасы р. Чулым поздне-неоплейстоценового возраста, сложенные суглинками, глинами и торфом, покрытые болотной и лесной растительностью			
Типы урочищ		Виды урочищ	
1	Мезотрофные болота	1	Кочковатый сосновый осоково-сфагновый на торфяных почвах
		2	Кочковатый березово-сосновый травяной на торфяных почвах
		3	Кочковатый сосновый сфагновый на торфяных почвах
2	Заболоченные леса	4	Крупнокочковатый кедрово-сосновый кустарничково-моховой на торфяно-глеевых почвах
		5	Кочковатый сосновый осоковый на торфяно-глеевых почвах
3	Суходольные леса	6	Волнистый осиново-березовый травяной на дерново-подзолистых почвах

Рис. 3.21. Ландшафтная карта ключевого участка на первой надпойменной террасе р. Чулым (составлена А.А. Синюткиной)

в угнетенном состоянии (4К4С2Б), сомкнутость крон 0,2. Состояние древесного яруса угнетенное. Отмечены упавшие стволы и один экземпляр сухой лиственницы. Ярус подроста не выражен, состояние деревьев (сосна, кедр) угнетенное. Отмечены маленькие кедры в хорошем состоянии (возраст 1–3 года) на старых выворотнях. На повышениях произрастают багульник, брусника, клюква с общим проективным покрытием 60 %. Травяной покров образован вейником, белокрыльником с доминированием осоки. Проективное покрытие 50%. В моховом ярусе произрастают гипновые и сфагновые мхи с проективным покрытием 70%. В глубоких понижениях у выворотней растительность отсутствует.

Мощность торфяной залежи 1 м. Залежь сложена древесно-осоковым и древесным переходными торфами с высокой степенью разложения (рис. 3.22). Подстилающие породы образованы бурыми суглинками. Незначительные площади занимает заболоченный сосновый осоково-сфагновый лес на торфяно-глеевых почвах, микрорельеф поверхности кочковатый, осложнен поваленными стволами. Увлажнение грунтовое и атмосферное, уровень грунтовых вод ниже средней поверхности урочища. Древесный ярус образуют сосна, береза, кедр (8С1К1Б), сомкнутость крон 0,2. Состояние древесного яруса угнетенное, отмечены сухие стволы деревьев. В подросте встречаются отдельные экземпляры сосны и кедра в угнетенном состоянии. Повышения заняты кустарничковой растительностью: кассандрой, багульником, клюквой с общим проективным покрытием 20 %. Травяной ярус образован осокой (доминант) и камышом (70 %). Сфагновые мхи распространены повсеместно, кроме осоковых кочек. Мощность торфяной залежи 0,5 м. Торф сфагновый и древесно-сфагновый. Степень разложения возрастает с глубиной от 10 до 30 %. Подстилающие породы сложены буро-серыми глинами.

Центральную часть ключевого участка занимает сосново-осоково-моховое переходное болото. Микрорельеф его кочковатый. Увлажнение грунтовое и атмосферное, уровень болотных вод ниже средней поверхности урочища. Древесная растительность представлена сосной в угнетенном состоянии. Ярус подроста не выражен, сосны в угнетенном состоянии. Отдельные экземпляры распределены группами у стволов взрослых деревьев. На повышениях произрастают кассандра и клюква с общим проективным покрытием 30 %. Травяной ярус образован осокой дернистой (60 %). Сфагновые мхи распространены повсеместно и в понижениях образуют сплошной покров. Мощность торфяной залежи 1,8 м. Залежь сложена переходными торфами следующих видов: сфаг-

новым, древесно-осоковым, осоково-сфагновым с разной степенью разложения (от 10 до 50 %). Подстилающие породы образованы бурым средним суглинком.

Березово-сосновое травяное переходное болото расположено в восточной части ключевого участка и занимает незначительные площади. Микрорельеф крупнокочковатый, осложнен поваленными стволами. Увлажнение грунтовое и атмосферное, уровень болотных вод ниже средней поверхности урочища, понижения заняты водой. В древесном ярусе произрастают сосна, ель, береза, кедр (3СЗБЗЕ1К). Состояние древесного яруса угнетенное, много сухих ветвей, стволы и ветви покрыты лишайниками. Отмечены сухие экземпляры сосны и ели. Ярус подроста не выражен. Подрост сосны и ели сухой. Наблюдается подрост кедра и березы в удовлетворительном состоянии. На буграх встречаются брусника, багульник, голубика, кассандра с общим проективным покрытием 20 %. Травяной покров образован вейником, вахтой, осокой дернистой, белокрыльником (70 %). Проективное покрытие сфагновыми мхами 40 %. Мощность торфяной залежи 2,3 м. Залежь имеет сложное строение. Виды переходного торфа с глубиной меняются следующим образом: древесно-осоковый, древесный, древесно-осоковый, древесно-хвощовый. Степень разложения возрастает от 30 до 50 %. Верхний слой образован неразложившимся моховым очесом. Подстилающие породы сложены серо-бурыми суглинками.

В пределах суходольного осиново-березового леса встречаются отдельные контуры сосново-сфагновых, сфагновых переходных болот. Микрорельеф кочковатый. Увлажнение грунтовое и атмосферное, уровень болотных вод ниже поверхности понижений. В древесном ярусе произрастают сосна и кедр (9С1К). Сомкнутость крон 0,15. Состояние древесного яруса угнетенное, отмечены сухие стволы сосны и кедра высотой до 7 м. Ярус подроста не выражен, отдельные экземпляры в угнетенном состоянии, отмечены сухие экземпляры сосны. На повышениях распространены кассандра и багульник с проективным покрытием 20 %. Травяной покров образован осокой дернистой и морошкой (30 %). Проективное покрытие моховой растительностью 100 %. Преобладают сфагновые мхи, у стволов деревьев встречаются гипновые мхи. Мощность торфяной залежи 1,2 м. Залежь сложена разными видами переходного торфа – сфагновым, древесно-осоковым и древесно-сфагновым (рис. 3.22). Степень разложения увеличивается с глубиной от 10 до 50 %. Подстилающие породы – серые глины.

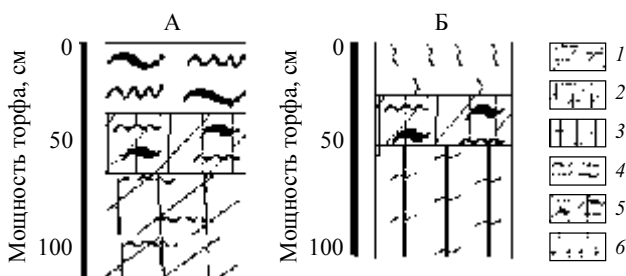


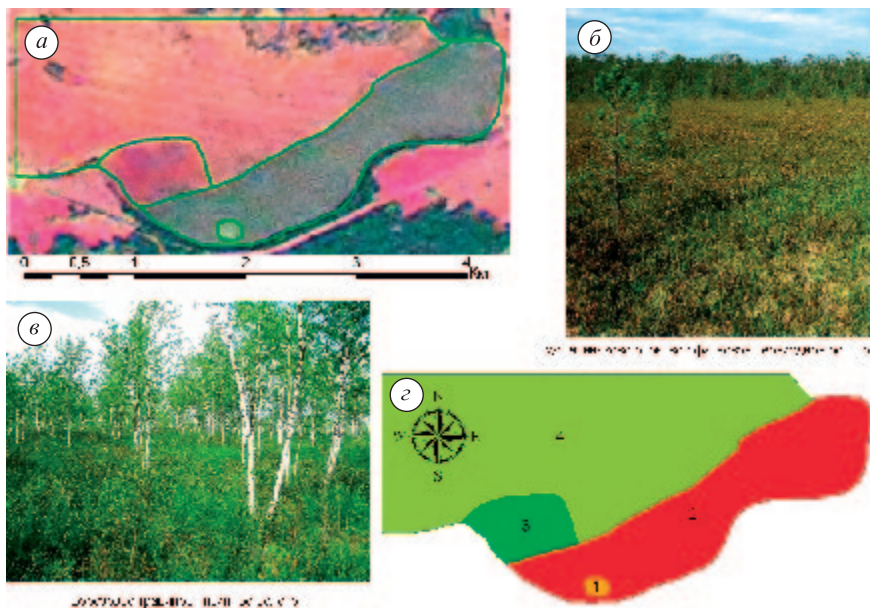
Рис. 3.22. Строение торфяной залежи ключевого участка № 4 (Синюткина А.А., 2011): А – урочище 3; Б – урочище 4. Условные обозначения: 1 – осоково-сфагновый переходный торф; 2 – древесно-сфагновый переходный торф; 3 – древесный переходный торф; 4 – сфагновый переходный торф; 5 – древесно-осоковый переходный торф; 6 – моховой очес

Таким образом, первая надпойменная терраса р. Чулым в пределах ключевого участка отличается неоднородной ландшафтной структурой с крупным заболоченным участком, протягивающимся вдоль уступа второй надпойменной террасы р. Чулым. Значительная заболоченность обусловлена ровным рельефом, а также стоком грунтовых вод с уступа надпойменной террасы р. Чулым.

Таким образом, наблюдаются различия в степени заболоченности и горизонтальной структуре ландшафтов в пределах разных типов местностей. Для междуречных равнин характерно преобладание олиготрофных болотных массивов, в долинах рек наиболее распространены мезотрофные и эвтрофные болота. Большой заболоченностью отличаются территории вдоль уступов надпойменных террас, что связано со стоком грунтовых вод с прилегающих территорий. Отмечено сходство олиготрофных урочищ в пределах разных типов местностей, в то время как мезотрофные и эвтрофные болота отличаются большим разнообразием и являются характерными преимущественно в пределах одного типа местности.

### 3.7.5. Ландшафты ключевого участка в пойме р. Кеть

Ключевой участок расположен на пойме р. Кеть в окрестностях сел Семеновка и Юдино, его площадь – 6,73 км<sup>2</sup>. Поверхность поймы ровная, сильно заболоченная и заозеренная (рис. 3.23, табл. 3.7). Заболоченность притеррасной поймы местами достигает 100 %. Абсолютные высоты в пределах ее около 70 м.



Тип местности – Ровные поверхности поймы р. Кеть голоценового возраста, сложенные супесями, суглинками и торфом, покрытые болотной и лесной растительностью

Типы урочищ		Виды урочищ	
1	Мезотрофные болота	1	Мелкокочковатый кассандровый осоково-сфагновый на торфяных почвах
		2	Мелкокочковатый сосновый вахтово-сфагновый на торфяных почвах
2	Эвтрофные болота	3	Кочковатый березовый кассандровый болотно-травный на торфяных почвах
		4	Мелкокочковатый ивово-кассандровый болотно-травный на торфяных почвах

Рис. 3.23. Ландшафтная карта ключевого участка в пойме р. Кеть: *a* – КС Landsat, 2000; *б* – кустарничково-осоково-сфагновое переходное болото (фото А.А. Синюткиной, 2011); *в* – березовое травяное низинное болото (фото А.А. Синюткиной, 2011); *г* – фрагмент ландшафтной карты ключевого участка в пойме р. Кеть

Относительное превышение надпойменной террасы р. Кеть над поймой около 10 м. Территория ключевого полностью заболочена. Всего выделено 4 вида урочищ, относящихся к мезотрофным болотам в при-



террасной пойме и эвтрофным в центральной пойме. Основную часть притеррасной поймы занимают мелкопочковатое сосновое вахтово-сфагновое мезотрофное болото (№ 2). Увлажнение территории грунтовой, атмосферное, поверхностно-сточное. Древесный ярус представлен сосной и находится в угнетенном состоянии. Отмечено значительное количество сухих стволов деревьев (4 экз. на 10 м<sup>2</sup>).

Таблица 3.7

Площади видов и типов урочищ Тисанского болота

Тип урочища	Вид урочища	Площадь типа, км <sup>2</sup>	Площадь типа, %	Площадь вида, км <sup>2</sup>	Площадь вида, %
1	1	2,14	31,7	0,03	0,49
	2			2,10	31,3
2	3	4,60	68,3	0,44	6,59
	4			4,15	61,7
Общая площадь, км <sup>2</sup>		6,73			

Ярус подроста не выражен, сосны в угнетенном состоянии, отмечены сухие экземпляры. Кустарничковый ярус с проективным покрытием 60 % распространен на повышениях и представлен багульником, касандрой, клюквой. Проективное покрытие травяного яруса 50 %. Наиболее распространена вахта, также встречаются хвощи, сабельник. Моховой покров образован сфагновыми мхами (70 %). Мощность торфяной залежи 2 м. Верхний горизонт (0–30 см) сложен осоково-сфагновым переходным торфом с низкой степенью разложения, глубже торфяная залежь однородна и представлена древесно-сфагновым и древесным переходными торфами со степенью разложения от 20 до 40 % (рис. 3.24).

Незначительные площади в центре мезотрофного соснового вахтово-сфагнового болота занимает участок, покрытый касандровой осоково-сфагновой растительностью (№ 1). Увлажнение здесь грунтовой, атмосферное и поверхностно-сточное. Древесный ярус отсутствует, отдельные экземпляры подроста (сосна, кедр) в угнетенном со-

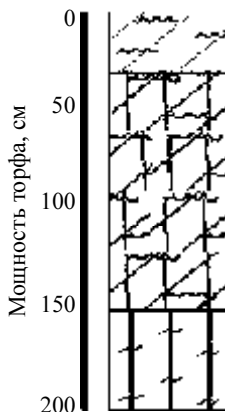


Рис. 3.24. Строение торфяной залежи урочища № 2 (Тисанское болото): условные обозначения см. рис. 3.22

стоянии. Проективное покрытие кустарничками 60 %. Ярус представлен кассандрой, подбелом, клюквой. Травяной покров с проективным покрытием 60 % распространен повсеместно и образован осокой и вахтой. Моховой покров, образованный сфагновыми мхами с проективным покрытием 90 %, сухой повсеместно. На дне торфяной залежи отмечена сапрпель, что свидетельствует о том, что данный участок болота образовался при зарастании водоема.

Основную часть центральной поймы занимает мелкопочковатое ивово-кассандровое разнотравное болото (№ 4). Древесный ярус отсутствует. В ярусе подроста встречаются отдельные экземпляры березы в удовлетворительном состоянии. Проективное покрытие ивами 20 %. Кустарничковый ярус образован кассандрой (30 %). В травяном ярусе с разным обилием встречаются осока, хвощ топяной, сабельник, звездчатка. Проективное покрытие травяного покрова 80 %. На повышениях отмечены пятна сфагновых мхов.

Кроме того, в центральной пойме встречаются эвтрофные березовые кассандровые разнотравные болота (№ 3). В древесном ярусе и в подросте отмечены отдельные экземпляры березы в удовлетворительном состоянии. В кустарниковом ярусе присутствуют ивы с проективным покрытием 20 %. Кустарничковый ярус образован кассандрой и голубикой (50 %). Травяной ярус представлен осокой, сабельником, злаками, хвощом топяным (60 %). Сфагновые мхи с проективным покрытием 30 % образуют моховой ярус.

Таким образом, пойма реки Кеть на данном участке отличается достаточно однородной ландшафтной структурой с преобладанием древесных мезотрофных и травяных эвтрофных болот. Значительной заболоченности способствуют выровненный рельеф, близкое залегание грунтовых вод, а также сток поверхностных вод с уступа террасы р. Кеть.

### **3.7.6. Ландшафты ключевых участков в долинах р. Томь и Обь**

Болота в долинах крупных равнинных рек Западной Сибири приурочены в основном к межгрядным понижениям террас и к притеррасной пойме. Осоковые болота, как правило, безлесны, иногда попадаются редкие кусты ив. Основной фон составляют осоки корневищные или кочкарные с примесью болотного разнотравья, редкими пятнами встречаются гипновые или сфагновые мхи. Берёзовые осоковые болота распространены по окраинам эвтрофных и мезотрофных болот, распо-

женных на террасах. В древесном ярусе доминирует берёза высотой 4–8 м, встречается сосна. В кустарниковом ярусе имеются берёза низкая и ива розмаринолистная. В травяном ярусе господствуют осоки. Из болотного разнотравья встречаются сабельник, хвощ и др. В моховом ярусе распространены гипновые мхи. В берёзовых осоково-гипновых болотах древостой становится сильно разреженным и угнетенным. В травостое выпадают дернистые осоки, господствующая роль принадлежит гипновым мхам. Эти болота встречаются обычно в условиях напорного грунтового питания и отличаются значительной обводнённостью. Сосново-берёзовые осоково-сфагновые и берёзово-сосновые багульниково-сфагновые болота распространены обычно в обширных межгрядных понижениях террас. В разреженном древесном ярусе, кроме берёзы, в значительном количестве присутствует сосна высотой 5–8 м (рис. 3.25). Довольно хорошо развит подлесок из берёзы приземистой с примесью ив.



Рис. 3.25. Берёзово-сосновое багульниково-сфагновое болото на второй надпойменной террасе Томи в окрестностях оз. Яково (Фото В.В. Хромых)

В долине Томи процессы болотообразования наиболее ярко выражены на нижнем участке долины, где заболоченность надпойменных террас превышает 60 %. Это связано с определёнными различиями в направленности естественной динамики геосистем террас нижнего и верхнего участков долины Томи. Развитие геосистем нижнего участка направлено в сторону эквифинальных геосистем заболоченной южной тайги Западно-Сибирской равнины. Заболочиванию здесь способствует

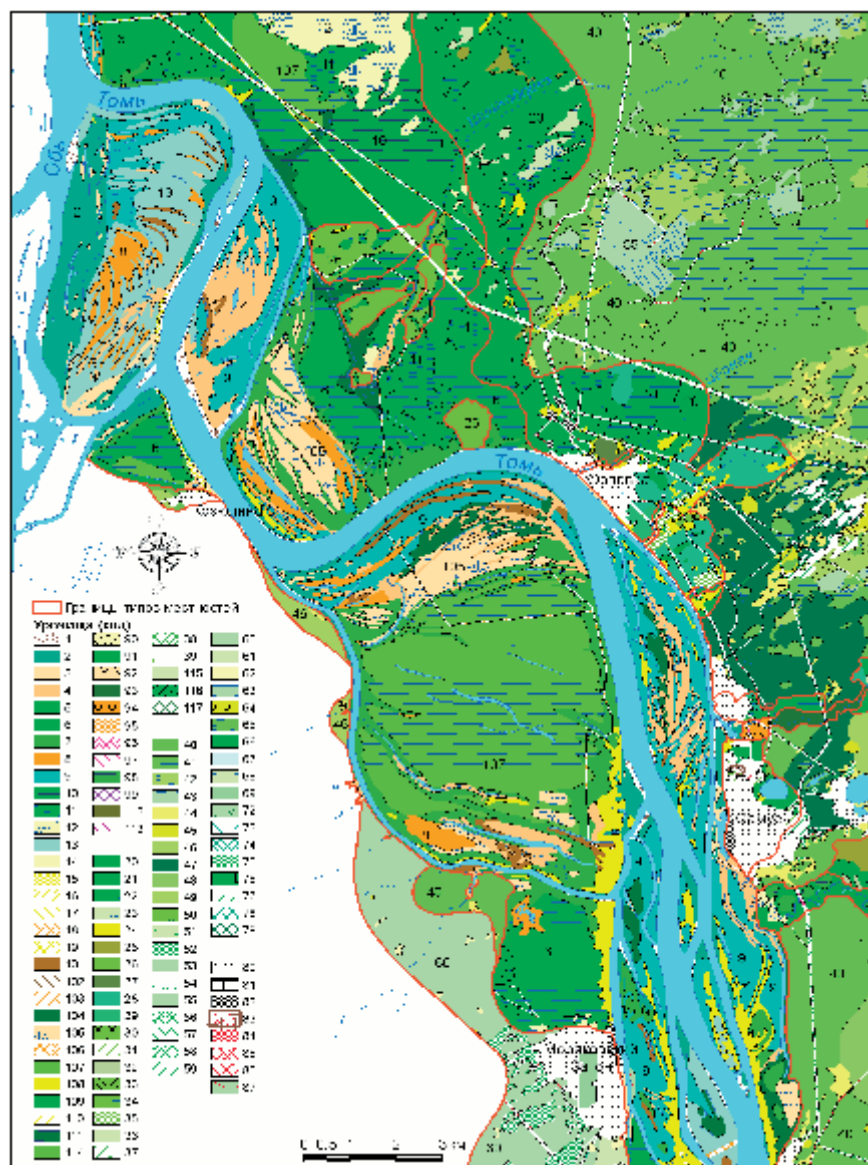


Рис. 3.26. Преобладание болотных геосистем в Нижнем Притомье.  
Фрагмент ландшафтной карты долины Томи

выровненный рельеф (средний уклон геосистем нижнего участка –  $0,58^\circ$ ) (Хромых, Хромых, 2011).

В долине Оби в пределах Томской области геосистемы низинных и переходных болот везде являются господствующими ландшафтными системами на надпойменных террасах. При этом наибольшее распространение получили сосновые кустарничково-сфагновые и открытые осоково-сфагновые болота на торфяниках (рис. 3.26).

Анализ структуры болотных ландшафтов показывает их значительное разнообразие, связанное с историей развития, типом питания, геоморфологией, тектоникой и другими факторами, в том числе геофизическими и геохимическими особенностями их функционирования. Последние до настоящего времени изучены еще недостаточно.

## Глава 4

### **ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ**

При исследовании геофизики ландшафтов большое внимание уделяется элементам водно-теплового баланса на основе изучения водно-физических свойств болотных ландшафтов, их температурного режима, процессов промерзания и оттаивания торфяной залежи, динамики уровня болот и др. Эти данные необходимы для контроля, мониторинга состояния природной среды, для рационального природопользования.

#### **4.1. Особенности снегонакопления, процессы промерзания, оттаивания и температурный режим болот**

Болота и заболоченные территории являются составной частью ландшафтной оболочки Земли. В связи с этим они представляют большой научный интерес для оценки их влияния на состояние и развитие других элементов земной поверхности, на водно-тепловые процессы в отдельных частях ландшафтной оболочки. На огромной заболоченной территории Западной Сибири взаимосвязь этих процессов и климатических изменений отмечены целым рядом ученых. Многие инженерные задачи по освоению болот тесно связаны с расчетом и прогнозом толщины их мерзлого слоя и параметров его оттаивания, что особенно важно при существующих тенденциях изменения климата. Для выполнения достоверных прогнозов требуются детальные данные по процессам снегонакопления, промерзания и оттаивания на территории болот Западной Сибири, которые практически отсутствуют (Чечкин, 1970). Кроме того, пространственные различия даже на уровне болотного массива не позволяют использовать универсальные прогнозные модели, разработанные ранее. Поэтому в данной работе приводятся результаты стационарных исследований водно-теплового режима на участках: вер-

хового болота на трех его участках (высокий рям, низки рям, осоково-сфагновая топь) с различным характером растительности и гидрологическим режимом, низинного болота и в пределах антропогенного участка верхового сосново-кустарничково-сфагнового болота, осушенного с целью лесомелиорации. Исследования водно-теплового режима проводятся в рамках одного года и за период 2007–2010 гг.

Благодаря постоянному теплообмену болот с атмосферой и подстилающими минеральными грунтами, температура торфяной залежи непрерывно меняется в пространстве и во времени. Величина этих изменений, зависящая главным образом от радиационного баланса поверхности болота и водно-физических свойств залежи, не остается постоянной, а меняется как в течение года, так и в течение отдельных суток. Колебания температуры торфяной залежи во времени обусловлены изменением прихода солнечной радиации и теплового баланса поверхности болота, изменения температуры торфяной залежи по площади болота и по глубине определяются в основном водно-тепловыми свойствами грунта (Чечкин, 1970). Кроме того, температурный режим болот во многом определяется условиями снегонакопления, процессами промерзания и оттаивания торфяной залежи болот. Проведенными исследованиями (Чечкин, 1970 и др.) установлено, что термический режим болот существенно отличается от минеральных почв высокой теплоемкостью и низкой теплопроводностью. Они прогреваются медленнее, положительный поток тепла в 15–20 % меньше, чем в минеральной почве. Температура во многом определяет скорость и направление процессов, протекающих в торфе: микробиологических, физико-химических и других, исследование температуры позволяет выявить особенности теплового, водного, газового режимов болотных ландшафтов.

По мнению Н.А. Качинского (1923), основными показателями, определяющими динамику промерзания торфяной залежи болот, являются температурные условия, снежный и растительный покров, рельеф и микрорельеф местности. При этом интенсивность промерзания в большей степени зависит от мощности снежного покрова, чем от суммы отрицательных температур воздуха и комбинации во время морозных периодов и снегопадов. На основании сопоставления и анализа большого количества натурных исследований, А.Р. Вернер (1959), В.В. Новохатин (1997, 2006), П.И. Сребрянская (1954) отмечают, что промерзание в первую очередь зависит от накопления суммы отрицательных температур воздуха, высоты снежного покрова и влажности торфа.

#### 4.1.1. Характеристика структуры снежного покрова болот

Для таежной зоны Западной Сибири характерно избыточное увлажнение, при этом около 50–60 % годовой суммы осадков выпадает в теплый период года. Однако процессы снегонакопления и распределения снега по территории в значительной степени определяют условия увлажнения болотных ландшафтов, влияют на процессы взаимодействия с дренированными участками, определяют водно-тепловой режим местности. Снежный покров является одним из важных элементов в механизме функционирования болот. Снег определяет влагосодержание болота в весенне-летний период. Со снегом поступает много минеральных веществ, которые оказывают влияние на водно-минеральное питание болот, соответственно определяя их тип. Состояние поверхности в основном обуславливает величину увлажнения и перераспределения снежного покрова по территории. Известно, что величину снегонакопления определяет характер подстилающей поверхности. Процент заlesenности территории влияет на величину снегонакопления по ней. Лес задерживает снег, в результате на облесенных участках наблюдается большое скопление снега, а следовательно, и запас воды в снеге. В противоположность на более открытых участках – наблюдается неравномерное распределение снежного покрова: накопление больших объемов снега в понижениях и выдувание с открытых участков. Исследования снежного покрова проводилось в период 2007–2010 гг. на территории водосборных территорий р. Ключ, р. Гавриловка, снегомерные маршруты охватывали дренированные и заболоченные территории бассейнов.

Анализ данных снегомерных маршрутных съемок показал следующие особенности снегонакопления в 2010 году. В целом зимний период 2009–2010 гг. характеризовался интенсивным снегонакоплением и значительной высотой снежного покрова в среднем 78 см. В условиях низких температур снежный покров характеризовался средней плотностью (0,26 г/см<sup>3</sup>). Максимальная высота снежного покрова составила 120 см. Следует отметить, что при значительной мощности снежного покрова наблюдается также значительный запас воды в нем 218 мм, что способствовало появлению высоких отметок уровней болотных вод (табл. 4.1).

В пространственном отношении распределение снега определяется характером облесенности ландшафта, а также степенью антропогенного нарушения структуры природной территории. Так, например, осушение



Таблица 4.1

## Основные характеристики снежного покрова в 2010 г.

Тип ландшафта	Плотность снега, г/см <sup>3</sup>	Высота снега, см	Коэффициент вариации	Коэффициент асимметрии	Запас воды в снеге, мм
Заболоченный лес	0,26	76	0,05	-0,37	200
Березовый лес с примесью осины, бассейн р. Гавриловка (согра)	0,32	81	0,09	0,17	258
Елово-березовый лес на минеральной почве, бассейн р. Ключ	0,25	81	0,07	-0,03	199
Злаково-разнотравный луг (поле)	0,26	77	0,08	0,09	199
Б о л о т н ы е л а н д ш а ф т ы					
Сосново-кустарничково-сфагновое болото с высокой сосной	0,25	85	0,06	-0,39	211
Сосново-кустарничковое болото с низкой сосной	0,28	76	0,10	-0,23	210
Осоково-сфагновая топь	0,28	63	0,14	2,80	176
Сосново-кустарничково-сфагновое болото, осушаемое с низкой сосной	0,34	86	0,14	0,88	289

территории способствует накоплению снега в понижениях, которыми служат осушительные каналы, и дополнительной аккумуляции снега на таких территориях. В результате на осушенном участке наблюдается максимальная высота снега и запас воды в снежном покрове. Естественное верховое болото представляет собой поверхность, обладающую значительной шероховатостью по сравнению с полевыми участками. Это связано с развитием кустарничков, высокостебельных травянистых растений, кочек (Калинин, 2003). Отмечено, что в малоснежные годы наблюдается высокая вариация снега по территории ландшафта обследования. В такие периоды микрорельеф оказывает несколько большее влияние на перераспределение снега. В облесенных участках влияние метелевого переноса сказывается меньше всего на снегонакопление территории. На открытых участках наблюдается более низкая высота снега и вариация, а также плотность и снегозапас. Фактически характеристики снежного покрова во многом зависят и практически определяются густотой древесной растительности, ее видом, микрорельефом поверхности (Петров, 2005). Значительная мощность снежного покрова

также наблюдается также в облесенных биогеоценозах болот. В пределах сосново-кустарничково-сфагнового болота (высокий рям) наблюдается высота снега 85 см. Прирусловой лес также характеризуется значительной мощностью снежного покрова (81 см). Открытые участки водосборных территорий характеризуются сравнительно меньшей мощностью снега в среднем около 63 см и низкой плотностью 0,26–0,28 г/см<sup>3</sup>. Средняя высота снега была отмечена в пределах низкого ряма, заболоченного леса и полевого открытого участка.

Статистический анализ показал, что вариация характеристик снежного покрова в 2010 г. в целом невысокая. Коэффициент вариации отмечается в пределах от 0,05 до 0,14. Коэффициент асимметрии характеризуется в основном низкими значениями. Наибольшая асимметрия отмечается в пределах топяного участка, где происходит неравномерное по территории распределение снега. В результате выдувания в отдельных участках топи наблюдается отсутствие снега и в целом в сравнении с полевым участком отмечается более равномерное распределение снега (коэффициент асимметрии 0,09). Таким образом, по результатам комплексной маршрутной снегомерной съемки, проведенной в период максимального снегонакопления, были выявлены закономерности формирования и особенности распределения снежного покрова в разных природных комплексах. Максимальная высота снега и значительная вариация по территории отмечена в пределах осушаемого сосново-кустарничково-сфагнового фитоценоза с низкой сосной. Минимальное снегонакопление отмечается в основном на более открытых участках местности (осоково-сфаговая топь, злаково-разнотравный луг). В отдельные годы эти участки характеризуются значительной неравномерностью распределения снежного покрова по территории, что связано с преобладанием метелевого переноса твердых осадков в необлесенных ландшафтах. В результате в понижениях местности, а также у естественных препятствий образуются большие скопления снега, величина влагозапасов которых в 1,5–4,0 раза больше по сравнению со средней величиной по исследуемой территории

Среди особенностей снегонакопления 2009–2010 гг. следует отметить следующие:

- сравнительно большая мощность снежного покрова (максимальная высота снега 120 см);
- значительные запасы воды в снежном покрове при низкой плотности снега;

- относительно равномерное распределение снега по территории ландшафтов и высокая асимметричность в залегании снега в пределах топяного участка.

Анализ данных за период наблюдений 2007–2010 гг. позволил отметить следующие закономерности. В целом наблюдается сходная тенденция изменения характеристик снежного покрова на всех участках за исследованный период. Так, в 2007, 2010 гг. высота снега и запасы воды в снежном покрове превышают среднемноголетние величины, снежный покров характеризуется значительной неравномерностью и асимметричностью в пространственном распределении. В противоположность в 2008, 2009 гг. на дату максимального снегонакопления наблюдается снижение плотности снега и соответственно снегозапасов. Сходная тенденция также на участке лесомелиорации при сравнительно больших запасах воды в снежном покрове, его плотности и высоте. На участке с сосново-кустарничково-сфагновым болотом с высокой сосной наблюдаются более значительные запасы воды в снеге при сравнении с участком дренированного елово-березового леса на минеральной почве в бассейне р. Ключ (рис. 4.1). При сравнении открытых участков

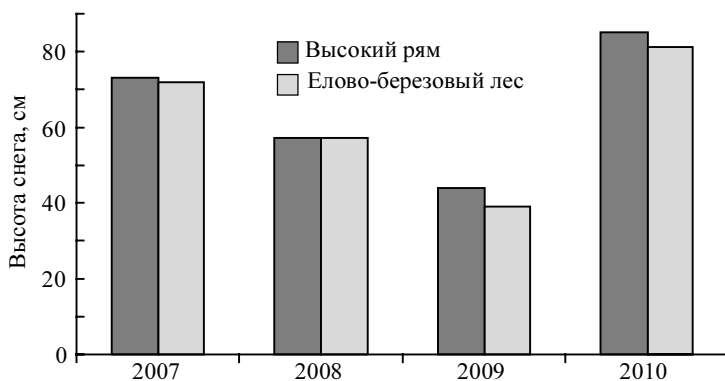


Рис. 4.1. Динамика высот снега в бассейне р. Ключ

болот и полевых дренированных территорий было отмечено, что на осоково-сфагновых топях в сравнении с рямовыми участками и соответственно злаково-разнотравным полем отмечаются меньшая высота снега и его плотность, а также снегозапас. Существенные отличия можно пронаблюдать при сравнении характеристик снежного покрова на

участках естественных и осушенных верховых болот. Осушение территории способствует накоплению снега и увеличению запасов воды в снежном покрове в среднем в 1,2 раза. За период наблюдений высота снега на естественном верховом болоте составила в среднем 57 см, на осушенном верховом болоте – 66 см, в елово-березовом лесу – 62 см, на злаково-разнотравном полевом участке – 57 см.

Таким образом, проведенные исследования показали, что сосново-кустарничково-сфагновые болота, а тем более осушенные характеризуются более высоким запасом воды в снеге по сравнению с лесами на минеральных почвах, а открытые осоково-сфагновые болота наоборот – меньшим снегозапасом. В целом снежный покров является одним из важных показателей функционирования болот. Поступление и аккумуляция снега в течение зимы препятствуют значительному промерзанию торфяной залежи, определяют ход процессов промерзания-оттаивания торфяной залежи, особенности температурного режима и динамику уровней болотных вод в весенний период.

#### **4.1.2. Динамика процессов промерзания-оттаивания болот**

Рациональное использование торфяных болот невозможно без всестороннего изучения процессов их сезонного промерзания и оттаивания. Ежегодные фазовые превращения влаги приводят к преобразованию физико-механических и химических свойств торфяной залежи, существенно изменяют внутренние условия. Важность исследования этих явлений обусловлена тем, что длительность и характер периода промерзания оказывают влияние на скорость оттаивания торфяной залежи, на сроки и интенсивность весеннего подъема уровней на болоте, на формирование температурного режима, а также динамику влагозапасов в деятельном слое в холодное время года. Промерзание характеризуется большой изменчивостью во времени и пространстве и определяется внешними климатическими и природными условиями. Вместе с тем в связи с большой изменчивостью в пределах территории болота водно-физических свойств деятельного слоя торфяной залежи, промерзание различных участков болот, при одних и тех же климатических условиях, происходит по-разному. Основными факторами, определяющими динамику промерзания, являются: температурные условия, снежный и растительный покров, рельеф и микрорельеф. Кроме перечисленных факторов на интенсивность процесса промерзания оказывают влияние теплозапасы торфяной залежи и поток тепла к границе промерзания из

более глубоких слоев (Чечкин, 1970). Рассмотрим особенности процессов промерзания-оттаивания торфяной залежи верхового болота на примере зимнего периода 2009–2010 гг., а также в 2007–2010 гг.

Анализ материалов наблюдений показал, что зимний период 2009–2010 гг. характеризовался низкими температурами воздуха. Так, в конце декабря 2009 г. минимальная среднесуточная температура воздуха составила  $-39,8$  °С. Переход температуры воздуха через  $0$  °С был отмечен в конце октября, а установление снежного покрова было отмечено только через 10 дней. В результате в этот период наблюдалось интенсивное понижение температуры воздуха и активное промерзание торфяной залежи. Интенсивность промерзания в первые дни при отсутствии снежного покрова составила от 1,6 до 2 см/сут (рис. 4.2). В конце декабря интенсивность промерзания составила: высокий рям – 0,46 см/сут, низкий рям – 0,54 см/сут, высокий рям (на границе болота) – 0,46 см/сут, осоково-сфагновая топь – 0,69 см/сут. Максимальная интенсивность промерзания за исследуемый интервал 2009 г. наблюдалась на территории осоково-сфагнутой топи в пределах от 0,69 до 2 см/сут. Промерзание во-многом определялось динамикой уровней болотных вод: повышение уровней в осенний период способствовало снижению скорости промерзания торфяной залежи в связи с высокой теплопроводностью торфяной залежи при ее влагонасыщенности. В среднем за зимний период 2009–2010 гг. интенсивность промерзания составила: высокий рям – 0,38 см/сут, низкий рям 0,38 см/сут, высокий рям (на границе болота) – 0,47 см/сут, осоково-сфагновая топь – 0,44 см/сут. Наибольшая интенсивность отмечена в пределах высокого рьяма на приграничном участке в районе минерального острова. Вследствие низких температур, отмеченных в зимний период, мощность мерзлого слоя практически совпадала на всех участках верхового болота, различаясь лишь на несколько сантиметров. Максимальная глубина промерзания торфяной залежи составила 38 см и наблюдалась на участках осоково-сфагнутой топи и высокого рьяма (на границе болота), была отмечена в дату наибольшего снегонакопления 14.03.2010 г. После этого наблюдалось постепенное уменьшение мощности промерзшего слоя и высоты снега. В условиях поступления осадков в жидком виде в конце марта произошло частичное стаивание снежного покрова, а его полное исчезновение наблюдалось к 17 апреля. Проведенные исследования показали, что процесс оттаивания весьма сложен, потому как определяется комплексом факторов, среди которых: температурный режим зимнего и

переходного весенне-летнего периода, уровень болотных вод и характер осеннего и весеннего увлажнения, которые во-многом определяют дружность таяния снега и оттаивания торфяной залежи и дальнейшие условия функционирования болот.



Рис. 4.2. Динамика процессов промерзания-оттаивания торфяной залежи и снегонакопления в пределах низкого рва в бассейне р. Ключ в 2009–2010 гг.

Процесс оттаивания торфяной залежи происходил достаточно интенсивно со скоростью: высокий рям – 0,52 см/сут, низкий рям – 0,25 см/сут, высокий рям (на границе болота) – 0,22 см/сут, осоково-сфагновая топь – 0,52 см/сут. К середине мая произошло полное оттаивание торфяной залежи верхового болота. Следует отметить, что процесс промерзания и оттаивания торфяной залежи в значительной степени оказывает влияние на формирования стока с болот в весенний период, определяет содержание химических элементов в болотных водах, влияет на процессы испарения и транспирации влаги растительностью. Водно-тепловой режим играет важную роль при региональной оценке характера изменения климата и гидрологических особенностях заболоченных территорий, при прогнозе состояния и оценке деградации земель, при разработке направлений хозяйственного освоения территорий.

Таким образом, анализ данных за интервал 2009–2010 гг. позволил отметить следующие особенности:

- сумма отрицательных температур составила  $-3004,5$  °С;
- глубина промерзания торфяной залежи – 38 см;
- наблюдалось достаточно равномерное промерзание торфяной залежи на всех участках верхового болота при однородном залегании снежного покрова;
- несмотря на значительную мощность мерзлого слоя произошло быстрое оттаивание залежи со средней интенсивностью  $0,38$  см/сут еще до начала периода вегетации.

Анализ данных за период 2006–2010 гг. позволил отметить увеличение глубины промерзания и ее интенсивности в 2009 и 2010 гг. Максимальная глубина промерзания торфяной залежи верхового болота составила 39 см, а максимальная высота снега – 80 см (рис. 4.3).

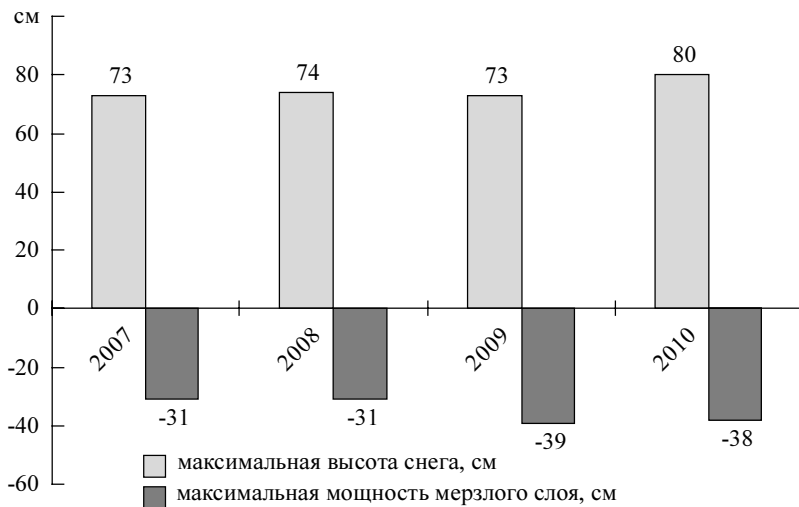


Рис. 4.3. Особенности снегонакопления и промерзания торфяной залежи верхового болота в 2007–2010 гг.

Как правило, процесс снегонакопления оказывает влияние на процесс промерзания, но в данном случае отмечена неоднозначная зависимость этих величин. Тесная связь во временном масштабе наблюдается только для высокого рьяма и сосново-кустарничково-сфагнового биогеоценоза

на границе болота (коэффициент корреляции более 0,7), для других участков верхового болота корреляция незначительная, а зависимость обратная. Такие результаты позволили сделать вывод о том, что процесс промерзания как результат сложного взаимодействия большого числа внешних и внутренних факторов в различные периоды определяется разным набором факторов. Среди внутренних факторов следует отметить общее влагосодержание торфяной залежи, которое определяет интенсивность процесса теплопередачи и ее направление. Оценку влияния влагосодержания на процесс промерзания проводили путем корреляционного анализа с уровнями болотных вод за предшествующий период. Анализ показал, что корреляционная зависимость наблюдается между интенсивностью промерзания и уровнями вод только для двух участков – высокого рьяма (у минерального острова) и осоково-сфагнуовой топи. Во временном масштабе эта корреляционная зависимость отмечается только в средние по увлажненности годы (2007 и 2008 г.). А интенсивность промерзания в первую очередь определяется количеством накопленного холода или суммой отрицательных температур за период промерзания торфяной залежи и до даты наступления максимальной мощности мерзлого слоя. Коэффициент корреляции в этом случае составляет 0,86–0,99. Влияние на интенсивность промерзания оказывает также высота снега, однако тесная корреляционная связь отмечена только для облесенных участков болота.

В отдельные годы эта зависимость не проявляется, и промерзание торфяной залежи определяется в основном суммой отрицательных температур. Так, например, в 2010 г., несмотря на значительные запасы снега, промерзание торфяной залежи было значительным и равномерным на всех участках болота. Тогда как обычно торфяная залежь верхового болота промерзает неравномерно и с разной интенсивностью. Как правило, облесенные участки болота с высоким рьямом характеризуются меньшей глубиной промерзания, которая за период исследования изменяется от 26 см до 38 см, тогда как открытые слабооблесенные топяные участки болот промерзают в большей степени и имеют глубину промерзания торфяной залежи от 30 до 39 см. В среднем за период наблюдений интенсивность промерзания верхового болота составила: высокий рям – 0,32 см/сут, низкий рям – 0,33 см/сут, осоково-сфагнуоая топь – 0,34 см/сут. Интенсивность оттаивания торфяной залежи также значительно отличается по участкам верхового болота. Как показал анализ



данных, максимальная скорость оттаивания отмечена в пределах осоково-сфагновой топи, а минимальная – для низкого и высокого рьяма. В среднем за период исследований интенсивность оттаивания составила: высокий рям – 0,95 см/сут, низкий рям – 0,89 см/сут, осоково-сфагновая топь – 1,03 см/сут. Интенсивность оттаивания торфяной залежи во многом определяется температурным режимом воздуха, поступлением атмосферных осадков в жидком виде, а также поступлением талых вод с вышерасположенных участков болота.

Таким образом, процесс промерзания и оттаивания торфяной залежи определяется во многом температурными условиями зимнего периода, высота снежного покрова и тип биогеоценоза определяет интенсивность этих процессов.

#### 4.1.3. Температурный режим болот

Температурные условия в торфяной залежи формируются в результате процесса теплообмена атмосферы и литосферы, режим – под влиянием постоянно действующего (древостоя и подчиненных ярусов растительности), периодически действующего и ряда переменных факторов, в частности температурного режима воздуха и режима увлажнения (Природные режимы..., 1977).

Сезонные изменения температуры воздуха оказывают значительное влияние на распределение энергетических ресурсов, а соответственно на обеспечение определенных микроклиматических условий функционирования болота. Температурный режим торфяной залежи определяется такими факторами, как вид растительного сообщества, облесенность и степень обводненности участка. Растительность оказывает теплоизолирующее влияние. Приходящая солнечная радиация рассеивается кронами деревьев. Таким образом, облесенные участки болот оказываются менее теплообеспеченными по сравнению с открытыми участками. В условиях низких уровней болотных вод наблюдается более быстрое прогревание торфяной залежи. Температура в слоях, насыщенных водой, меняется медленнее из-за большой теплоемкости воды. Влияние на температурный режим оказывают антропогенные изменения болотных ландшафтов в связи с понижением уровней болотных вод. В целом сезонная динамика температуры торфяной залежи, как показали наши исследования, соответствует ходу температуры воздуха и синхронна во всех пунктах наблюдения. Температурный режим изучался на примере

разных типов болот, в том числе на четырех участках верхового болота в бассейне р. Ключ – правого притока р. Бакчар, низинном болоте на террасе р. Бакчар, а также на двух участках (осушенном и естественном) верхового болота, осушенного с целью лесомелиорации на между-речье рек Бакчар и Икса. Наблюдения за температурным режимом проводились в течение 2006–2010 гг. Годовой режим температуры торфяной залежи болот рассмотрим на примере 2010 года.

*Низинное болото Самара.* Температурный режим низинного болота Самара на террасе р. Бакчар сходен со всеми пунктами наблюдения. Средняя температура торфяной залежи за период наблюдения составила 8,3 °С. Прогревание залежи идет интенсивно и средняя температура залежи более 10 °С устанавливается во второй половине июня. Максимальная температура залежи (13,7 °С) отмечена в июле, что соответствует периоду наступления максимума температуры воздуха. Затем идет постепенное охлаждение верхних слоев торфяной залежи, температура на глубине 80–100 см остается практически постоянной (10 °С) до конца сентября. Средняя температура на глубине 1 м составила 6,6 °С. Значения максимальной температуры и средней температуры на глубине 1 м в среднем не отличаются от верхового болота. Глубина прогревания до активных температур (>10° С) в пределах низинного болота составила 90 см (рис. 4.4).

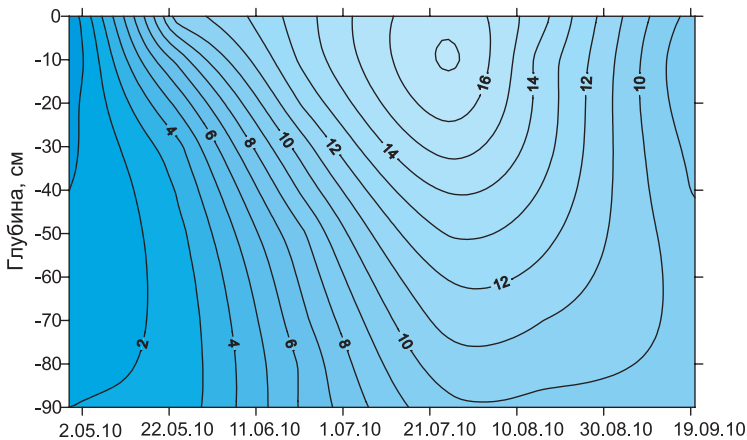


Рис. 4.4. Температурный режим торфяной залежи низинного болота Самара в 2010 году

*Участок лесомелиорации.* Температурный режим участка лесомелиорации верхового сосново-кустарничково-сфагнового болота на междуречье рек Бакчар и Икса отличается от верхового болота в бассейне р. Ключ и низинного болота Самара. Для него характерны более низкие температуры торфяной залежи. Средние температуры за период наблюдения составили 7,8 °С на осушенном пункте и 7,3 °С на естественном. Наблюдаются различия между пунктами участка лесомелиорации. Торфяная залежь в пределах естественного пункта остается менее прогретой в течение всего сезона. Это может быть связано с более высокими уровнями болотных вод на естественном пункте в течение всего периода наблюдений. Температура на естественном пункте выше 10 °С наблюдается только на глубине до 50 см, максимальная температура отмечена в июле и составила 9,7 °С, что является наименьшим значением среди всех пунктов наблюдения. Прогревание торфяной залежи в пределах осушенного продолжается до августа. Максимальная температура составила 10,7 °С. Средняя температура за период наблюдения на глубине 1 м на естественном пункте составила 7,3 °С, на осушенном – 7,8 °С. В целом, наблюдается уменьшение температуры с глубиной. В сентябре на обоих пунктах минимальные температуры отмечены на поверхности, а максимальные – на глубине 50–80 см. Глубина прогрева до 10 °С на естественном пункте составила 40 см, на осушенном – 60 см (рис. 4.5).

*Верховое болото в бассейне р. Ключ.* В целом годовой ход температуры торфяной залежи сходен во всех пунктах наблюдения и соответствует годовому ходу изменения температуры воздуха. Минимальные температуры отмечены в период оттаивания торфяной залежи. Наиболее интенсивное прогревание торфяной залежи характерно для осоково-сфагнутой топи (пункт 5). Средняя температура торфяной залежи на глубине до 1 м выше 10 °С здесь установилась уже в середине июня, тогда как на остальных пунктах наблюдения была достигнута только к августу. Максимальные температуры торфяной залежи наблюдаются в августе, после чего следует резкое снижение температуры. В целом наблюдается уменьшение температуры с глубиной, за исключением осеннего периода, когда верхние слои охлаждаются быстрее нижних и максимальные значения температур отмечены на глубине 40–60 см в сентябре и на глубине 1 м в октябре. Поверхностный слой более подвержен колебанию температур воздуха, как суточных, так и сезонных. С глубиной амплитуда колебаний температур уменьшается.

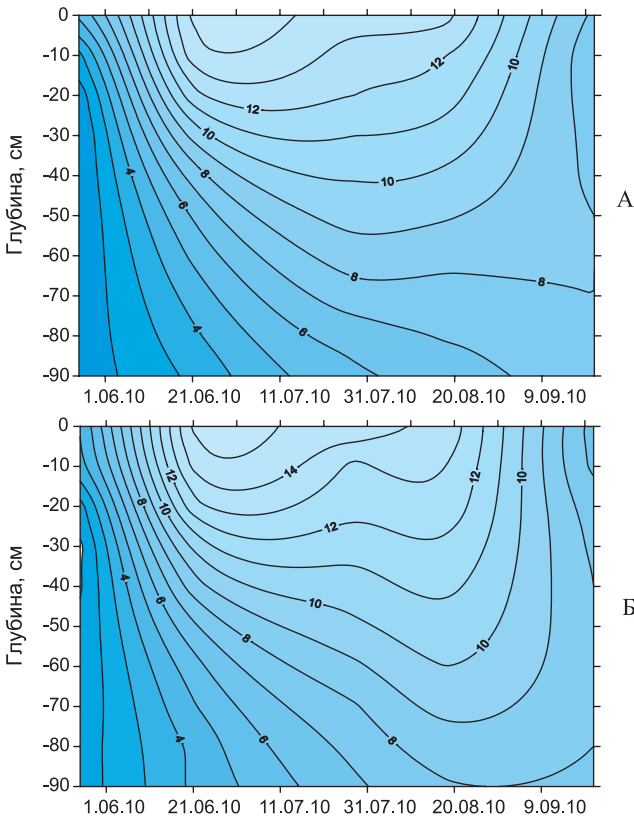


Рис. 4.5. Температурный режим торфяной залежи участка лесомелиорации в 2010 году (А – естественный пункт, Б – осушенный пункт)

Наблюдаются различия в температурном режиме по пунктам, что связано с положением в рельефе, характером и сомкнутостью растительного покрова, уровнем болотных вод. При движении от облесенных участков верхового болота к необлесенным можно отметить следующие закономерности:

1. Происходит увеличение значений температур, как средних, так и максимальных, а также амплитуд колебаний температур по сезонам года. Таким образом, наибольшая теплообеспеченность характерна для осоково-сфагновой топи (пункт 5), наименьшая – для высокого яра (пункт 4).

2. Средняя температура торфяной залежи осоково-сфагнутой топи за период наблюдения на  $2^{\circ}\text{C}$  выше температуры высокого рьяма. Глубина прогревания до активных температур ( $>10^{\circ}\text{C}$ ) на пункте 2 составила 60 см, п. 3 – 100 см, п. 4 – 50 см, п. 5 – 275 см.

Рассмотрим температурный режим торфяной залежи по пунктам наблюдения.

Пункт 2. Сосново-кустарничково-сфагнутое болото с высокой сошной (высокий рям) в бассейне р. Ключ. Торфяная залежь в пределах высокого рьяма отличается меньшей теплообеспеченностью по сравнению с пунктами 3 и 5, что связано с облесенностью данного пункта. Средняя температура торфяной залежи составила  $6,85^{\circ}\text{C}$ . Характерно медленное прогревание торфяной залежи. Средняя температура торфяной залежи  $10^{\circ}\text{C}$  была достигнута во второй половине августа. Средняя температура на глубине 1 м составила  $6,4^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.6).

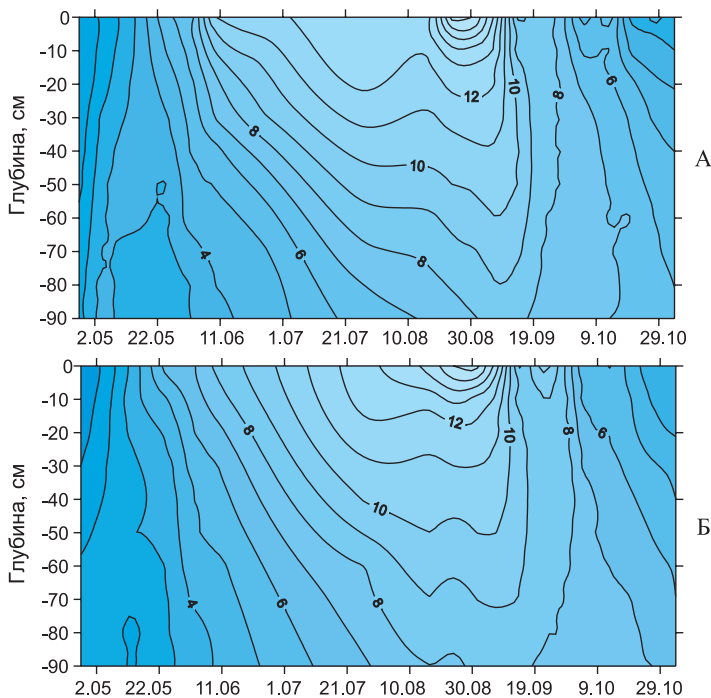


Рис. 4.6. Температурный режим торфяной залежи верхового болота в 2010 году (А – пункт 2, Б – пункт 4)

Пункт 3. Сосново-кустарничково-сфагновое болото с низкой сосной (низкий рям) в бассейне р. Ключ. Средняя температура торфяной залежи в пределах низкого рьяма за период наблюдения составила 7,6 °С. Средняя температура залежи более 10 °С установилась с 3 июня. Максимальная температура (12, 9 °С) была отмечена 17 августа. Средняя температура на глубине 1 м составила 6,8 °С. Средняя температура выше 10 °С характерна для слоя до 20 см. Наблюдается зависимость температуры от уровня болотных вод. Суточные амплитуды колебаний температуры обычно не превышают 1–1,5 °С и характерны только для верхнего слоя торфяной залежи. Максимальные суточные температуры в большинстве случаев устанавливаются в 12 часов. Температура верхнего слоя торфяной залежи в значительной степени определяется температурой воздуха. Амплитуда колебаний за период наблюдения составила 11,5 °С. С глубиной влияние температуры атмосферы уменьшается. Амплитуда сезонных колебаний температуры на глубине 50 см составила 3 °С. Температура торфяной залежи на глубине 50 см достигла своего максимального значения на 6 суток позже, чем на поверхности. На глубине 200 см амплитуда колебаний температур не превышает 2 °С. Отмечено увеличение температуры с июня по сентябрь (рис. 4.7).

Пункт 4. Сосново-кустарничково-сфагновое болото (на границе с минеральным островом) в бассейне р. Ключ. Для пункта 4 характерна наименьшая теплообеспеченность. Средняя температура в пределах сосново-кустарничково-сфагнового фитоценоза составила 6,75 °С, что является минимальным среди пунктов наблюдения. Максимальное прогревание залежи до 10,8 °С отмечено в конце августа, после чего произошло резкое уменьшение температуры. Средняя температура на глубине 1 м составила 6,8 °С. Прогревание залежи до температуры выше 10 °С отмечено 17 августа (рис. 4.6).

Пункт 5. Осоково-сфагновая топь в бассейне р. Ключ. Средняя температура в пределах осоково-сфагновой топи за сезон составила 8,6 °С, что является максимальным значением среди пунктов наблюдения. Средняя температура залежи более 10 °С установилась с 24 июня, максимальная температура была отмечена в конце июля. Средняя температура на глубине 1 м составила 7,63 °С. Температура верхнего слоя находится под значительным влиянием температуры воздуха. Таким образом, торфяная залежь осоково-сфагновой топи отличается максимальной теплообеспеченностью, более интенсивным прогреванием торфа весной и медленным остыванием осенью. Резкое остывание торфяной залежи отмечено только во второй половине сентября (рис. 4.7).

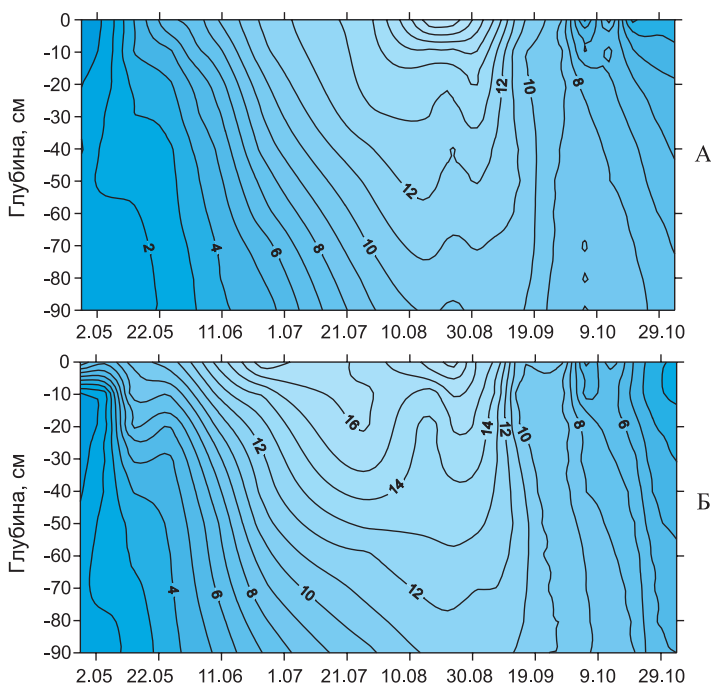


Рис. 4.7. Температурный режим торфяной залежи верхового болота (А – пункт 3, Б – пункт 5)

Таким образом, верховое болото является самым теплообеспеченным по сравнению с другими пунктами наблюдений. Для участка лесомелиорации характерны более низкие температуры в течение всего сезона. Максимальные температуры отмечаются на поверхности болот. Причем наблюдается ее общее увеличение при переходе от открытых участков к облесенным. Температура верхнего слоя торфяной залежи в значительной степени определяется количеством тепла, приходящим на поверхность. Суточные амплитуды колебаний температуры обычно не превышают 1–1,5 °С и характерны только для верхнего слоя торфяной залежи. Амплитуда сезонных колебаний температуры с глубиной уменьшается. На глубине более 200 см температура остается практически постоянной на протяжении всего периода наблюдений.

Рассмотрим особенности температурного режима исследуемых болот в период с 2006 по 2010 г.

*Низинное болото Самара.* Среднегодовая температура торфяной залежи низинного болота Самара по всей глубине в большей степени определяется среднегодовой температурой воздуха. Средняя температура воздуха за период вегетации оказывает меньшее влияние на температурный режим торфяной залежи, которое исчезает с глубиной. Коэффициент корреляции между среднегодовой температурой торфяной залежи и температурой воздуха составил 0,97, в то время как зависимость от средней температуры за период вегетации не прослеживается ( $-0,5$ ) (рис. 4.8).

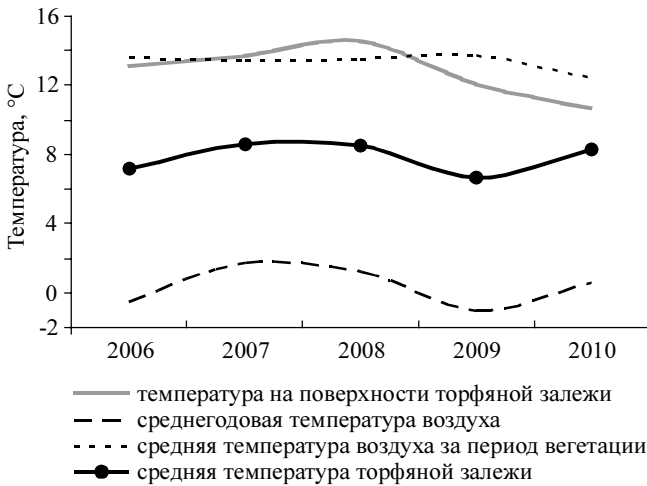


Рис. 4.8. Температурный режим торфяной залежи низинного болота Самара в 2006–2010 гг.

Таким образом, большое влияние на температурный режим торфяной залежи по всей глубине оказывают зимние температуры. Наблюдается уменьшение амплитуды колебания значений температур от года к году с глубиной. Наибольшая амплитуда отмечена на поверхности ( $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), наименьшая — на глубине 3 м ( $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Температура верхнего слоя торфяной залежи в большей степени определяется температурой воздуха за период вегетации, также большое влияние оказывает влажность торфа. В годы минимальных значений влажности верхнего слоя (2008 г.) отмечено значительное прогревание торфа, и значение средней за период наблюдения температуры превысило значение средней тем-



температуры за аналогичный период. В 2009 г. (год с максимальной влажностью) температура торфа опускалась ниже температуры воздуха за период наблюдений.

*Участок лесомелиорации.* Анализ температурного хода пунктов участка лесомелиорации за период 2006–2010 гг. позволил выявить следующие закономерности. Верхний слой торфяной залежи осушенного пункта является менее прогретым по сравнению с естественным пунктом в среднем на 1 °С. Исключение составляет год с высокими значениями влажности торфа и отметками уровней болотных вод (2009 г.), когда на осушенном пункте была отмечена температура на 0,6 °С выше значения температуры естественного пункта (рис. 4.9). Таким образом, температура верхнего горизонта торфяной залежи определяется не только температурой воздуха, но и влажностью торфа, от которой зависят теплопроводящие свойства торфяной залежи.

Наблюдается синхронность в ходе среднегодовых температур между естественным и осушенным пунктами участка лесомелиорации. Максимальные значения температур были отмечены в 2007 (11,1 °С на осушенном и 11,8 на естественном пункте), минимальные в 2010 году (7,8 °С на осушенном и 8,1 °С на естественном пункте).

Амплитуда колебаний средней температуры торфяной залежи от года к году составила на осушенном пункте 3,3 °С, на естественном – 5,7 °С. По глубинам колебания температуры практически не отличаются и составляют 3–4 °С на осушенном и 4–6 °С на естественном пункте.

Температура торфяной залежи определяется среднегодовыми значениями температуры воздуха. Корреляция между средними годовыми значениями температуры торфа и воздуха уменьшается с глубиной. Коэффициент корреляции уменьшается с глубиной от 0,8 (20 см) до 0,5 (100 см) на осушенном пункте и от 0,8 (20 см) до 0,4 (100 см) на естественном. Температура верхних слоев залежи в большей степени определяется средней температурой воздуха за период вегетации (коэффициент корреляции 0,7), а также значениями влажности торфа и УБВ.

Меньшая теплообеспеченность осушенного пункта по сравнению с естественным также может быть связана с более густым растительным покровом, который препятствует прогреванию торфяной залежи. Различия между пунктами сглаживаются в годы с высокими значениями влажности торфа и УБВ. Таким образом, осушительная мелиорация оказала влияние на температурный режим участка лесомелиорации, которое проявляется в меньшей теплообеспеченности осушенного пункта.

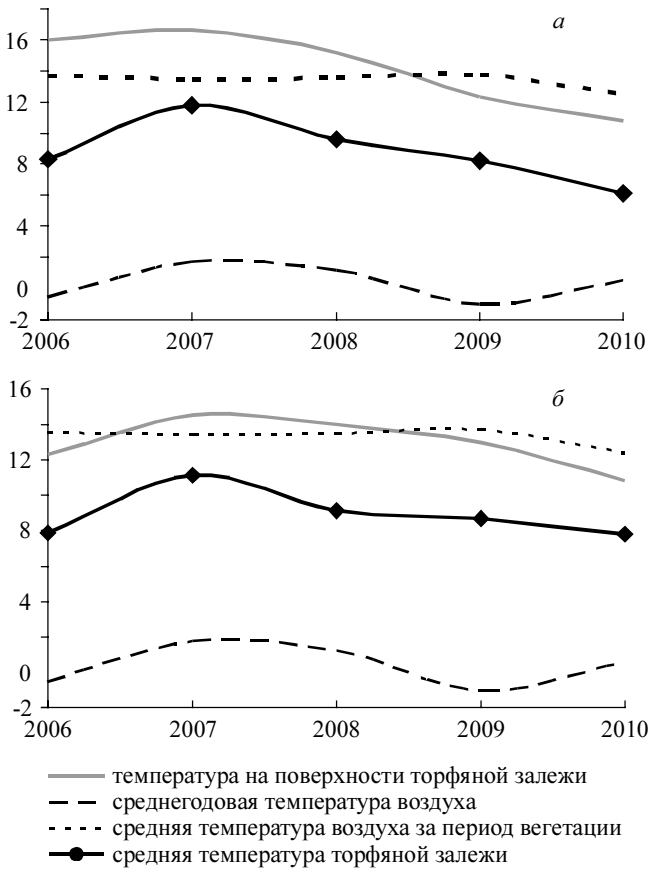


Рис. 4.9. Температурный режим торфяной залежи участка лесомелиорации: *а* – естественный пункт; *б* – осушенный пункт

*Верховое болото в бассейне р. Ключ.* Анализ температурного режима торфяной залежи за период 2006–2010 гг. позволил выявить различия в температурном режиме по пунктам, что связано с положением в рельефе, характером и сомкнутостью растительного покрова, уровнем болотных вод. При движении от облесенных участков верхового болота к необлесенным можно отметить следующие закономерности. Происходит увеличение значений температур, как средних, так и максимальных, а также амплитуд колебаний температур по сезонам года. Таким образом,

наибольшая теплообеспеченность за весь период наблюдения характерна для осоково-сфагновой топи (пункт 5), наименьшая – для высокого рьяма (пункты 2, 4). Максимальная средняя температура по всем пунктам наблюдения отмечена в 2008 г., минимальная в 2010 г, что определяется среднегодовыми значениями температуры воздуха.

Таким образом, для всех пунктов наблюдения отмечено запаздывание фаз наступления экстремальных значений температуры, которое возрастает с глубиной. Интенсивность прогревания определяется глубиной промерзания в предшествующий зимний период. Различия в температуре между пунктами наблюдения более выражены в верхних слоях залежи и с глубиной уменьшаются. Наиболее прогретыми являются открытые участки болот. Также на прогревание торфяной залежи оказывает влияние влажность торфа и уровень болотных вод. Этим определяются различия в температурном режиме естественных и осушенных участков болот.

#### **4.2. Многолетняя динамика водного режима болот южно-таежной подзоны Западной Сибири и закономерности его антропогенного изменения**

На современном этапе в условиях увеличения уровня хозяйственной деятельности необходим мониторинг водного режима, оценка существующего состояния водных ресурсов, а также прогноз их изменений в перспективе. Особенно интересна эта проблема для Западной Сибири, которая характеризуется широким распространением болот. С одной стороны, существование обширных заболоченных пространств в таежной зоне Западной Сибири определяет закономерности в перераспределении тепла и влаги на данной территории, болота играют роль мощного климатообразующего фактора, и процесс заболачивания территории продолжается. С другой стороны, многочисленные исследования гидрологической роли болот до сих пор не привели к однозначным выводам по данному вопросу. Именно поэтому исследования данной территории особенно важны в плане выявления существующих механизмов влияния болот на уменьшение негативных последствий изменения климата и хозяйственной деятельности человека, а также характера изменения характеристик водного режима болот в условиях антропогенных изменений болотных ландшафтов. Исследованиями ряда авторов на данной территории отмечено статистически значимое увеличение коли-

чества атмосферных осадков и среднегодовой температуры воздуха, а также изменение поверхностного и подземного стока ряда рек бассейна Средней Оби. Однако вопрос о динамике и закономерностях многолетних изменений водного режима болот, который во многом определяет объем стока рек данной территории, не изучен.

В качестве исходных данных при проведении исследований использовались результаты наблюдений за уровнями болотных вод ГНУ Сибирского НИИ сельского хозяйства и торфа на участках Васюганского болота (1998–2009 гг.) и низинном болоте на террасе р. Бакчар (2002–2009 гг.), а также данные Росгидромета, полученные на болотных станциях Новый Васюган и Мыльджино (с 1976 по 1985 г.). Исследования за уровненным режимом болот проводились на участках сосново-кустарничкового-сфагнового переходного болота Васюганское (северо-западная часть, бассейн р. Нюролька), грядово-мочажинного комплекса Ново-Васюганского болота (северо-западная часть, бассейн р. Васюган), верхового болота в водосборе р. Ключ (северо-восточные отроги Васюганского болота), низинного болота Самара (на террасе р. Бакчар), а также верхового болота в условиях лесомелиорации (северо-восточные отроги Васюганского болота, междуречье рек Бакчар и Икса). Исследования в пределах верхового болота в водосборе р. Ключ осуществлялись в характерных болотных биогеоценозах верхового типа: высокий рям, низкий рям, осоково-сфагновая топь, на участке лесомелиорации наблюдения проводились в двух пунктах с низким рямом – естественном и осушенном.

По результатам исследований на участке верхового болота отмечаются следующие уровни болотных вод: в высоком ряме – (–25 см), низком ряме – (–2 см), осоково-сфагновой топи – 3 см от средней поверхности болота. Амплитуда уровней в среднем составляет: в высоком ряме – 39 см, в низком ряме – 24 см, в осоково-сфагновой топи – 21 см. В отдельные годы амплитуда может достигать соответственно 62, 53 и 29 см. По результатам исследований водный режим верхового болота характеризуется резким подъемом в весенний период, плавным спадом, нарушаемым осадками, низкой летне-осенней меженью и повышением уровней в период осенних дождей. Колебание уровней по площади верхового болота в целом синхронны. Подъем уровней в отдельные годы составляет в среднем около 25 см за период от начала снеготаяния до наступления пика половодья. В многоводные годы уровни болотных вод стоят достаточно высоко за счет избыточного поступления в весен-

ний период талой воды, а также летних дождей. Интенсивность спада весенних уровней различается по биогеоценозам от 1 см/день в центре болота до 4 см/день на периферии. Минимальные отметки уровней составили (2003 г.): высокий рям – (–71 см), низкий рям – (–40 см), сфагново-осоковая топь – (–18 см).

Весенний подъем уровней, как правило, отмечается в конце апреля – начале мая. Годовая динамика, в общем, определяется количеством выпавших атмосферных осадков и во многом особенностями предшествующего сезона, глубиной промерзания залежи, скоростью оттаивания. В отдельные годы наблюдается нарушение синхронности колебаний уровней и на сфагново-осоковой топи имеется наибольшая интенсивность снеготаяния и более ранний подъем уровней болотных вод (рис. 4.10). При низких зимних температурах воздуха (2006 г.) в торфяной залежи отмечается наличие мерзлого слоя до середины июля в пределах 10–15 см. В результате этого наблюдаются более высокие уровни болотных вод. Скорость оттаивания на различных участках болот различна, что создает условия для более раннего повышения уровней по сравнению с облесенными микроландшафтами. В результате оттаивания залежи после схода снега иногда формируется вторичный подъем уровней.

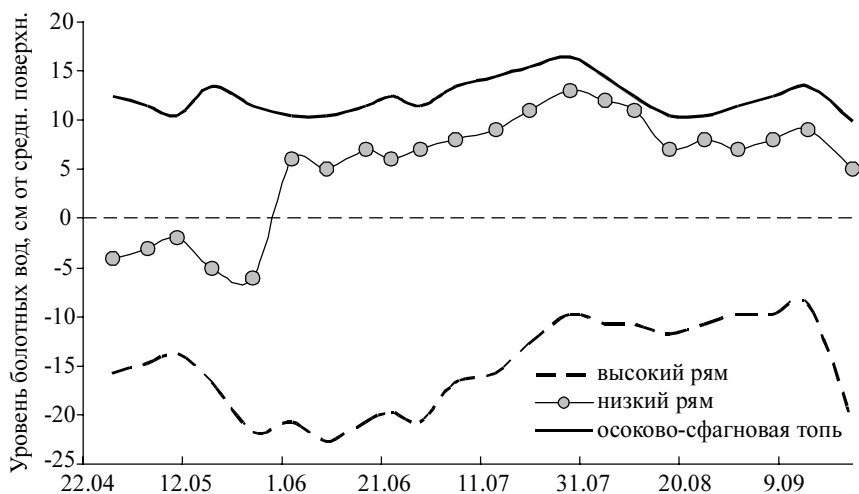


Рис. 4.10. Годовая осредненная динамика уровней болотных вод верхового болотного массива (2009 г.)

В летний период наблюдается значительное снижение уровней, что связано с увеличением испарения с поверхности болота при активном развитии растительности и повышении температуры воздуха. При отсутствии атмосферных осадков в течение сезона наблюдается закономерное снижение уровней болотных вод до 15–30 см ниже поверхности болота на облесенных участках болота.

В отдельные годы при выпадении ливневых осадков наблюдается интенсивный подъем уровней болотных вод на 10–15 см. В среднем за период наблюдений уровень болотных вод в июле-августе составил: высокий ряб –32 см, низкий ряб –8 см, топь – 0 см. Осеннее повышение уровней определяется снижением испарения и повышением общего количества выпавших атмосферных осадков. Зимнее снижение уровней начинается в декабре и продолжается до марта в связи с отсутствием атмосферного питания болота. В этот период в результате появления снежного покрова и промерзания торфяной залежи болот испарение влаги с поверхности отсутствует, а изменение уровней болотных вод в зимний период происходит в основном под влиянием фильтрационного стекания воды по деятельному слою.

Водный режим Ново-Васюганского болота с грядово-мочажинным комплексным биогеоценозом имеет следующие особенности (рис. 4.11). Среднемноголетний уровень болотных вод составил –27 см. Годовой ход уровней болотных вод в целом также соответствует отмеченным

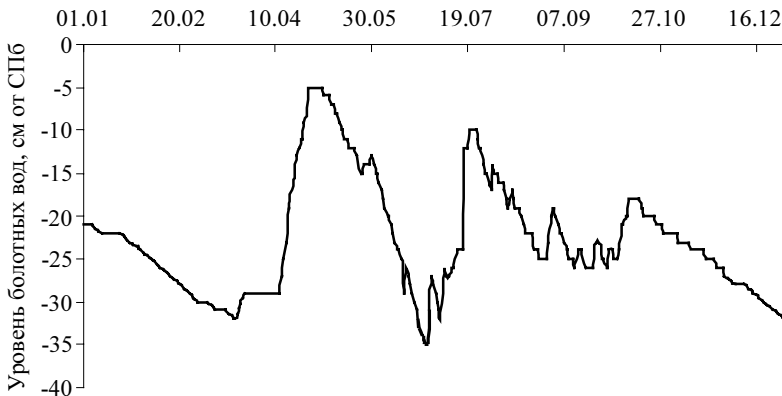


Рис. 4.11. Динамика уровней вод Ново-Васюганского болота на участке с грядово-мочажинным комплексом в 1976 г. (СПб – средняя поверхность болота)

выше закономерностям. Однако следует отметить, что в течение года максимальные уровни вод на исследуемом болоте наблюдаются в мае, а подъем уровней начинается только в конце апреля. В летний период, преимущественно с мая по сентябрь, отметки уровней болотных вод не превышают поверхности болота. В весенний период уровни колеблются в пределах от 1 до 10 см ниже поверхности болота. В летний и осенний периоды положение уровней болотных вод в целом относительно постоянно. В ноябре-декабре наблюдается устойчивый спад уровней болотных вод. Минимальные уровни болотных вод отмечаются в начале года перед снеготаянием. Снижение уровней болотных вод составляет до 65 см, амплитуда колебаний годовая –64 см, в летний период –37 см.

Динамика уровней вод Васюганского болота на участке с переходным сфагново-осоковым биогеоценозом в целом имеет сходство с описанными выше закономерностями изменения уровней, которые отмечены для верховых болотных биогеоценозов. Анализ показал, что для исследуемых переходных болот особенностью является относительно низкое положение уровней от средней поверхности. Самые низкие уровни болотных вод отмечаются в зимний период, как правило, с января по март (до 50–60 см ниже поверхности болота) (рис. 4.12). В весенний период повышение уровней отмечается до 10 см ниже поверхности болота, а в

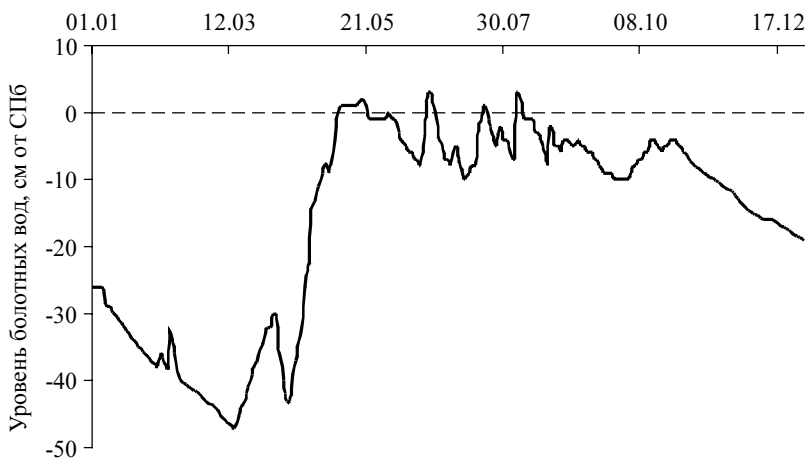


Рис. 4.12. Динамика уровней вод Васюганского болота на участке с переходным сфагново-осоковым биогеоценозом в 1985 г. (СПб – средняя поверхность болота)

отдельные годы до 8–10 см выше поверхности болота. Высокие отметки уровней на болоте, как правило, удерживаются в пределах 10–15 дней. В июне-августе отмечается закономерное снижение уровней. Осенний подъем уровней отмечается в сентябре-октябре, в результате чего высокие отметки уровней сохраняются практически до конца года. Среднегодовой уровень болотных вод составил –10 см, а за период май-сентябрь 13 см ниже поверхности болота. Годовая амплитуда колебаний уровней составила 50 см, а за период май-сентябрь 13 см.

Водный режим низинных болот изучен в меньшей степени. Годовой ход уровней болотных вод низинного болота в пределах березово-осоково-кустарничкового биогеоценоза в целом имеет сходные тенденции. Среди главных особенностей водного режима следует отметить высокое стояние уровней при его облесенности, в многоводные периоды до 10–12 см выше средней поверхности болота, и значительную динамичность уровня режима (рис. 4.13). Второй особенностью водного режима болота, которое характеризуется смешанным типом водного питания за счет атмосферных осадков и подземных вод, является повышение уровней в июле-августе в отдельные годы за счет поступления

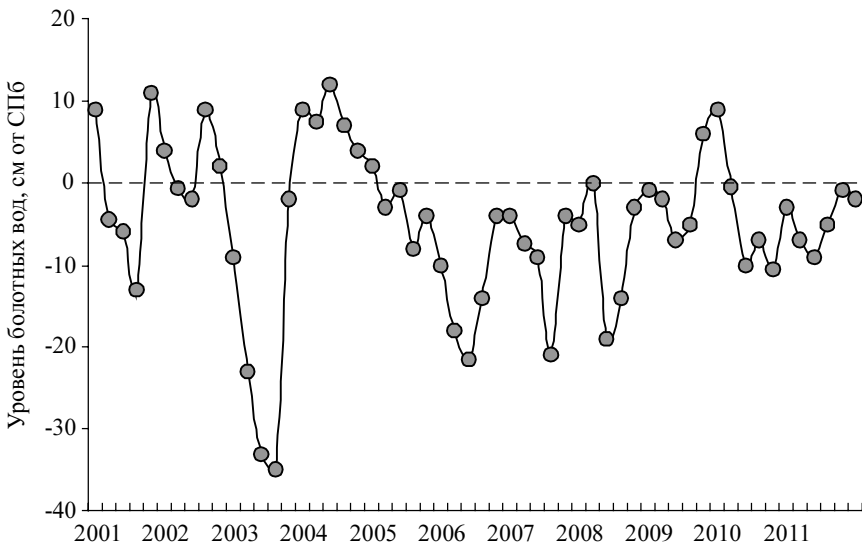


Рис. 4.13. Многолетняя динамика уровней болотных вод низинного болота Самара (СПб – средняя поверхность болота)



подземных вод. В целом за период май-сентябрь уровень болотных вод составил  $-5$  см, амплитуда колебаний 48 см. Одной из основных расходных частей водного баланса низинного болота является испарение. Поэтому древесная растительность, распространенная на низинном болоте, способствует снижению уровней болотных вод до отметок 20 см ниже поверхности болота и более к концу теплого периода.

Как показал анализ данных по уровенному режиму на участке лесомелиорации в междуречье рек Бакчар и Икса, осушение способствует снижению уровней болотных вод. Однако в периоды интенсивного таяния или при выпадении осадков отметки уровней на осушенном участке заметно выше, чем на естественном. Такая закономерность была отмечена в 2006, 2007, 2010 гг. Как правило, разница в уровнях незначительная от 2 до 5 см. В 2007 г. было отмечено достаточно резкое повышение уровней в середине лета при выпадении дождей (рис. 4.14). В результате нарушение функций осушительных каналов способствует повышению уровней на осушаемой территории и благоприятствует процессу дальнейшего торфообразования.

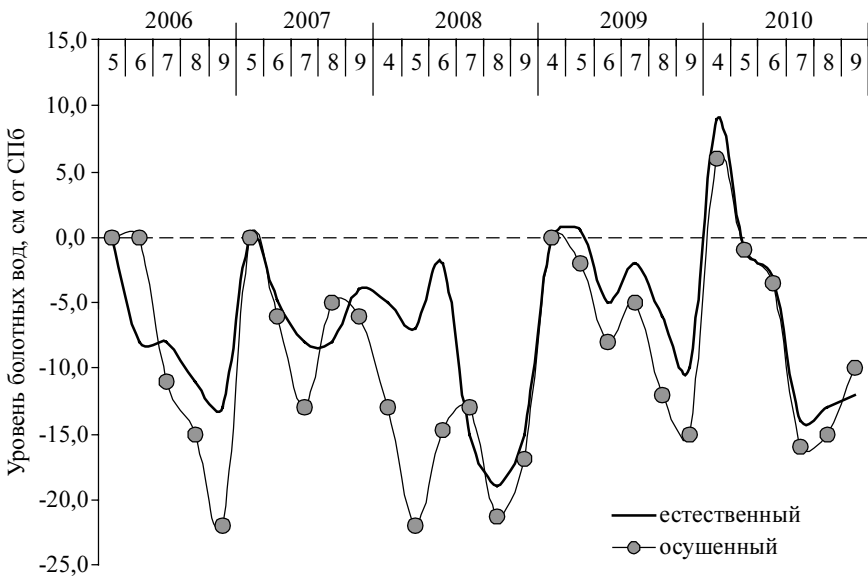


Рис. 4.14. Многолетняя динамика уровней болотных вод в пределах участка лесомелиорации

В среднем за период 2006–2010 гг. на естественном участке уровень болотных вод составил –8 см, на осушенном –10 см. За период вегетации максимальные уровни наблюдаются в апреле-мае. Абсолютный максимум отмечен в 2010 г.: естественный –9 см, осушенный – 6 см выше поверхности болота. Самые низкие уровни отмечены в 2008 г. соответственно 33 см и 30 см ниже поверхности болота на осушенном и естественном участках.

Годовая динамика уровней характеризуется следующей закономерностью: в апреле – мае отмечаются максимальные отметки уровней, далее мы наблюдаем снижение в течение июня, в период летне-осенних дождей наблюдается их повышение. Как правило, минимальные уровни отмечаются в июле-августе, а повышение наблюдается в сентябре. Характерно, что уровни на осушенном пункте более динамичны, чем на естественном. Наблюдается достаточно быстрая реакция на поступление осадков. Интенсивность подъема уровней составляет на осушенном составляет до 30 и более см/сут. Участок естественный в меньшей степени реагирует на поступление атмосферных осадков в условиях высокой увлажненности торфяной залежи, что способствует плавному ходу уровней болотных вод. Интенсивность спада уровней составляет на осушенном 0,24–0,33 см/сут, на естественном 0,05–0,19 см/сут.

Анализ многолетних изменений уровней болотных вод показал наличие статистически значимой тенденции увеличения среднегодовых уровней (май – сентябрь) уровней болотных вод на осоково-сфагновой топи в бассейне р. Ключ. Также положительный тренд отмечается для среднемесячных уровней болотных вод с июня по сентябрь. Наибольшая скорость изменения уровней наблюдается в июле и августе. В противоположность в мае отмечается тенденция снижения уровней болотных вод для осоково-сфагновой топи и березово-осоково-кустарничкового биогеоценоза в бассейне р. Нюролька. Анализ многолетних изменений уровней вод в пределах переходного сфагново-осокового биогеоценоза позволил отметить статистически значимую тенденцию их увеличения. Положительный тренд отмечен как по среднегодовым значениям уровней, так и в течение года: в феврале, мае, июне, сентябреноябре. Для других биогеоценозов статистически значимых тенденций изменения отметок уровней болотных вод не выявлено. Таким образом, преимущественное увеличение уровней, вероятнее всего, связано с увеличением количества атмосферных осадков в переходные периоды, некоторым смещением сезонов года, при котором происходит более позднее промерзание торфяной залежи болот. Корреляционный анализ не

позволил выявить однозначных зависимостей между уровнями болотных вод и суммой атмосферных осадков, температурой воздуха по близлежащим метеостанциям. Наибольшая корреляционная связь отмечается со стоком рек – водоприемников стока с болот и преимущественно только для окраинных участков болот, занятых сосново-кустарничково-сфагновыми верховыми и сфагново-осоковыми переходными биогеоценозами. Такого рода закономерность указывает на сложность процессов функционирования болот, их автономности по отношению к прилегающим территориям, способности к саморазвитию и созданию собственного микроклимата.

По результатам анализа получено, что в условиях современных изменений климата происходит перераспределение увлажнения территорий в течение года, вследствие чего наблюдается некоторое выравнивание отметок в течение года и высокое положение уровней. Таким образом, отмеченное ранее рядом исследователей увеличение стока рек, уровней грунтовых вод, температуры воздуха и суммы атмосферных осадков определяют благоприятные условия для дальнейшего заболачивания региона.

### **4.3. Динамика влажности торфа болот**

Изучение влажности торфа важно при практическом использовании болот (добыча торфа, лесомелиорация и т.д.). Фактически влагосодержание торфяной залежи определяется комплексом факторов окружающей среды: атмосферными осадками, испарением и рельефом, влияющими на процессы поступления и расходования влаги, параметры колебания уровней болотных вод, а также самой структурой торфа, зависящей от вида торфа, степени разложения, ботанического состава, зольности. Влажность является важным показателем водно-теплого режима болот.

Влажностью называется отношение массы содержащейся в торфе воды к общей массе образца, выраженное в процентах. Как правило, влажность уменьшается с глубиной торфяной залежи и зависит от типа торфа и степени разложения. Сезонная динамика обычно связана с изменением уровня болотных вод и метеорологических показателей, таких, как температура воздуха и количество атмосферных осадков. Отбор проб и определение влажности торфа проводился в течение вегетационного периода за 2011 г. на стационарных участках ГНУ СибНИ-ИСХиТ в Бакчарском районе Томской области: верховом болоте в бассейне р. Ключ, низинном болоте Самара на террасе р. Бакчар и участке лесомелиорации.

#### 4.3.1. Динамика влажности торфа эвтрофного болота на террасе р. Бакчар

Влажность торфа в залежи низинного болота Самара в среднем за вегетационный период наблюдения (июнь – сентябрь 2011 г.) составила 91,6 %. Отмечается уменьшение влажности торфа с глубиной: от 92,9 до 88,9 %. Сезонная изменчивость незначительна в пределах 1 %. Минимальная влажность торфа (85,4 %) отмечена на глубине 250 см в июне, максимальная (94,0 %) на глубине 10 см в сентябре, что может быть связано с притоком грунтовых вод и атмосферными осадками в этот период. До глубины 20 см происходит уменьшение влажности, а далее по профилю наблюдается постепенное колебание уровня влажности до глубины 175 см в пределах от 91,6 до 92,2 %. Затем следует резкое понижение влажности с глубины 175 см, что может быть обусловлено увеличением степени разложения и плотности торфа (рис. 4.15).

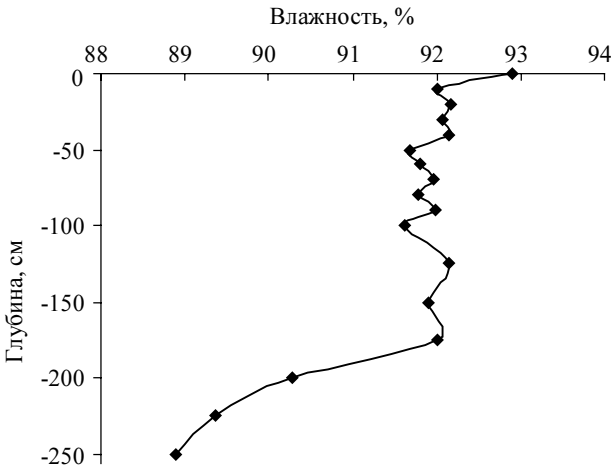


Рис. 4.15. Изменение влажности торфа с глубиной низинного болота Самара

В годовом ходе динамики влажности торфяной залежи максимальное значение отмечено в августе, минимальное – в июне. Торфяную залежь можно разделить на 3 слоя, годовая динамика которых существенно отличается. Изменение влажности с глубиной до 1 м зависит от метеорологических показателей, в особенности от количества выпавших

осадков и от уровня болотных вод. Максимальные значения отмечены к концу рассматриваемого периода, в июне наблюдается понижение влажности и в сентябре снова увеличивается. Амплитуда колебаний влажности незначительна (около 1 %). Значения влажности в слое от 100 до 300 см не зависят от погодных условий и уровня болотных вод и в большей степени определяются притоком грунтовых вод. Нижний слой отличается более значительными колебаниями от месяца к месяцу. Амплитуда колебаний достигает 4 %. Максимальные значения влажности (91 %) в слое 100–200 отмечены в мае, затем идет резкое понижение до 87 % и далее влажность увеличивается до 92 %. В нижнем слое 200–300 см с мая по июль происходит резкое понижение влажности, затем растут от 87 до 91 % с июля по август.

Таким образом, влажность торфяной залежи болота Самара главным образом определяется притоком грунтовых вод в летний период и количеством осадков. Амплитуда колебаний средней влажности залежи от месяца к месяцу незначительна. Наблюдаются различия в динамике влажности за рассматриваемый период по глубине. В целом происходит уменьшение значений влажности с глубиной (рис. 4.16).

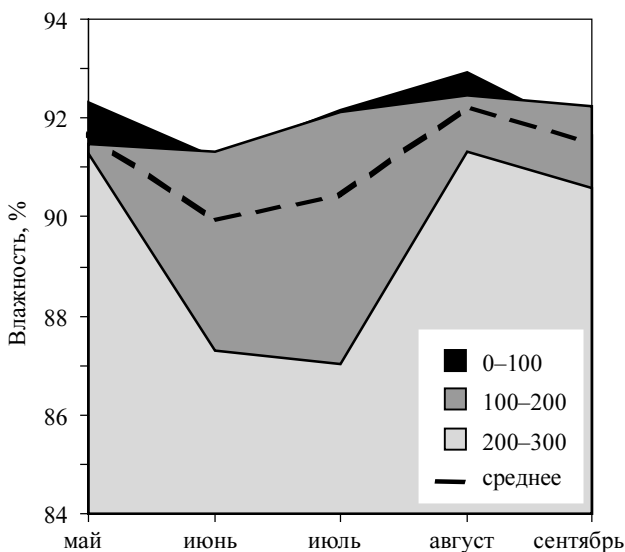


Рис. 4.16. Годовая динамика влажности торфяной залежи болота Самара

### 4.3.2. Динамика влажности торфа олиготрофного болота в бассейне р. Ключ

Влажность торфяной залежи верхового болота в среднем за период наблюдения (май – сентябрь) составила 90,4 %. Минимальная влажность торфа (70,7 %) отмечена на глубине 300 см на низком ряме в июне, а максимальная (97,2 %) на глубине 30 см на осоково-сфагнутой топи в июле. Средняя влажность торфяной залежи высокого ряма составила 87,5 %. Наблюдается резкое понижение влажности с глубиной от поверхности до глубины 40 см от 93,1 до 85,9 %. Далее по профилю значения влажности колеблются в пределах от 85,9 до 87 %. В годовом ходе изменения влажности максимум отмечен в сентябре, минимум – в июле (рис. 4.17).

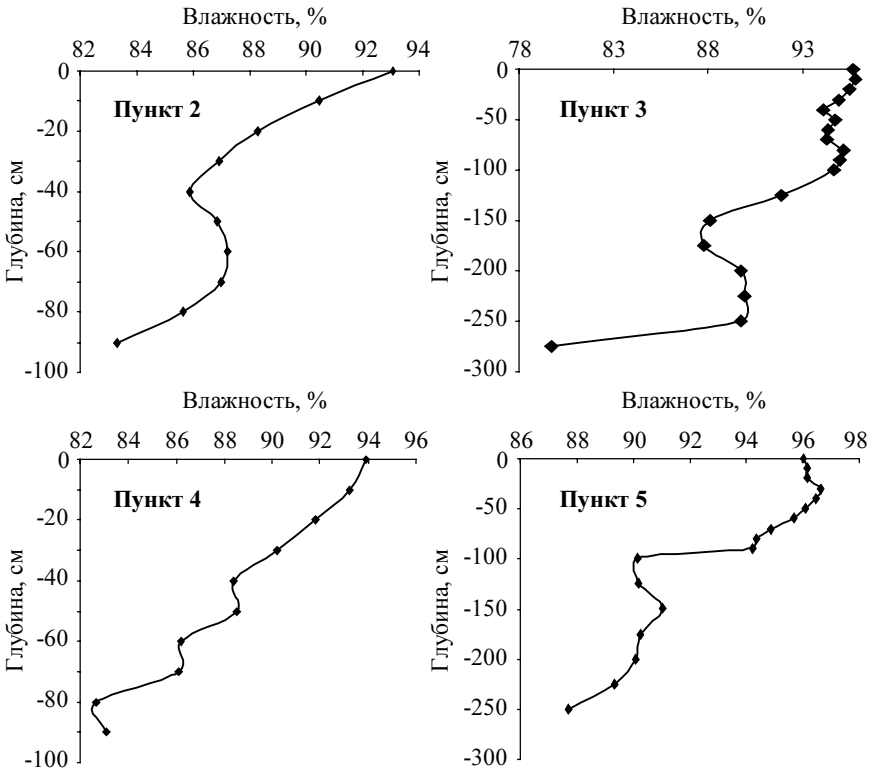


Рис. 4.17. Изменение влажности с глубиной (верховое болото)

Амплитуда колебаний значений влажности не превышает 1,5 %. Наблюдается синхронность годового хода изменения влажности торфа по глубине, но верхний слой характеризуется более значительными колебаниями от месяца к месяцу по сравнению с нижним, где влажность остается практически постоянной на протяжении всего периода наблюдения. Средняя влажность торфа в пределах низкого яруса составила 92,3 %. Максимальное значение влажности (95,7 %) наблюдается в верхнем слое. До глубины 80 см происходит постепенное уменьшение значений до 94,3 %. Постепенное уменьшение влажности до 89,7 % в слое 100–250 см может быть связано с большей степенью разложения переходного торфа по сравнению с верховым. В годовом ходе максимум отмечен в августе, минимум – в июне. В годовом ходе изменения влажности наблюдаются отличия по слоям. В слое верхового торфа амплитуды колебаний от месяца к месяцу незначительны (1 %), максимум отмечен в августе, что связано с количеством выпавших осадков и уровнем болотных вод (рис. 4.18).

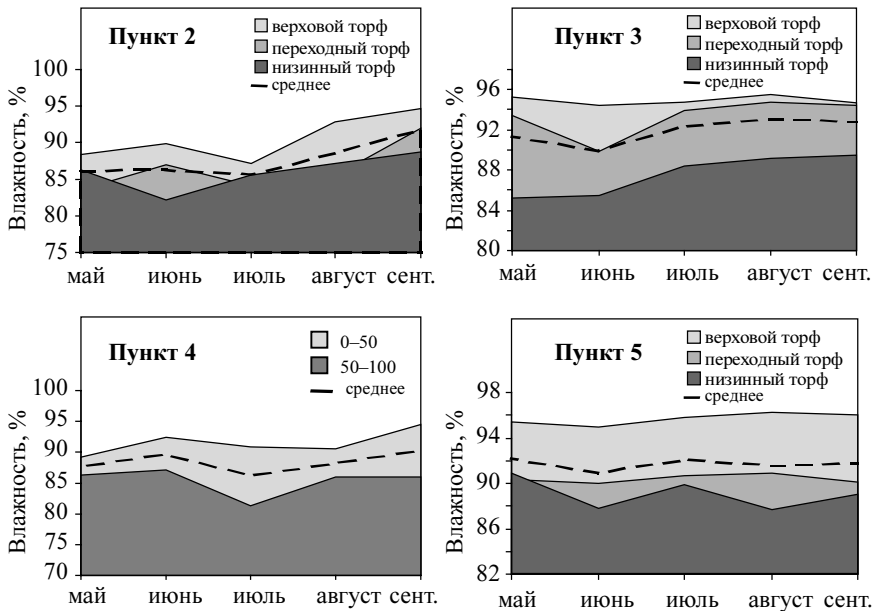


Рис. 4.18. Годовая динамика влажности торфа верхового болота в водосборе р. Ключ (2011 г.)

Слои низинного и переходного торфа отличаются более резкими колебаниями (4°%). Зависимость от метеорологических показателей и уровня болотных вод не прослеживается. Среднее значение влажности в пределах высокого яма на окраине болота составило 88,4 %. Наблюдается равномерное понижение влажности с глубиной от 93,9 до 83,1 %. Минимальное значение влажности отмечено в июле (91,4 %), максимальное – в сентябре. Наблюдается синхронность в годовом ходе изменения влажности по слоям. Зависимость от метеорологических показателей и уровня болотных вод не прослеживается.

Максимальная влажность в пределах верхового болота характерна для осоково-сфагновой топи (93,3 %). До глубины 100 см влажность резко уменьшается и изменяется в пределах от 96,6 до 90,2 %. Затем в слое 100–150 см незначительное колебание около 1 % и в слое 150–275 см наблюдается понижение влажности до 87,7 %, что связано со значительным повышением степени разложения торфа. Максимальное значение влажности отмечено в мае (92,2 %), минимальное – в июне (90,9 %). В годовом ходе наблюдается синхронность изменения влажности с глубиной, но для низинного и переходного торфа характерны более значительные колебания в отличие от слоя верхового торфа, где влажность остается практически постоянной на протяжении всего периода наблюдений. Зависимость значений влажности от уровня болотных вод прослеживается только в верхнем слое глубиной до 10 см.

Анализ влажности торфа в пределах верхового болота показал, что значения влажности во многом определяется видом торфа. Влажность резко снижается при смене верхового торфа на переходный или низинный. Минимальная влажность характерна для низинного торфа, максимальная для верхового. Исключение составляет осоково-сфагновая топь, где в слое низинного торфа наблюдается увеличение влажности, что свидетельствует о связи с грунтовыми водами. Зависимость влажности торфа от температуры воздуха, количества выпавших осадков практически не прослеживается. Отмечено что уровень болотных вод влияет на значение влажности верхнего слоя торфяной залежи.



### 4.3.3. Влажность торфа и ее динамика на осушенном торфянике олиготрофного болота в междуречье рек Бакчар и Икса

Средняя величина влажности за период наблюдения на участке лесомелиорации (июнь – сентябрь) составила 92,6 %. Минимальное значение (84,2 %) отмечено на глубине 225 см, максимальное (95,3 %) – на глубине 20 см на естественном пункте. Между осушенным и естественным пунктами существенных отличий не наблюдается. Разница средней влажности за период наблюдения менее 1 %. Характерно постепенное понижение влажности с глубиной от 95 до 93 %, связанное с однородностью строения торфяной залежи обоих пунктов. С глубины 150 см отмечено резкое уменьшение значений влажности до 84 %, соответствующее границе переходного торфа и низинного (рис. 4.19).

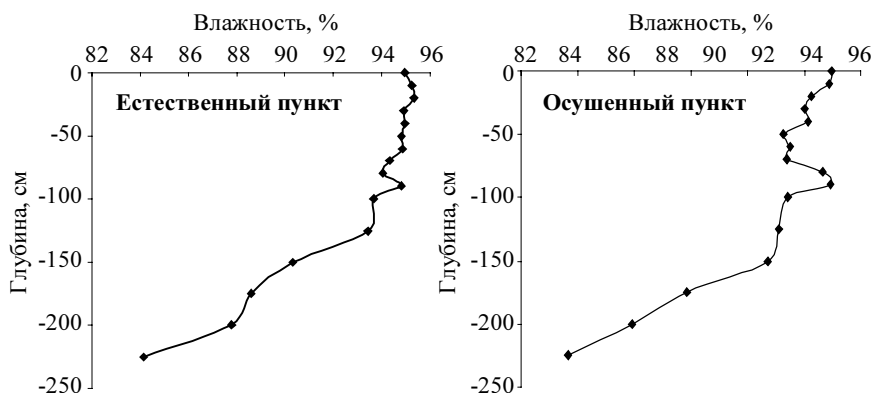


Рис. 4.19. Изменение влажности с глубиной (участок лесомелиорации) торфяника верхового болота в междуречье рек Бакчар и Икса (2011 г.)

Наблюдаются различия в ходе изменения влажности в течение периода наблюдений. В пределах осушенного пункта максимальное значение влажности отмечено в мае, минимальное – в июне. Амплитуда колебаний влажности от месяца к месяцу составила 2 %. Для верхнего слоя 0–100 см характерны более значительные колебания (3 %), что возможно связано с колебаниями уровня болотных вод. Связь влажности торфа с метеорологическими показателями не прослеживается. Максимальное значение влажности в пределах естественного пункта отмечено также в мае, минимальное – в июне. Наблюдается синхрон-

ность в изменении влажности между слоями, но для нижнего слоя характерны более значительные колебания (амплитуда 3,5 %). Влажность верхнего слоя 0–100 см определяется уровнем болотных вод, также проявляется зависимость от температуры воздуха и количества атмосферных осадков. В целом для всех исследуемых участков по профилю торфяной залежи можно отметить закономерное уменьшение влажности с глубиной. Исключения составляют низинное болото Самара и осоково-сфагновая топь, где отмечено увеличение влажности на глубине 100–150 см, связанное с притоком грунтовых вод. Влажность нижнего слоя торфяной залежи на исследуемых участках всегда минимальна. Значения влажности во многом определяются видом и степенью разложения торфа.

Как отмечается ранее, влажность торфа определяется некоторыми метеорологическими показателями. Влажность верхних горизонтов торфа в некоторой степени зависит от количества осадков, выпавших на данной территории, и температуры воздуха. С глубиной связь метеорологических показателей с влажностью ослабевает (рис. 4.20).

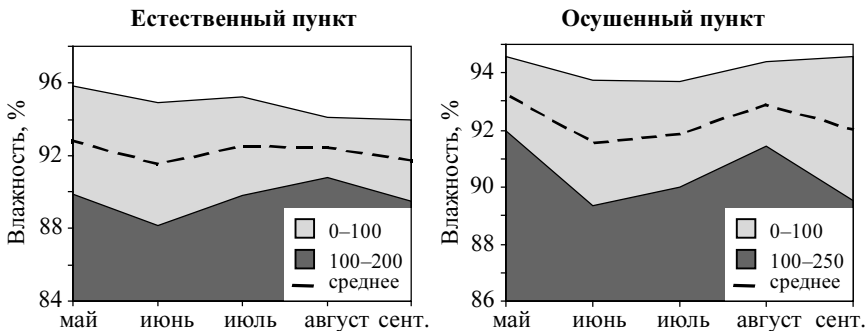


Рис. 4.20. Годовая динамика влажности торфа (участок лесомелиорации) верхового болота в междуречье рек Бакчар и Икса (2011 г.)

В сезонном ходе изменения средней влажности торфяной залежи большинства пунктов наблюдений можно заметить понижение влажности от весны к летним месяцам (июнь, июль) с последующим повышением осенью. Это повторяет годовой ход изменения положения уровня болотных вод относительно поверхности болота, который имеет общую закономерность: достаточно резкое повышение весной в период таяния снега, постепенное снижение после летнего максимума, летний мини-

мум, затем осеннее повышение, вызванное осадками, и зимнее падение уровня, продолжающееся до начала весеннего снеготаяния. Наблюдаются различия в сезонной динамике по глубине.

#### **4.4. Водный баланс малых заболоченных водосборов и оценка стока с болот**

Болота, занимая обширные территории в Западной Сибири, играют роль мощного регионального климатообразующего фактора и тем самым способствуют пространственному перераспределению теплоэнергетических ресурсов. Пространственная и временная динамика водных ресурсов территорий находится в непосредственной зависимости от многих воднобалансовых факторов – величины, интенсивности и распределения атмосферных осадков по территории, испарения и факторов подстилающей поверхности. Избыточное увлажнение, характерное для таежной зоны Западной Сибири, благоприятствует активному ее заболачиванию, и в результате процесс развития болот продолжается за счет захвата прилегающих территорий, что во многом определяет их водный режим и специфику геоэкологической обстановки в регионе. Изучение процессов поступления и расходования влаги в бассейнах рек позволит оценить современные процессы изменения климатических и гидрологических условий в Западной Сибири и определить влияние прогрессирующего заболачивания территории на изменения поверхностного и подземного стоков.

Исследования включали изучение элементов водного баланса, оценку стока с болот, изучение динамики водного режима болот и рек, условий формирования стока по данным 2010–2011 гг. и проводились в пределах малого заболоченного водосбора р. Ключ в северо-восточной части Васюганского болота. При оценке составляющих водного баланса определялась годовая сумма осадков, запас воды в снежном покрове, величины испарения и модуля стока для характерных видов верховых болотных ландшафтов (высокий рям, низкий рям и осоково-сфагновая топь), а также в целом для всего водосбора р. Ключ.

По результатам проведенных исследований отмечено, что различия в водном балансе биогеоценозов определяются структурой растительного покрова, которая определяет процесс накопления влаги в торфяной залежи болота. В более облесенном сосново-кустарничково-сфагновом болоте с высокой сосной наблюдается накопление атмосферных осадков, но в условиях интенсивного сброса вод за счет значительного по

мощности деятельного слоя существует минимальная аккумуляция влаги (табл. 4.2).

Таблица 4.2

**Соотношение элементов водного баланса участка верхового болота  
в бассейне р. Ключ 2010 гг.**

Пункт наблюдения	Атмосферные осадки *, мм	Запас воды в снежном покрове, мм	Среднегодовой модуль стока, л/сек км <sup>2</sup>	Испарение, мм	Изменение запасов влаги, мм
Высокий рям	584	188	0,22	348	-40
Низкий рям	584	163	0,14	479	24
Осоково-сфагновая топь	584	109	0,22	399	16

\* П р и м е ч а н и е : Используются данные по метеостанции у с. Бакчар.

Для менее облесенного низкого рьяма характерны меньшие запасы воды в снеге, но более высокое годовое испарение до 479 мм, относительно высокий модуль стока и уровень болотных вод –12 см относительно средней поверхности. Для открытого участка осоково-сфагновой топи характерно постоянно высокое положение уровней болотных вод в среднем –1 см выше средней поверхности, испарение в среднем 399 мм и аккумуляция влаги в торфяной залежи.

Для оценки расходной составляющей водного баланса за многолетний период был проведен расчет стока с верхового болота и сравнение со стоком реки-водоприемника. Расчет стока с болота производился методом склонового стекания (Иванов, 1957). Для расчетов использовались аэро- и космоснимки территории исследований, а также данные многолетних наблюдения за уровнем болотных вод.

Вопрос об условиях стока с болот и их гидрологической роли в природе имеет большое научное значение и до сих пор вызывает огромный интерес. Изучение болот в гидрологическом аспекте связано, прежде всего, с исследованием процесса движения влаги в болотах, процессов фазовых превращений воды, взаимодействия ее с торфяной залежью и растительностью, процессов водообмена болот с атмосферой, гидросферой и литосферой (Иванов, 1975). Для Западной Сибири характерно существование крупных болотных систем, которые в значительной степени оказывают влияние на температурный режим воздуха, характер увлажнения, сток рек. Болота в Западной Сибири зачастую занимают все междуречное пространство, а процесс заболачивания продолжается

за счет сброса вод на окраины болотного массива и подтопления прилегающих территории. При этом вопрос о динамике и закономерностях стока с болот, который оказывает значительное влияние на водный режим рек, практически не изучен.

Процесс формирования стока с болот представляет собой сложное взаимодействие факторов окружающей среды. К ним относятся физико-географические, определяющие условия подстилающей поверхности, и метеорологические факторы. Метеорологические факторы оказывают большое влияние на величину стока, определяя общий объем стока в период весеннего половодья и летне-осенней межени. В условиях образования стока с болот немаловажную роль играют динамика уровней болотных вод, температурные условия, влажность и водно-физические свойства торфяной залежи, которые следует относить к факторам подстилающей поверхности. Как известно, под стоком с болот подразумевается количество воды, стекающее в единицу времени с болотного массива. Сток с болот начинается только после подъема уровней воды к поверхности торфяной залежи, верхний слой которой обладает более высокими коэффициентами фильтрации (Иванов, 1975).

Согласно проведенным исследованиям, в период весеннего снеготаяния величина стока зависит от общего количества поступившей влаги, которое определяется запасом воды в снежном покрове и осадками периода снеготаяния, а также степенью увлажнения торфяной залежи в предшествующий осенний период. Запас воды в снежном покрове является интегральной характеристикой объема стока за весеннее половодье. Неравномерность распределения снежного покрова по территории верхового болота обуславливает неравномерное промерзание торфяной залежи в зимний период и весеннего увлажнения. Распределение снега по территории болота создает условия для удлинения периода снеготаяния, а соответственно и уменьшению максимальных расходов весеннего половодья. Как показали исследования, в целом наблюдается синхронность колебаний уровней на болоте, однако весной за счет более быстрого таяния снега на участке открытой топи отмечается относительно ранний подъем уровней (рис. 4.21). Анализ совместной динамики уровней болотных и речных вод в бассейне р. Ключ показал, что условия формирования стока определяются характером насыщения торфяной залежи, а подъем уровней на реке осуществляется только после насыщения деятельного горизонта болота. В условиях более медленно-го стаивания снега на облесенных участках болота, представленных со-

сново-кустарничково-сфагновыми болотными ландшафтами, это происходит также за счет насыщения толщи снега и мерзлой торфяной залежи талыми водами, которые поступили с отрытой осоково-сфагновой топи. Некоторая часть талых вод с вышерасположенных участков болотного массива сбрасываются поверхностным путем по мерзлой поверхности торфяной залежи.

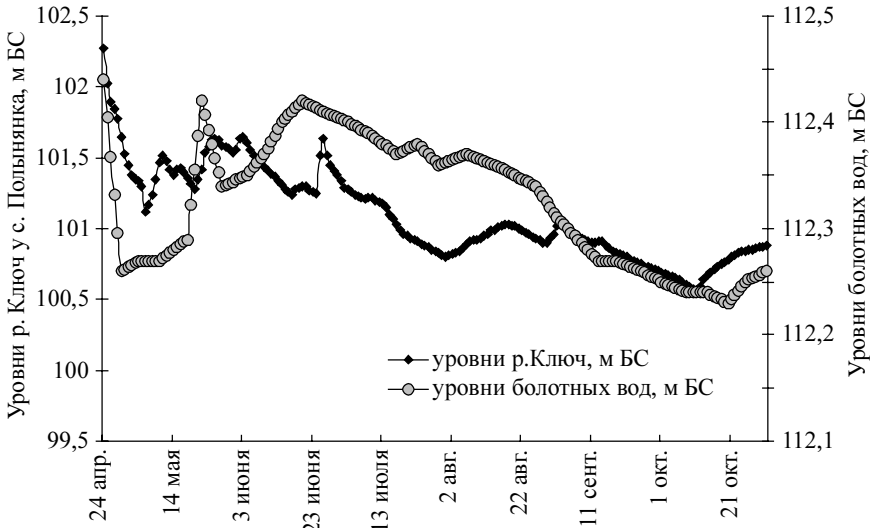


Рис. 4.21. Совмещенный график хода уровней болотных (сосново-кустарничково-сфагновый биогеоценоз) и речных вод в средний по водности год в бассейне р. Ключ (2007 г.)

По результатам расчетов получено, что в среднем за многолетний период модуль стока с верхового болота в бассейне р. Ключ составил  $1,81 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ . Анализ многолетней динамики показал, что в маловодные годы отмечается снижение стока с болот до  $0,70 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ . В многоводные годы величина стока с болота составляет  $2,91 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ . В годовой динамике отмечается весенний максимум, при котором, как правило, наблюдается наибольший сток за год, и летне-осенняя межень с незначительной величиной стока, которая в среднем составляет  $0,33 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ . В отдельные годы в этот период наблюдается увеличение стока при поступлении атмосферных осадков в отличие от зимней межени, в период которой зачастую наблюдается частичное или полное прекращение сто-

ка либо его величины ничтожно малы. В процентном отношении сток с болот составил от 15 до 69 % от суммарного речного стока (рис. 4.22).

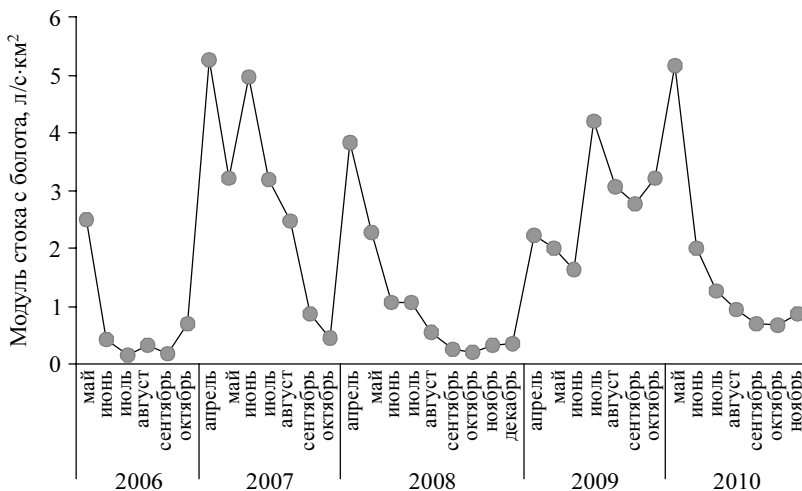


Рис. 4.22. Многолетняя динамика среднемесячных модулей стока с болота в бассейне р. Ключ (2006–2010 г.)

Таким образом, величина стока с болот в весенний период определяется условиями поступления влаги, характером распределения снежного покрова и промерзания торфяной залежи. В летне-осеннюю межень отмечено снижение месячных величин стока с болот до  $0,33 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2$ . В зимний период, как правило, наблюдается частичное или полное прекращение стока либо его величина ничтожно мала. В суммарном стоке р. Ключ доля стока с болот составляет до 69 %.

#### 4.5. Особенности гидрологического режима рек заболоченных территорий

Основными факторами стока рек являются количество и интенсивность осадков, запасы воды в снеге и интенсивность снеготаяния, от которых зависит объем и другие элементы весеннего половодья, а также степень водопроницаемости почв, или водопоглотительная способность, определяющая так называемую поверхностную емкость речного бассейна. Изучение особенностей гидрологического режима заболочен-

ных территорий проводилось на примере р. Ключ. Река Ключ является правым притоком р. Бакчар, образуется путем слияния двух болотных водотоков, собирающих сток с северной и восточной частей верхового болотного массива. Общая площадь водосбора по материалам дешифрирования космоснимков составила 75,7 км<sup>2</sup>. Длина безрусловых склонов по линиям стекания от истоков р. Ключ до водораздела достигает 2,5–6,0 км (Васюганское болото..., 2003). Общая заболоченность водосбора в пределах 76,6 %. Истоки реки располагаются на отрогах Васюганского болота.

Основной фазой водного режима реки Ключ является половодье, в период которого проходит 60–90 % годового стока, а также наблюдаются максимальные расходы и наибольшие уровни воды. Максимальные расходы воды, как правило, отмечаются в период весеннего половодья, редко – в периоды летне-осенних паводков. В период весеннего половодья сток р. Ключ формируется преимущественно за счет талых снеговых вод и поступления жидких атмосферных осадков. В летне-осенний сезон река питается преимущественно болотными водами, причем питание болотными водами значительно сокращается или полностью прекращается к середине летне-осеннего сезона. В отдельные многоводные годы сток на р. Ключ сохраняется в течение всего года, но в основном в зимний период отмечается прекращение стока реки. Минимальные расходы воды в реке в многоводные годы наблюдаются перед началом снеготаяния. Совместный анализ динамики уровней речных и болотных вод показал смещение дат наступления максимальных уровней речных вод на 4–6 дней после наблюдения их на болоте. Подъем уровней в реке, как правило, начинается через сутки после установления максимума на болоте. Интенсивность подъема уровней в реке превышает скорость подъема вод на болоте, в отдельные годы она изменяется от 3 см/сут в период весеннего половодья до 7 см/сут в период летних паводков. Интенсивность спада уровней речных вод в среднем за 2009 г. отмечена в пределах 1–2 см/сут.

Рассмотрим особенности гидрологического режима р. Ключ на примере 2010 г. Условия предшествующего летне-осеннего периода и осеннее увлажнение водосбора способствовали сохранению высоких отметок уровней на р. Ключ, а также отсутствию промерзания водотока в период зимней межени. В среднем за период зимней межени 2010 г. расход воды составил 0,060 м<sup>3</sup>/с. Минимальные уровни и расходы воды за период межени были отмечены перед началом периода снеготаяния и



весеннего половодья. В этот период отмечено снижение расхода воды р. Ключ до  $0,026 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Устойчивый переход температуры воздуха через  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  в весенний период 2010 г. был отмечен 12 апреля. С этого момента процесс формирования стока р. Ключ полностью определялся интенсивностью снеготаяния, которая по результатам наблюдений составила от  $4 \text{ см/сут}$  на открытых участках водосборного бассейна до  $8 \text{ см/сут}$  на залесенных. Подъем уровней речных вод отмечается 18 апреля. В этот период происходит ставание снега, находящегося на открытых участках бассейна и непосредственно в русле реки. Начало половодья приходится на 21 апреля. Формирование волны половодья происходило после подъема уровней на болоте, которое было отмечено 25 апреля. Интенсивность подъема уровней речных вод составила  $7 \text{ см/сут}$ . В итоге максимальный расход наблюдался 4 мая ( $4,80 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Следует отметить, что устойчивое повышение температуры воздуха в весенний период способствовали практически одновременному ставанию снега на всей территории водосбора и быстрому сбросу талых вод. В результате сформировался одномодалный гидрограф реки (рис. 4.23). Продолжительность половодья составила 47 дней. Интенсивность спада уровней в среднем составила  $2 \text{ см/сут}$ . Окончание половодья отмечается 6 июня, и на реке устанавливается летне-осенняя межень. К этому времени отмечается уже полное оттаивание торфяной залежи болот. Следует отметить, что до конца мая наблюдается устойчивый спад уровней речных вод и уменьшение расходов воды в реке при отсутствии атмосферных осадков и общем увеличении температуры воздуха и испарения, особенно доли испарения с болот и транспирации растительностью. В среднем за период половодья расход воды составил  $1,20 \text{ м}^3/\text{с}$ . Общий слой стока за период половодья составил 61 мм. В период межени отмечается дальнейшее снижение уровней и уменьшение расходов воды. Незначительный подъем уровней наблюдается в конце июня в результате поступления атмосферных осадков. В конце июля наблюдается снижение расходов воды в реке до  $0,13 \text{ м}^3/\text{с}$  и прекращение стока вод в русле реки. В этот период в пределах верхового болота произошло значительное понижение уровней болотных вод до 40 см ниже средней поверхности болота, а так как сток с болот происходит преимущественно в верхней 10–20-сантиметровой зоне торфяной залежи, которая характеризуется наибольшими коэффициентами фильтрации, то можно сказать, что в этот период сток с болот был минимален. Общий слой за период стока

составил 89 мм, среднегодовой расход воды –  $0,344 \text{ м}^3/\text{с}$ . В весенний период был отмечен значительный перепад уровней 2,31 м, который объясняется не только процессами снеготаяния и поступления атмосферных осадков в этот период, но также деятельностью бобров, создающей условия, препятствующие оттоку вод ниже по течению. Вторым моментом формирования весеннего половодья было отмечено, что при величине промерзания торфяной залежи болота до 38 см процесс ее оттаивания проходил медленно, оказал влияние на сброс талых вод на подъеме половодья, но не вызвал увеличения расходов воды водотока на спаде.

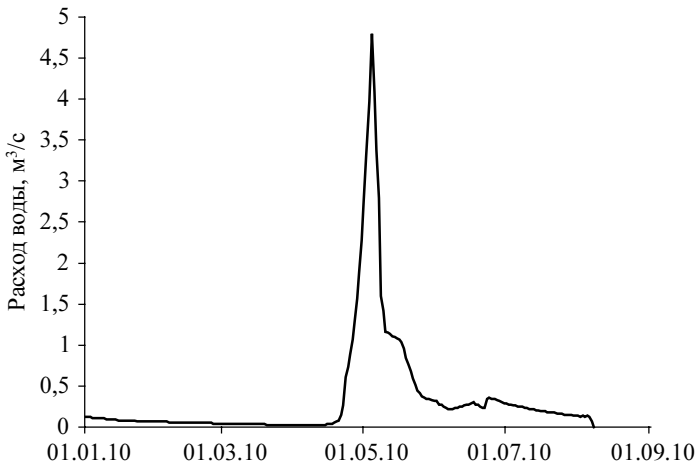


Рис. 4.23. Гидрограф стока р. Ключ у с. Польшанка в 2010 г.

По результатам оценки водного баланса водосбора р. Ключ отмечено, что около 104 мм слоя воды пошло на насыщение торфяной залежи болот и на величину испарения, которые определяют потери стока. Потери стока косвенно определяются по разности общего увлажнения и слоя стока. Основными причинами того, что не вся вода, поступающая на поверхность бассейна, стекает в реку, является задержание влаги в понижениях рельефа и ее расход на впитывание и насыщение верхних горизонтов почво-грунтов, смачивание растительного покрова при выпадении дождя, а также испарение (Иванов, 1975). Потери стока на насыщение верхних горизонтов почво-грунтов для заболоченных территорий определяется влагозапасами в торфяной залежи болот, которые,

в свою очередь, определяются влажностью торфа и положением уровней болотных вод. Согласно исследованиям, проведенным в 2009 г., понижение уровней болотных вод в период перед началом промерзания торфяной залежи составило до 20 см (низкий рям) ниже средней поверхности болота, тогда как на топяном участке было отмечено накопление влаги и уровень был на 15 см выше средней поверхности болота. При промерзании торфяной залежи произошла консервация влаги на топяных участках. В результате в весенний период часть талых вод, образовавшихся при таянии снега с максимальной высотой до 100 см, была потрачена на насыщение торфяной залежи в пределах высокого рьяма.

## Глава 5

### **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ**

Геохимические условия – совокупность факторов, характеризующих какой-либо объект: величина рН, соленость, содержание активных химических элементов, газов, характер обстановки (окислительная, восстановительная, нейтральная), концентрация химических элементов, газов и т.д.

Авторами на основе полевых, стационарных и литературных источников изучены геохимические условия болотных ландшафтов в пределах средней, южной и подтаежной подзон на территории Томской области. Основное внимание уделено химическому составу торфов и гидрохимическим условиям болот.

#### **5.1. Химический состав торфов**

Исследование содержания химических веществ проводилось на ключевых участках. Содержание в торфе минеральных веществ колеблется в широких пределах. В зависимости от степени минерализации питающих вод определяется и амплитуда зольности отложившегося в этих условиях торфа. Сильно минерализованный торф образуется обычно в результате вторичного зазольнения. Высокозольные залежи в основном представлены торфом низинного типа и образуются в условиях обильного поступления на месторождение минеральных веществ с подземными водами, обогащенными солями кальция, железа, фосфора или серы (Лиштван, Король, 1975).

В низинных торфах зольность изменяется от 4,3 % (травяное низинное болото) до 13,1 % (травяно-ивовое низинное болото), при этом максимальная средняя зольность отмечается для древесного вида (9,8 %). Далее по убыванию следуют древесно-осоковый (9,4 %) – осоково-гипновый (7,9 %) – осоковый виды торфа (6,9 %). Исследуемые верховые торфы характеризуются низкой зольностью от 0,4 % (кустарничко-

во-травяное верховое болото) до 10,6 % (сосново-сфагновое верховое болото). В среднем зольность торфов равна 2,9 %, что соответствует типовой принадлежности. Наибольшим средним значением характеризуется сфагново-мочажинный торф (4,6 %), а наименьшим – пушицево-сфагновый (1,5 %). Комплексный и фускум торфы имеют промежуточные значения (3,3 и 2,0 % соответственно).

В исследуемых торфах также проводилось изучение следующих химических элементов: Ca, Sc, Cr, Fe, Co, Br, Sr, Cs, Ba, Hf, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu, Th, U. Различают два типа биогеохимических ситуаций торфообразования. Первый отвечает условиям, в которых формируются верховые болота и в которых основными растениями-торфообразователями являются сфагновые мхи. Второй – эвтрофными биогеохимическими условиями, когда в результате торфообразовательного процесса образуются низинные болота. Происходящие в верховых болотах биогеохимические циклы массообмена определяются атмосферной миграцией потоков химических элементов. По этой причине М.А. Глазовская (1988) верховые торфяники именует элювиальными, геохимическими автономными ландшафтами и содержание элементов в них подчинено в большей степени климатическим факторам. Результаты исследований элементного состава торфов приведены в табл. 5.1.

Таблица 5.1

**Содержание химических элементов в верховых торфах, мг/кг с.в.**

Химические элементы	$M \pm md$	Коэффициент вариации, %
Ca	2618 $\pm$ 300	85
Sc	0,57 $\pm$ 0,03	40
Cr	1,55 $\pm$ 0,18	83
Fe	2300 $\pm$ 400	138
Co	1,02 $\pm$ 0,17	134
Br	9,00 $\pm$ 0,83	77
Sr	60,00 $\pm$ 6,00	78
Cs	0,16 $\pm$ 0,02	83
Ba	75,00 $\pm$ 5,00	54
Hf	0,13 $\pm$ 0,007	44
La	0,64 $\pm$ 0,05	58
Ce	2,79 $\pm$ 0,18	52
Sm	0,15 $\pm$ 0,02	108
Eu	0,07 $\pm$ 0,005	53
Yb	0,030 $\pm$ 0,001	45
Lu	0,001 $\pm$ 0,00	80
Th	0,30 $\pm$ 0,17	48
U	0,07 $\pm$ 0,01	108

Примечание:  $M$  – среднее арифметическое значение,  $\pm md$  – ошибка среднего.

Результаты изучения элементного состава торфов разного ботанического состава показали, что распределение химических элементов зависит от вида торфа (рис. 5.1, 5.2). Так, например среднее содержание Ca в пушицево-сфагновом, комплексном и фускум торфах практически одинаково (2300–2400 мг/кг), несколько выше – в сфагново-мочажинном торфе (3400 мг/кг).

Пушицево-сфагновый, комплексный и фускум-торфы характеризуются близкими средними значениями Sc (0,54–0,76 мг/кг), Cr (1,57–1,83 мг/кг), Hf (0,11–0,12 мг/кг), La (0,47–0,65 мг/кг). Несколько выше содержание Hf и La (0,17 и 0,94 мг/кг соответственно) отмечается в

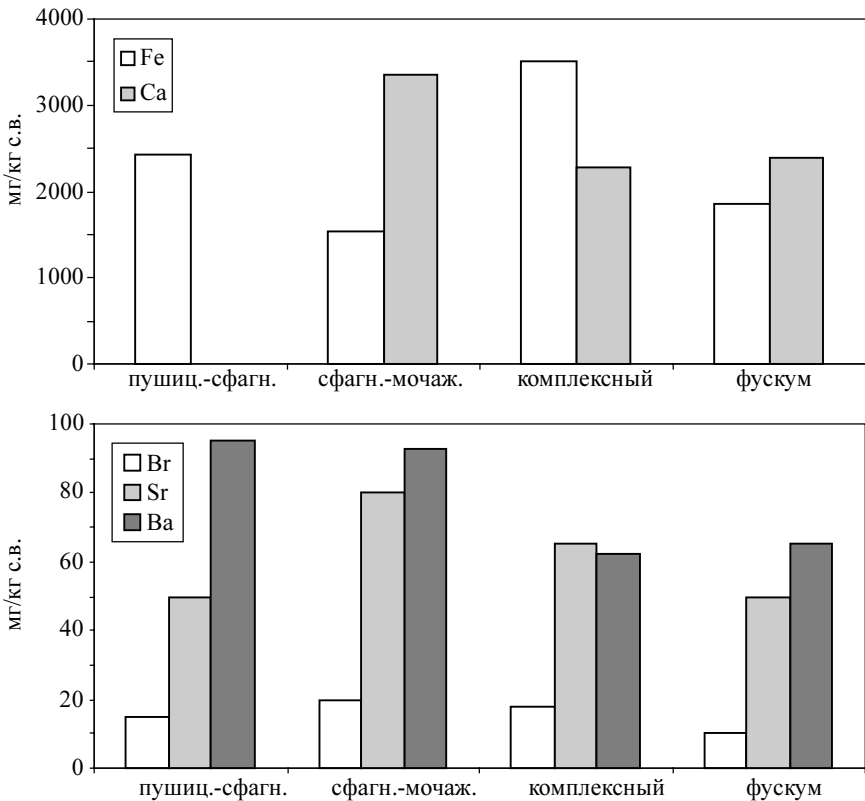


Рис. 5.1. Содержание химических элементов в торфах верхового типа разного ботанического состава

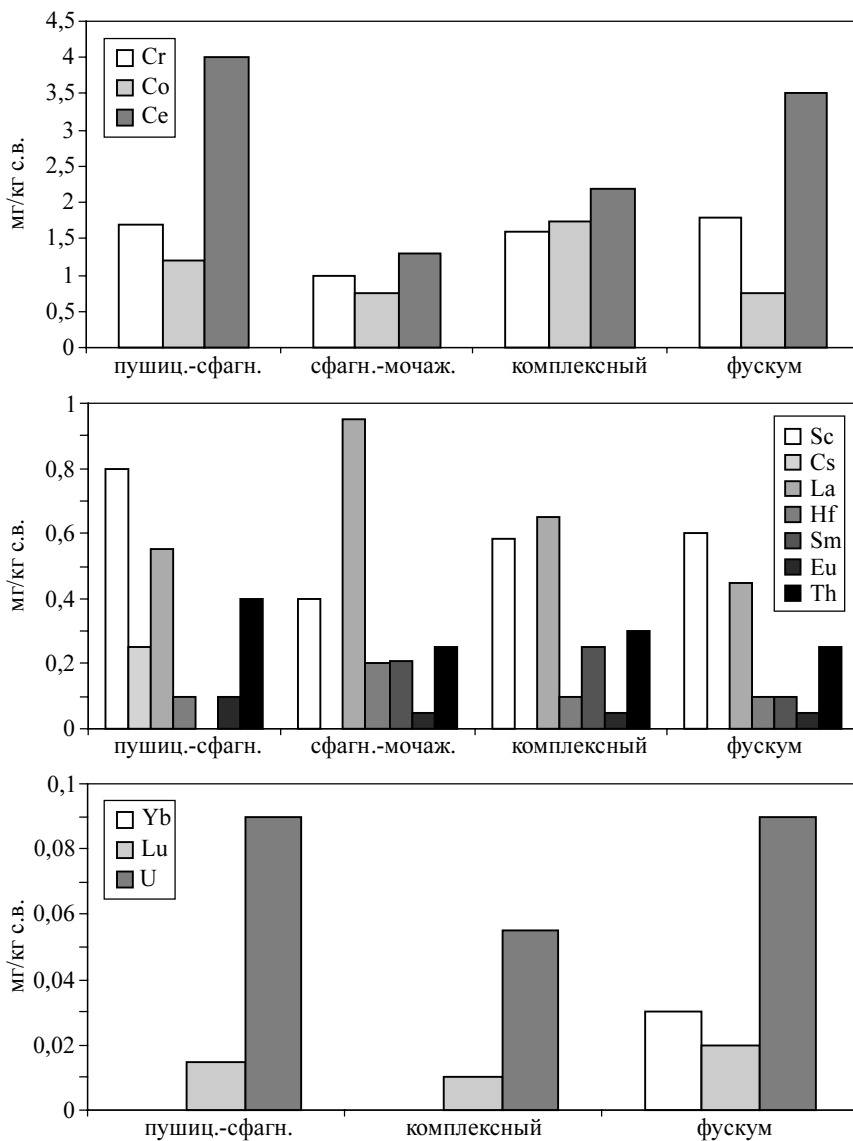


Рис. 5.2. Содержание химических элементов в торфах верхового типа разного ботанического состава. *Примечание:* исследования по изучению Yb, Lu, U в сфагново-мочажинном торфе не проводились

сфагново-мочажинном торфе. Практически одинаково среднее содержание Eu (0,06–0,07 мг/кг) во всех исследуемых видах торфов, за исключением пушицево-сфагнового, в котором содержание Eu в среднем составляет 0,11 мг/кг. Среднее содержание Br в пушицево-сфагновом и комплексном торфах практически не отличается (9,00 и 9,64 мг/кг соответственно); самое высокое его содержание обнаружено в сфагново-мочажинном торфе (13,30 мг/кг), а самое низкое – в фускуме (4,42 мг/кг). Пушицево-сфагновый и фускум торфы характеризуются близкими значениями по содержанию Sr (48,0 и 46,10 мг/кг соответственно).

По результатам исследований на кустарничково-гравяном верховом болоте наблюдается наибольшее накопление Ba (131 мг/кг), Ce (6 мг/кг), Sc (1,6 мг/кг) и Th (1,2 мг/кг), а также отмечено наименьшее содержание Sr (12,5 мг/кг) и Eu (0,03 мг/кг). На сосново-кустарничково-сфагновом комплексном болоте отмечается максимальное содержание Co (2,98 мг/кг), Sm (0,69 мг/кг), и минимальное содержание Ba (38 мг/кг). На сосново-кустарничково-сфагновом верховом болоте в фускум-торфе содержится наименьшее количество Br (3,5 мг/кг), Co (0,1 мг/кг), La (0,07 мг/кг), Sm (0,001 мг/кг) и наибольшее Cr (3,4 мг/кг).

Состав торфяных почв формируется под воздействием факторов торфообразования, биогеохимических процессов. Низинные торфяники выполняют роль аккумулятивных геохимически подчиненных ландшафтов (Глазовская, 1988). Среднее содержание химических элементов в торфах низинного типа представлено в табл. 5.2.

Распределение химических элементов в торфах разного ботанического состава низинного типа имеет более равномерный характер по сравнению с верховыми (рис. 5.3, 5.4). Все исследуемые торфы характеризуются равномерным распределением содержания Sc, Fe, Br, Sr, Ba, La, Eu. Вместе с тем среднее содержание Ca, Cr, Co, V, Hf, Ce, Sm, Th изменяется в зависимости от вида торфа. Следует отметить, что некоторые элементы не содержатся в том или ином виде торфа. Так, например, Yb, Lu, U не обнаружены в осоковом торфе; в древесно-осоковом – U; в осоково-гипновом – Yb и Lu.

Следует отметить, что подавляющее большинство исследуемых химических элементов накапливаются в древесном торфе. Древесно-осоковый торф отличается самым высоким содержанием Sr, Ba, Ce, Sm и U; но меньшим – Ca, Sc, Cr, Fe, Co, La, Eu, Th по сравнению с древесным торфом. Вместе с тем необходимо отметить, что древесно-осоковый торф характеризуется самым низким содержанием Br и Hf по срав-



нению с остальными рассматриваемыми торфами. Осоковый торф, как и древесный, содержит в высоких концентрациях Fe и несколько ниже концентрация Ba. Осоково-гипновый торф содержит больше, чем другие торфы Co, Br и Hf; несколько ниже Ca, Sc, Cr, Sr, Sm и Th по сравнению с вышерассмотренными торфами.

Таблица 5.2

## Содержание химических элементов в низинных торфах, мг/кг с.в.

Химические элементы	$M \pm md$	Коэффициент вариации, %
Ca	15300±1200	65
Sc	0,99±0,09	75
Cr	4,40±0,52	92
Fe	22400±600	25
Co	4,64±0,21	40
Br	34,00±1,30	34
Sr	250,00±14,00	47
Cs	0,17±0,05	181
Ba	121,00±11,00	75
Hf	0,17±0,02	102
La	1,52±0,11	61
Ce	3,29±0,32	85
Sm	0,42±0,03	70
Eu	0,10±0,01	82
Yb	0,06±0,02	217
Lu	0,01±0,002	173
Th	0,49±0,04	65
U	1,10±0,20	140

Примечание:  $M$  – среднее арифметическое значение,  $\pm md$  – ошибка среднего.

Таким образом, низинные торфы по способности накапливать химические элементы можно построить в следующий ряд: древесный – древесно-осоковый – осоково-гипновый – осоковый. По результатам исследований на травяно-ивовом низинном болоте (точка на Обском болоте под ЛЭП) в древесном торфе обнаружилось наибольшее содержание Ca (22340 мг/кг), Fe (25430 мг/кг), Cr (6,8 мг/кг), La (2,7 мг/кг), Sc (2,1 мг/кг), Hf (0,48 мг/кг), Eu (0,23 мг/кг) и Th (0,89 мг/кг). На березово-травяном низинном осушенном болоте отмечается максимальная концентрация Ba (186 мг/кг) и Sm (0,78 мг/кг).

Тогда как на разнотравно-злаковом низинном осушенном болоте отмечается минимальная концентрация Fe (4168 мг/кг), Br (27,4 мг/кг) и Eu (0,018 мг/кг). На травяном низинном болоте в осоковом торфе содержится наименьшее количество Ca (12610 мг/кг), Sr (63 мг/кг), Cr (1,09 мг/кг), Co (0,28 мг/кг), Sc (0,12 мг/кг), Sm (0,141 мг/кг) и Th (0,07 мг/кг). Кустарничково-травяно-гипновое низинное болото характеризуется наибольшим содержанием Br (63 мг/кг); травяное низинное болото – наименьшим Ba (6,8 мг/кг).

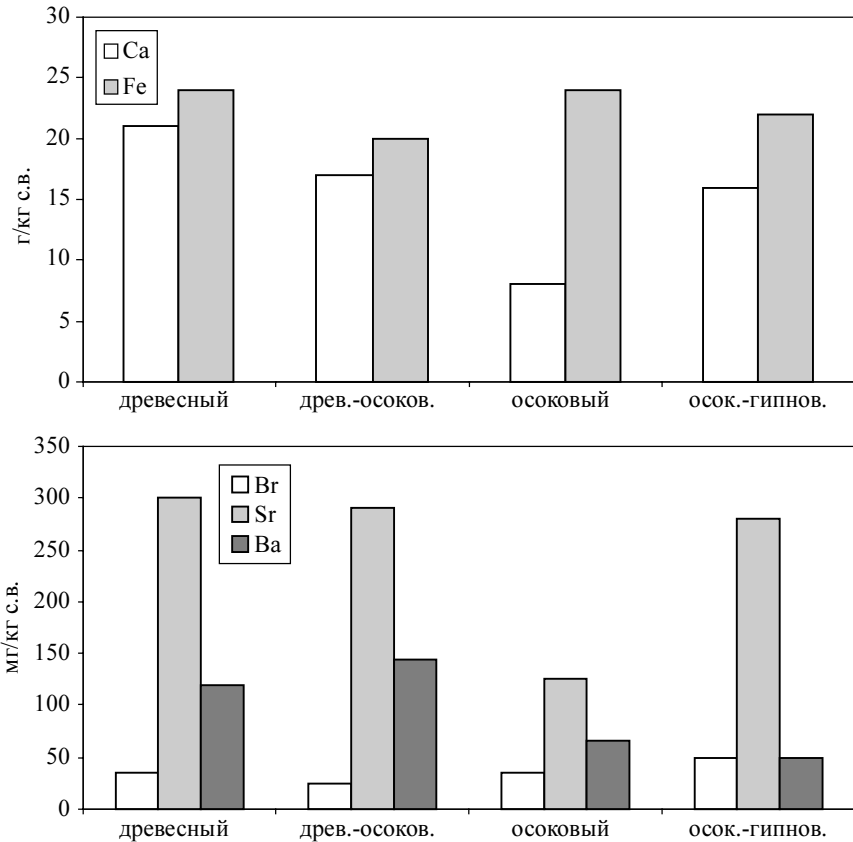


Рис. 5.3. Содержание химических элементов в торфах низинного типа разного ботанического состава

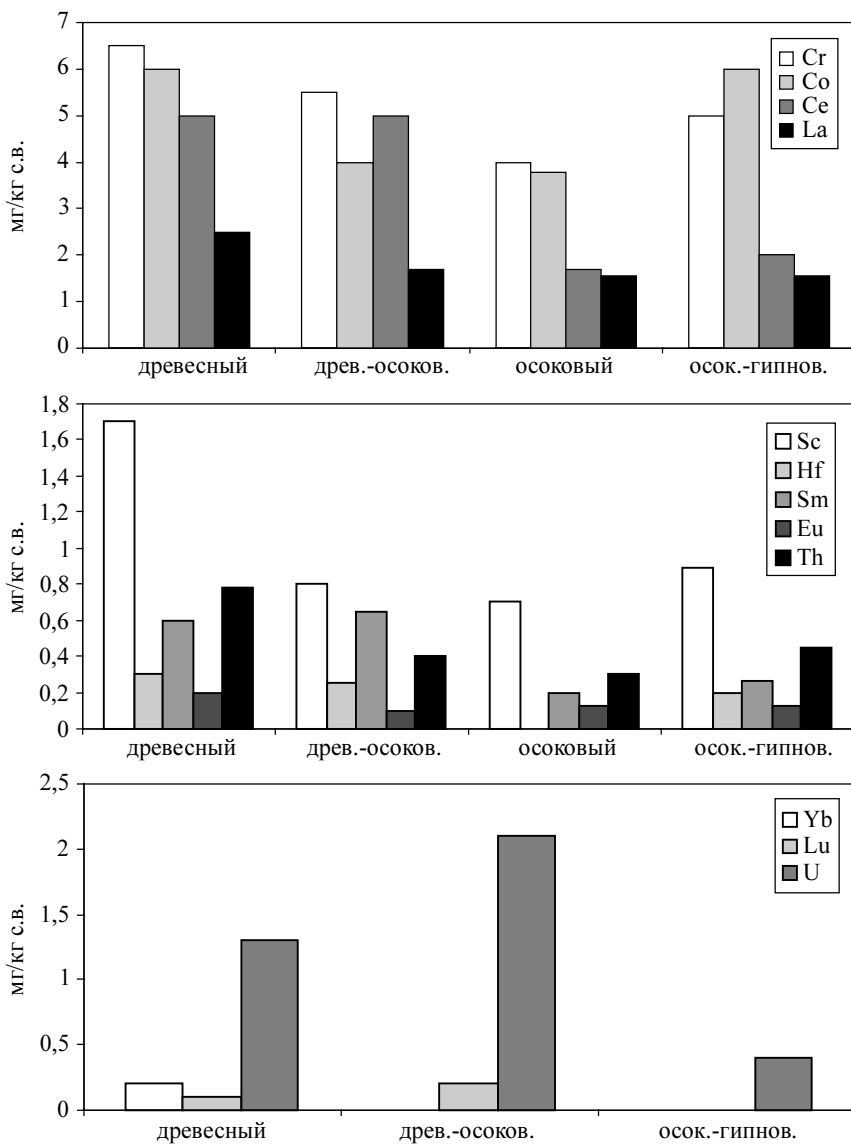


Рис. 5.4. Содержание химических элементов в торфах низинного типа разного ботанического состава. *Примечание:* исследования по изучению Yb, Lu, U в осоковом торфе не проводились

## 5.2. Региональная характеристика химического состава вод болотных ландшафтов Томской области

Площадь болот и заболоченных лесов на территории Томской области по разным оценкам составляет 45–50 % (Елисеева, Львов, 1966; Инишева и др., 1995). Образование и развитие болот сопровождается формированием особого типа природных вод, богатых органическими веществами, – болотных вод. Химический состав болотных вод имеет региональные особенности в содержании элементов, зависит от типа и свойств торфяной залежи, климатических и гидрогеологических условий территории. Болотные воды лесной зоны Западно-Сибирской равнины маломинерализованные, практически не содержат растворённого кислорода, отличаются большими концентрациями углекислого газа и метана. Большинство исследователей (Иванов, 1953; Назаров и др., 1977 и др.) болотные воды отнесены к грунтовым водам или верховодке. Однако гидрохимические классификации В.А. Сулина (1948) и М.Г. Валяшко (1955), разработанные для подземных вод, не отражают качественные и количественные изменения в химическом составе маломинерализованных вод. В данной работе при исследовании химического состава болотных вод Томской области использована классификация природных вод О.А. Алёкина (1946), наиболее полно отражающая химический состав поверхностных маломинерализованных вод суши. Однако в этой классификации не выделен отдельный класс вод с преобладанием органического вещества, так как органическое вещество природных вод обладает весьма сложным составом (Алёкин, 1970; Никаноров, 2001). Поэтому особенно актуальным становится вопрос изучения состава органического и минерального вещества болотных вод.

Химический состав болотных вод Томской области в разные периоды изучался П.А. Удодовым, Н.М. Рассказовым, А.В. Матусевич, С.Л. Шварцевым, М.А. Сдвижковым, Л.И. Инишевой, О.Г. Савичевым, Т.Т. Ефремовой, С.П. Ефремовым, Н.В. Мелентьевой и многими др. Так, в середине 60-х гг. XX в. под руководством профессора П.А. Удодова были проведены одни из первых научных работ по изучению геохимических условий Васюганского торфяного массива. Было отмечено, что для познаний геохимии торфяных районов особое значение имеет изучение химических элементов в водах болот в виде металлоорганических соединений.

Данные о химическом составе болотных вод Томской области были получены геологопоисковыми экспедициями при изучении и разведке торфяных месторождений в 70–80-е гг. XX в. Разведка торфяных месторождений включала проведение топографических, гидрогеологических, лесотаксационных работ, изучение гидрологического режима водоприёмников, стратиграфию торфяной залежи, отбор проб воды и торфа. В ходе аналитических исследований болотных вод определялись: pH, сухой остаток, перманганатная окисляемость, содержание  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{SiO}_2$ .

Комплексные исследования вод Васюганского болотного массива были выполнены М.А. Здвижковым, С.Л. Шварцевым, Н.М. Рассказовым (Шварцев и др., 2002). Болотные воды исследуемого региона характеризуются как кислые или слабокислые, реже околонейтральные, по величине общей минерализации ультра- и умеренно пресные, отличаются повышенным содержанием органических веществ, в том числе органических микропримесей. Обращает на себя внимание низкое содержание иона  $\text{HCO}_3^-$ . Среди катионов доминирует кальций и магний, а не натрий. Содержание органических микропримесей в болотных водах контролируется количеством водорастворённого органического вещества. Особенность состава органических микропримесей заключается в том, что среди них резко доминируют парафины  $\text{C}_{21}$ – $\text{C}_{34}$  и стеринны, содержания которых составляют десятки мкг/л. Органическое вещество болотных вод представлено фенолами, карбоновыми кислотами, этиловыми эфирами, фталатами, нафтенами и многими другими соединениями (Шварцев и др., 2002) (табл. 5.3). Состав большей части органических примесей говорит о естественном их происхождении.

О.Г. Савичев в (Савичев, 2010) характеризует болотные воды Томской области в естественном состоянии как слабокислые (верховые и переходные болота, реже низинные) или нейтральные (низинные болота), пресные с малой и средней минерализацией (до 200 и 200–500 мг/л соответственно). Содержание органических веществ в болотных водах составляет около 25–50 мгС/дм<sup>3</sup>. Значительная их часть представлена фульвокислотами (ФК), концентрации которых в водах верховых болот в среднем равны 76,38 мг/дм<sup>3</sup>, а в низинных – 44,44 мг/дм<sup>3</sup> (Савичев, 2009). Отмечено, что в районах добычи нефти и газа при сбросе сточных вод в болота или аварийных разливах нефти и минерализованных вод, используемых для поддержания пластового давления, происходит трансформация химического состава болотных вод по типу, характерному не для верховых, а для низинных болот.

Таблица 5.3

**Содержание органических микропримесей в болотных водах юго-восточной части Васюганского болота  
(Шварцев и др., 2002)**

Объект	Фталаты, мкг/л	Нафты, мкг/л	Парафины C <sup>10</sup> -C <sup>20</sup> , мкг/л	Фенол, мкг/л	Стерины, мкг/л	Парафины C <sup>21</sup> -C <sup>34</sup> , мкг/л	Изопарафины, мкг/л	Монотерпены, мкг/л	Ароматические углеводороды, мкг/л	Полиены, мкг/л	Карбоновые кислоты, мкг/л	Фитол, мкг/л	Ненасыщенные карбоновые кислоты, мкг/л	Алкоксоединения, мкг/л	Нефтепродукты, мкг/л
Болотные воды, водораздел рек Шегарка и Икса (район д. Вознесенка)	0,027	3,656	0,200	-	2,645	1,496	0,022	-	0,547	0,540	1,409	-	0,058	0,151	0,218± 0,103
Болотные воды, верховое болото, водораздел рек Парбиг и Кёнга	0,148	29,840	0,445	-	35,802	65,570	-	0,233	0,306	3,095	7,235	-	10,577	-	0,050± 0,034
Болотные воды, склон водораздела рек Парбиг и Кёнга	0,070	14,658	-	0,034	10,641	34,830	-	-	1,204	1,967	2,019	1,507	0,114	-	0,013± 0,009

Однако большинство исследований химического состава болотных вод Томской области охватывают районы распространения отрогов Васюганского болота, тогда как заболоченные территории правобережья реки Обь, Колпашевского, Верхнекетского, Зырянского, Асиновского, Тегульдестского районов остаются не изученными.

В ходе экспедиционных работ в летний период 2011 г. были отобраны пробы воды с глубины 30–50 см в специально подготовленную стеклянную и пластмассовую посуду. Предварительно в торфяной залежи болот при помощи бура создавали скважину глубиной 1 м (рис. 5.6). Сразу после отбора проб определяли pH, температуру воды и быстроменяющиеся компоненты (концентрацию  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$ ). Анализ макрокомпонентного состава болотных вод выполнялся по общепринятым методикам. Суммарное содержание минеральных веществ определялось величиной плотного остатка. Концентрация тяжёлых металлов определялась методом инверсионной вольтамперометрии на анализаторе типа ТА.

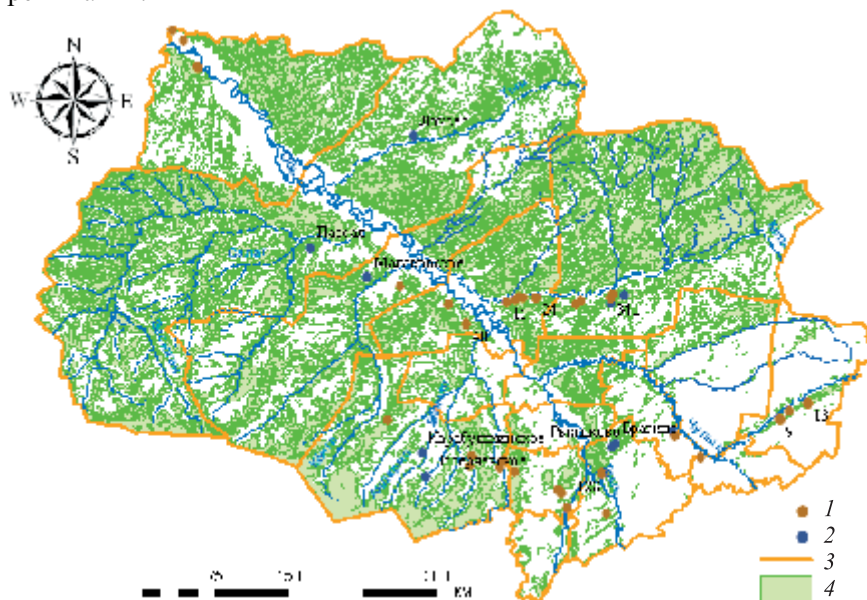


Рис. 5.6. Точки отбора проб болотных вод на территории Томской области: 1 – точки отбора проб болотных вод в ходе экспедиции 2011 г.; 2 – точки отбора проб болотных вод в рамках геологопоисковых и разведочных работ; 3 – границы районов Томской области; 4 – болота и заболоченные леса

Своеобразную природную и геоморфологическую область правобережья реки Обь представляет Кеть-Тымский район. Плоские водоразделы и дно речных долин заболочены на 50 % (Зонин, 1972; Лисс и др., 1978). Химический состав болотных вод в этом районе рассматривается нами на примере следующих болот:

1. Сосново-кустарничково-сфагновое грядово-мочажинно-озерковое болото (точка 34 а) расположено на второй левобережной надпойменной террасе реки Кеть (рис. 5.6). Согласно классификации О.А. Алёкина воды болота пресные сульфатного класса кальциевой группы четвёртого типа кислые. Значение водородного показателя болотных вод тесно связано с процессами распада органического вещества. Гумусовые кислоты являются источником ионов водорода. Большое содержание органических веществ (ХПК 91,5 мгО/л) и гумусовых кислот определяет низкие значения водородного показателя и отсутствие гидрокарбонат иона в водах болота. Концентрация  $\text{CO}_2$  составляет 25,4 мг/л. Содержание минеральных веществ в болотных водах сопоставимо с содержанием в атмосферных осадках (9,2 мг/л). Объяснить это можно атмосферным питанием болота, а также бедностью подстилающих пород. В водах болота наблюдаются большие концентрации ионов аммония (2,32 мг/л) и железа (1,01 мг/л). Содержание свинца составляет 0,003 мг/л, меди – 0,001 мг/л, цинка – 0,011 мг/л. Воды сосново-кустарничково-сфагнового грядово-мочажинно-озеркового болота по химическому составу являются типичными для верховых болотных массивов.

2. Сосново-травяно-моховое переходное болото (точка 24, рис. 5.6) расположено в пойме реки Кеть. Питание болота смешанное: грунтовыми водами и атмосферными осадками. По химическому составу (классификация О.А. Алёкина) воды болота пресные гидрокарбонатного класса кальциевой группы третьего типа кислые. Плотный остаток болотных вод (16,7 мг/л) говорит о том, что питание грунтовыми водами проявляется периодически. В анионном составе вторым по содержанию после гидрокарбонат-иона является сульфат-ион. В катионном составе доминируют ионы кальция.  $\text{NH}_4^+$  присутствует в концентрациях (3,46 мг/л) больших, чем в водах верхового болота на второй левобережной надпойменной террасе реки Кеть. Содержание железа составляет 2,27 мг/л. Процессы разложения и трансформации органического вещества определяют высокое содержание углекислого газа – 32,9 мг/л.

3. Травяное низинное болото расположено на левобережной пойме реки Кеть (точка 11, рис. 5.6). В питании болота участвуют грунтовые, атмосферные и поверхностно-сточные воды. В соответствии с класси-



фикацией О.А. Алёкина воды болота пресные гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа  $C_{I}^{Ca,Mg}$  слабокислые. Общее содержание химических элементов в болотных водах – 55,2 мг/л. Отличительной особенностью вод низинного болота является высокая концентрация железа общего (12,3 мг/л). Однако ионы аммония определены в концентрациях (1,73 мг/л) меньших, чем в водах сосново-кустарничково-сфагнового грядово-мочажинно-озеркового болота (точка 34а).

4. Болото Локсес расположено на первой и второй правобережных надпойменных террасах реки Тым в подзоне средней тайги. В растительном покрове доминируют представители олиготрофных видов (Геологический отчёт..., 1992а). По химическому составу воды внутриболотного ручья 1 пресные (сумма ионов 71 мг/л) гидрокарбонатного класса натриевой группы первого типа  $C_{I}^{Na}$  слабокислые (рН 5,8), а ручья 2 гидрокарбонатного класса кальциевой группы второго типа  $C_{II}^{Ca}$  с более высокими значениями водородного показателя (рН 6,3) и содержанием минеральных соединений (сумма ионов 117 мг/л). Воды болотных ручьёв обогащены органическими веществами (перманганатная окисляемость 56 мгО/л), железом и ионами аммония (3,6 мг/л).

Чулымская наклонная аккумулятивно-денудационная равнина отличается значительным долинно-балочным расчленением и низкой заболоченностью (менее 10–20 %) (Зонин, 1972; Лисс и др., 1978). В пределах рассматриваемого района гидрохимические исследования проводились на болотах переходного типа.

5. Древесно-осоково-моховое переходное болото (точка 13, рис. 5.6) расположено на второй надпойменной террасе р. Чулым в Тегульдетском районе Томской области. Питание болота смешанное: грунтовыми водами и атмосферными осадками. В древесном ярусе присутствуют сухие берёзы и сосны. Согласно классификации О.А. Алёкина, воды болота пресные гидрокарбонатного класса магниевой группы третьего типа  $C_{III}^{Mg}$  кислые (рН 4,59). Содержание органических веществ (рис. 5.7) превышает содержание минеральных соединений (21,5 мг/л). Концентрация  $K^{+}$  (1,7 мг/л) превышает  $Na^{+}$  (0,4 мг/л). Ионы аммония и железа определены в концентрациях 2,15 мг/л и 1,25 мг/л соответственно. В анионном составе вторым по содержанию после гидрокарбонат-иона является сульфат-ион. Отличительной особенностью вод переходного болота является очень высокое содержание растворённого углекислого газа. Свинец определён в болотных водах в небольшом количестве 0,005 мг/л, концентрация меди составляет 0,0008 мг/л, цинка – 0,017 мг/л.

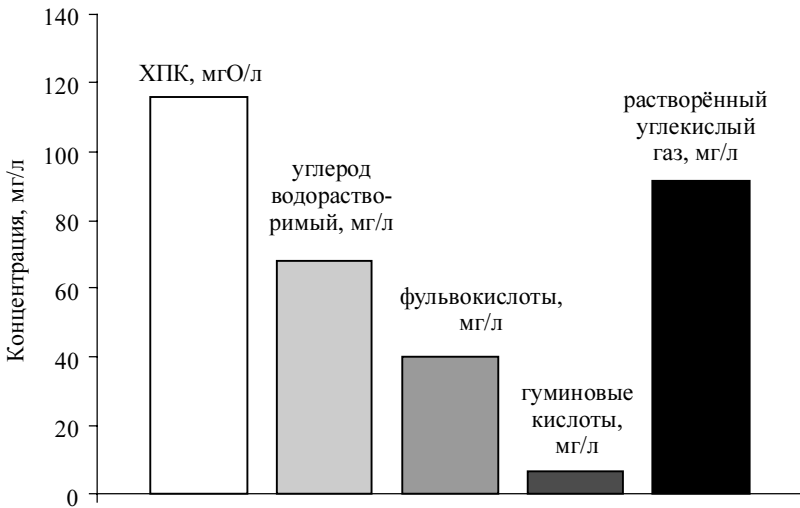


Рис. 5.7. Содержание органических веществ и растворённого углекислого газа в водах древесно-осоково-мохового переходного болота (точка 13)

6. Сосново-осоково-моховое переходное болото (точка 9) расположено на Кия-Чулымской водораздельной равнине в Тегульдетском районе. Торфяная залежь переходного болота образована следующими видами торфов: сфагновым, древесно-осоковым, осоково-сфагновым с разной степенью разложения (от 10 до 50 %). Древесная растительность представлена сосной в угнетённом состоянии. Воды болота пресные сульфатного класса кальциевой группы четвёртого типа кислые (рН 3,75). В водах переходного болота наблюдаются высокие концентрации ионов аммония (4,28 мг/л) и растворённого углекислого газа (52,4 мг/л). В составе гумусовых кислот преобладают фульвокислоты (58,3 мг/л), отношение ФК/ГК равно 12. Железо присутствует в концентрациях 1,65 мг/л, характерных для верховых болот. Содержание  $K^+$  (2,1 мг/л) превышает  $Na^+$  (0,6 мг/л). Плотный остаток болотных вод – 23 мг/л.

На левобережье реки Обь в пределах Васюганской наклонной равнины распространены широкие плоскodonные речные долины с заболоченными поймами и террасами. Заболоченность водоразделов достигает 80 % и более (Зонин, 1972; Лисс и др., 1978). Болота разнообразны по химическому составу вод, отличаются сложной ландшафтной структурой и образованием крупных болотных массивов.

7. Сосново-кустарничково-сфагновое болото, расположенное на междуречье рек Бакчар и Икса, является частью северо-восточных отрогов Васюганского болота. Воды болота пресные, хлоридного класса кальциевой группы, кислые (рН 3,63). Плотный остаток болотных вод – 12,1 мг/л. Содержание минеральных веществ в водах верхового болота определяется действием совокупности факторов: интенсивностью разложения органического вещества, поглощением макро- и микрокомпонентов болотных вод болотной растительностью, химическим составом атмосферных осадков и др. Содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$  (4,8 мг/л) в водах верхового болота превышает содержание ионов  $\text{Mg}^{2+}$  (1,09 мг/л). Концентрация калия и натрия незначительна – 1,2 и 1,1 мг/л. Калий является одним из основных элементов питания растений. Высокое потребление  $\text{K}^+$  живыми организмами оказывает влияние на содержание этого химического элемента в водах верхового болота. Восстановительные условия болотных вод определяют высокие концентрации ионов аммония (6,4 мг/л). Среднее содержание  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  составляет 1,9 мг/л. Присутствие гуминовых веществ в болотных водах определяет повышенную миграционную способность железа, отмечается зависимость между содержанием  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  и концентрацией фульвокислот. В анионном составе болотных вод преобладает хлорид-ион, концентрация которого 4,15 мг/л. Гидрокарбонат-ион практически отсутствует в водах верхового болота. Низкие значения водородного показателя болотных вод характеризуют соотношение форм карбонатного равновесия. Отличительной особенностью вод верхового болота является высокое содержание органических веществ, которое превышает содержание минеральных соединений. Суммарное содержание органических веществ определялось концентрацией углерода водорастворимого и бихроматной окисляемостью болотных вод. Среднее содержание углерода водорастворимого составляет 62,2 мг/л. Бихроматная окисляемость вод верхового болота – 117,7 мгО/л. Концентрация гуминовых кислот – 6,74 мг/л, а фульвокислот – 60,48 мг/л. Нефтепродукты в водах верхового болота определены в концентрациях от 0,006 до 0,011 мг/л и возможно имеют естественное происхождение. Содержание фенолов составляет 0,0078 мг/л. Средняя концентрация меди – 0,0036 мг/л, цинка – 0,028 мг/л, свинца – 0,0006 мг/л, кадмия – менее 0,0002 мг/л.

8. Малаковское болото расположено на первой и второй левобережных надпойменных террасах реки Парабель. В центральной части болота протекает река Тисат. Образование олиготрофного болотного масси-

ва шло путём суходольного заболачивания луга. Первоначально очаги заболачивания зародились в западинах и обширных котловинах в поверхности террас в голоцене. Единый разнотипный болотный массив сформировался при слиянии разобщенных болот. Растительность представлена верховым грядово-мочажинным, грядово-озерково-мочажинным, переходным сосново-берёзовым, переходным древесно-осоковым и лесным комплексным фитоценозами.

Воды болота Малаковское имеют следующие органолептические характеристики: без запаха, встречаются с гнилостным запахом, желтого цвета, прозрачная и опалесцирующая, при стоянии выпадает бурый хлопьевидный осадок (Геологический отчёт..., 1992б). В табл. 5.4 представлен химический состав вод болота Малаковское и рек Нельмач и Урья, ограничивающих болото с северо-востока и юго-запада.

Таблица 5.4

**Основные показатели химического состава вод болота Малаковское и рек Нельмач и Урья (Геологический отчёт..., 1992б)**

Объект	Дата отбора пробы	pH	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	Na <sup>+</sup> , мг/л	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мг/л	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Сухой остаток, мг/л	Окисляемость перманганатная, мгО/л
Болотная вода, 0–2,9 м торф, 2,9–6,0 м глина	16.08.91	3,8	12	17	5	-	5	0,01	9,0	5	416	89,6
Болотная вода, 0–7,5 м торф, 7,5–10,0 м глина	16.08.91	3,7	8	7	38	-	6	0,01	12,0	5	644	177,6
Болотная вода, 0–5,8 м торф, 5,8–8,1 м суглинок	23.08.91	4,0	6	1	3	-	2	0,01	4,5	3	32	43,2
Болотная вода, 0–5,3 торф, 5,3–8,1 м глина	21.08.91	3,9	4	17	27	-	4	0,01	2,0	3	388	81,6
Река Нельмач	06.12.90	7,3	24	3	6	95	6	0,01	0,1	не опр.	99	17,6
Река Урья	09.12.90	7,4	24	9	не опр.	110	3	0,18	2,0	3	176	69,6

Примечание: не опр. – содержание компонента химического состава вод не определялось.

9. Болото Пассал расположено на второй надпойменной террасе реки Васюган в пределах водосборной площади реки Пасил (правый приток реки Васюган) в подзоне южной тайги. На стадии болотообразования в юго-западной части болота существовало озеро, о чём свидетельствуют отложения сапропеля в основании торфяной залежи. После заполнения торфяной массой первоначальных очагов заболачивания и выполаживания рельефа болотообразовательный процесс начал распространяться горизонтально, в результате произошло слияние отдельных очагов в единый массив. В настоящее время болотообразовательный процесс продолжает развиваться. Низинные виды торфа замещаются переходными, что знаменует переход торфяной залежи в фазу мезотрофного развития, а на отдельных участках – в стадию олиготрофного развития. Происходит заболачивание окружающих суходолов, где в условиях пониженного рельефа селятся представители болотной растительности. Растительный покров болота представлен сосной, берёзой, кедром, багульником, миртом болотным, клюквой, карликовой берёзой, пушицей, осокой, сфагновыми и гипновыми мхами.

Отбор проб болотных вод проводился в ходе торфоразведочной экспедиции в сентябре 1991 г. на участке с евтрофной растительностью. В табл. 5.5 и 5.6 представлен химический состав вод болота Пассал.

Таблица 5.5

**Химический состав вод болота Пассал**

pH	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мг/л	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Перманганатная окисляемость, мгО/л	Жесткость, мгэкв/л			Сухой остаток, мг/л
				общая	устрани- мая	посто- янная	
6,5	3,0	<0,01	17,6	1,46	0,60	0,86	152

Согласно классификации О.А. Алёкина, воды болота Пассал гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа C<sub>1</sub><sup>Ca,Mg</sup>, с сухим остатком 152 мг/л, слабокислые.

Таблица 5.6

**Макрокомпонентный состав вод болота Пассал**

Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Na <sup>+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мг/л	SiO <sub>2</sub> <sup>2-</sup> , мг/л
18	16	7	122	6	не опр.	3,0	14

Примечание: не опр. – содержание компонента химического состава вод не определялось.

10. Болото Карабушкинское расположено в долине реки Андарма (правый приток р. Парбиг) на её левобережных первой надпойменной террасе и пойме между реками Суйга и Карабушка в подзоне южной тайги. На всей его площади господствует растительность евтрофного типа, представленная березняками и древесно-осоковыми фитоценозами (Геологический отчёт..., 1987). Воды болота Карабушкинское гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа  $C_1^{Ca}$ , пресные, нейтральные. Состав вод р. Суйга говорит о значительной площади верховых болот в пределах водосборного бассейна этой реки (табл. 5.7).

Таблица 5.7

**Основные показатели химического состава вод болота Карабушкинское и вод реки Суйга (Геологический отчёт..., 1987)**

Объект	Дата отбора пробы	pH	Ca <sup>2+</sup> , мг/л	Mg <sup>2+</sup> , мг/л	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup> , мг/л	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> , мг/л	Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> , мг/л	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Cl <sup>-</sup> , мг/л	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л	Сумма ионов, мг/л	Окисляемость перманганатная, мГО/л
Болотная вода	05.03.87	6,9	50,1	15,8	7,6	не опр.	0,3	231	9,7	1,64	3,0	204,1	22,35
р. Суйга при впадении в р. Андарма	10.06.86	6,2	18,0	8,5	3,7	2,5	1,0	97,6	10,8	2,47	не опр.	95,8	49,04

Примечание: не опр. – содержание компонента химического состава вод не определялось.

11. Болото Потеряевское расположено в долине реки Галка (левый приток р. Бакчар) на её левобережной первой надпойменной террасе и частично в пойме на юго-западе в 8,8 км от села Большая Галка. В процессе образования и развития болота выделяются две стадии: евтрофная и мезотрофная, среди которых преобладает первая. Растительный покров образуют ельники, березняки, сосняки низинные, древесно-осоковый низинный, древесно-осоково-сфагновый низинный и осоковый низинный фитоценозы (Геологический отчёт..., 1988). Воды болота Потеряевское гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа, пресные (сумма ионов 150–200 мг/л), слабокислые или нейтральные с высоким содержанием органических веществ (перманганатная

окисляемость от 18,8 до 40,4 мгО/л). Болотные воды содержат в больших концентрациях ионы аммония (от 0,3 до 1,5 мг/л) и ионы железа.

Долина реки Обь с комплексом террас характеризуется широким распространением болот. Химический состав болотных вод долины реки Обь рассматривается нами на примере болот верхового и низинного типа.

12. Верховое болото Рыжиково расположено на третьей правобережной надпойменной террасе реки Обь в подзоне южной тайги в Томском районе Томской области. Болото образовалось при зарастании озёр и замедлении стока поверхностных вод в эрозионной ложбине. Древесный ярус на болоте образован сосной, кедром, реже елью, берёзой, осиной, кустарничковый ярус – клюквой, голубикой, черникой, багульником. Среди трав встречается осока, сабельник. Моховой ярус представлен сфагновыми мхами – ангустифолиум, фускум, магелланикум (Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Рыжиково»..., 1988). Воды болота Рыжиково пресные (сумма ионов 39–42 мг/л) кислые, слабокислые гидрокарбонатного, хлоридного класса натриевой группы первого и четвёртого типа. В болотных водах в больших концентрациях отмечено содержание ионов закисного железа (9,93 мг/л), ионов аммония при низком содержании нитритов и нитратов. Высокие значения перманганатной окисляемости (150 мгО/л) говорят о больших концентрациях органических веществ и органических кислот в водах болота Рыжиково.

13. Болото Брагино расположено на третьей правобережной надпойменной террасе реки Обь севернее болота Рыжиково. Образование болота вызвано заболачиванием леса. Торфяная залежь представлена верховым и переходным типами. Растительный покров болота формируют сосна, мирт болотный, багульник, подбел, клюква, осока, сфагновые мхи, реже гипновые мхи (Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Брагино»..., 1988). На большей площади болота преобладают верховые фитоценозы. Воды болота Брагино пресные (сумма ионов 40 мг/л, сухой остаток 80 мг/л) сульфатного класса натриевой группы четвёртого типа  $SCl_{IV}^{Na}$  кислые (рН 4,0). Содержание ионов кремния в водах равно 11 мг/л, ионов закисного железа – 4,54 мг/л, окисного железа – 1,80 мг/л. В водах болота Брагино, как и в водах болота Рыжиково, наблюдается высокое содержание органических веществ (окисляемость перманганатная 138 мгО/л).

14. Низинное кустарничково-травяно-гипновое болото (точка 40) расположено в пойме реки Обь в Колпашевском районе Томской облас-

ти. Воды болота пресные гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа нейтральные с небольшим содержанием растворённого углекислого газа (14,9 мг/л). Высокие значения водородного показателя (7,3) болотных вод говорят об участии подземных и речных вод в питании болота. Высокая минерализация вод низинного болота (157,6 мг/л) характерна для пойменных болот исследуемого региона. Содержание органических веществ сравнительно небольшое (ХПК 62,1 мгО/л, концентрация гуминовых кислот – 1,88 мг/л, фульвокислот – 14,2 мг/л). В водах низинного кустарничково-травяно-гипнового болота наблюдаются очень высокие концентрации железа общего – 67,6 мг/л, тогда как ионы аммония присутствуют в количестве 1,13 мг/л. Всё это говорит о том, что геохимическая среда низинных и низинных пойменных болот создаёт благоприятные условия для накопления железа.

Река Томь, сочетая в себе черты горной и равнинной рек, ниже города Томска меняет характер течения на равнинный. Расширяющаяся к устью пойма и долина сильно заболочены. Гидрохимические исследования проводились на болоте переходного типа.

15. Сосново-кустарничковое осоково-сфагновое переходное болото (точка 128) расположено на второй надпойменной террасе реки Томь (межгрядное понижение) в Томском районе. Мощность торфяной залежи болота 2 м. Водно-минеральное питание болота – атмосферными осадками и грунтовыми водами. Согласно классификации О.А. Алёкина, воды болота пресные хлоридного класса кальциевой группы четвёртого типа кислые (рН 3,70). Большое содержание органических веществ характеризуется высокими значениями бихроматной окисляемости (165,6 мгО/л) и углерода водорастворимого (89,7 мг/л). Ионы аммония присутствуют в болотных водах в концентрациях 7,27 мг/л, нитрат-ионы – 0,47 мг/л. Геохимические условия и восстановительная обстановка болотной среды определяют повышенное содержание восстановленных форм биогенных элементов (аммонийный азот) на фоне низкого содержания окисленных форм (нитратный азот) (Гидрология заболоченных территорий..., 2009). Содержание железа общего составляет 2,9 мг/л. Высокие концентрации растворённого углекислого газа (74,8 мг/л) говорят об интенсивном разложении органического вещества в период отбора проб болотных вод.

Проведенная работа позволяет сделать следующие выводы:

- территория Томской области разнообразна по условиям (климатическим, геологическим, геоморфологическим, гидрогеологическим)



формирования химического состава болотных вод. Воды верховых болот Кеть-Тымского района содержат в меньшем количестве  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Cl}^-$ , гуминовые и фульвокислоты по отношению к верховым болотам Васюганской наклонной равнины и долины реки Обь. В анионном составе вод верховых болот Кеть-Тымского района преобладают  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$ ;

- воды верховых болот левобережья реки Обь отличаются многообразием ионно-солевого состава. В южных районах Васюганской наклонной равнины в катионном составе вод верховых болот преобладают ионы кальция вследствие повышенной карбонатности подстилающих пород. ХПК (бихроматная окисляемость) вод верховых болот левобережья реки Обь имеет более высокие значения по отношению к болотам Кеть-Тымского района;

- в водах переходных болот, расположенных в нижнем течении реки Томь, определены наиболее высокие концентрации ионов аммония, железа и органических веществ среди переходных болот Томской области. Переходные болота Чулымской наклонной равнины и Кеть-Тымского района характеризуются более высокими значениями водородного показателя и меньшим содержанием органических кислот;

- высокие концентрации  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  наблюдаются в водах низинных болот долины реки Обь. Содержание  $\text{SO}_4^{2-}$  в водах низинных болот Кеть-Тымского района превышает в водах болот других районов исследования;

- соотношение анионов и катионов, сумма ионов, содержание растворённых газов и микроэлементов вод болот определяется геоморфологическими и гидрогеологическими условиями их залегания (табл. 5.8);

- пойменные низинные болота, питаемые подземными и паводковыми водами, имеют наибольшую минерализацию вод, концентрацию  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$ ,  $\text{K}^+$ , нейтральную реакцию среды, минимальное содержание органических веществ и растворённого углекислого газа;

- воды террасных низинных болот подпитываемые грунтовыми и подземными водами, слабокислые, обладают меньшей суммой ионов, однако более обогащены органическими веществами, гуминовыми и фульвокислотами. Концентрация железа в водах низинных террасных и пойменных болот превышает концентрацию в водах болот других типов (рис. 5.8);

Таблица 5.8

## Химический состав болотных вод Томской области

Компонент химического состава болотных вод	Низинное болото		Переходное болото		Верховое болото	
	пойменное	террасное	пойменное	террасное	террасное	водоразд. между реч-ных про-странств
Водородный показатель, ед. рН	6,30±1,08	6,07±0,68	4,84	4,15±0,62	3,75	3,81±0,52
Калий (K <sup>+</sup> ), мг/л	3,25±0,49	0,92±0,51	0,7	1,05±0,91	2,1	0,82±0,39
Натрий (Na <sup>+</sup> ), мг/л	5,55±1,20	5,96±4,73	0,5	0,45±0,07	0,6	1,27±0,87
Кальций (Ca <sup>2+</sup> ), мг/л	79,87±47,31	23,69±14,31	12,22	8,42±3,96	10,42	8,13±3,50
Магний (Mg <sup>2+</sup> ), мг/л	12,55±5,15	6,98±5,73	6,68	4,19±0,94	3,88	2,18±0,99
Ион аммония (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> ), мг/л	2,48±2,36	3,71±1,85	3,49	4,71±3,62	4,28	5,11±2,42
Железо общее (Fe <sub>общ</sub> ), мг/л	39,95±39,10	3,34±2,83	2,27	2,08±1,16	1,65	1,83±0,66
Хлорид ион (Cl <sup>-</sup> ), мг/л	2,79±0,25	6,85±2,39	2,86	3,55±2,56	3,92	3,64±1,34
Сульфат ион (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ), мг/л	9,07±5,07	4,05±3,08	9,2	3,70±0,96	5,3	5,00±1,86
Нитрат ион (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ), мг/л	0,06±0,048	0,28±0,06	0,22	0,33±0,20	0,36	0,34±0,11
Гидрокарбонат ион (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ), мг/л	341±176,37	115,92±98,21	36,97	19,53±5,17	13,79	5,35
ХПК, мгО/л	62,15	166,75±42,60	не опр.	140,84±35,08	не опр.	148,62±57,06
Диоксид углерода (CO <sub>2,общ</sub> ), мг/л	14,96	41,39±41,64	32,91	83,03±11,63	52,4	44,03±16,32
Плотный остаток, мг/л	132,36±68,13	54,88±31,16	30	22,75±1,69	23	18,3±12,38
Гуминовые кислоты, мг/л	1,88	8,30±2,13	не опр.	7,03±0,08	4,94	6,45±3,57
Фульвокислоты, мг/л	14,21	48,43±16,29	не опр.	54,79±20,56	58,31	48,60±17,33
Углерод водорастворимый, мг/л	33,59	81,80±28,88	не опр.	78,91±15,39	не опр.	64,69±18,09
Свинец, мг/дм <sup>3</sup>	0,0013	0,0023	не опр.	0,0027±0,0033	0,0035	0,0013±0,001
Кадмий, мг/дм <sup>3</sup>	<0,0002	<0,0002	не опр.	<0,0002	<0,0002	<0,0002
Медь, мг/дм <sup>3</sup>	0,0014	0,0174	не опр.	0,0008	0,0049	0,0032±0,0025
Цинк, мг/дм <sup>3</sup>	0,025	0,034	не опр.	0,010±0,0098	0,014	0,015±0,014

Примечание: не опр. – содержание компонента химического состава вод не определялось.

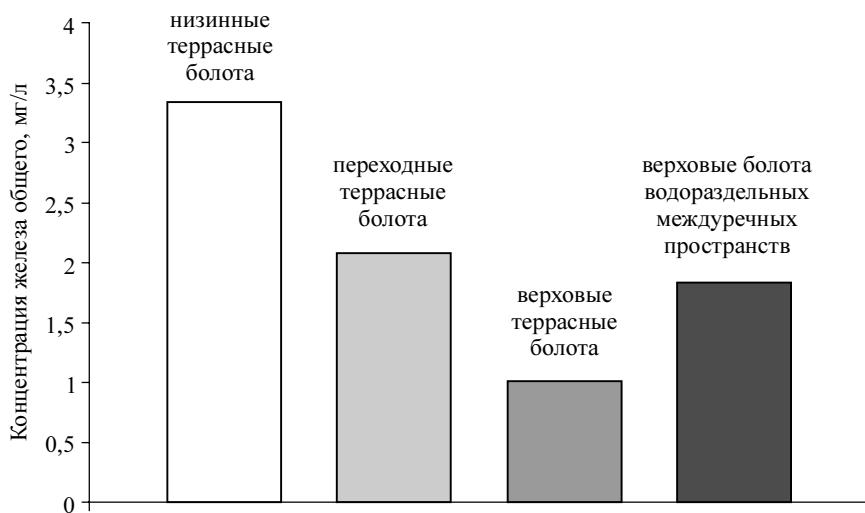


Рис. 5.8. Содержание железа общего в водах болот Томской области

- по величине водородного показателя воды пойменных переходных болот слабокислые, кислые с минерализацией, изменяющейся в широких пределах (от 16 до 90 мг/л). В водах переходных пойменных болот отмечено максимальное содержание  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}_{\text{общ}}$  и минимальное – углекислого газа среди переходных болот;

- воды террасных переходных болот кислые с содержанием минеральных веществ 22,7 мг/л. В составе органических веществ преобладают фульвокислоты, концентрация которых превышает концентрацию гуминовых кислот в 9 раз. Высокие концентрации ионов аммония и растворённого углекислого газа наблюдаются в водах переходных болот террас и водораздельных междуречных пространств;

- наиболее низкие значения водородного показателя (рН 3,03) определены в водах верховых болот водораздельных междуречных пространств. Воды террасных и водораздельных верховых болот содержат минимальное количество минеральных веществ, сопоставимое с содержанием в атмосферных осадках. В водах верховых болот водораздельных междуречных пространств определены максимальные концентрации ионов аммония, превышающие концентрацию в водах верховых террасных болот в 2 раза (рис. 5.9).

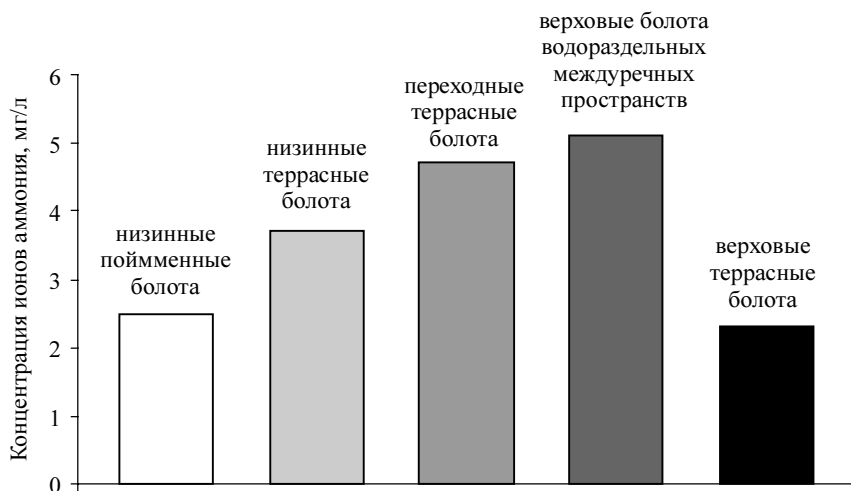


Рис. 5.9. Содержание ионов аммония в водах болот Томской области

Как показали проведённые исследования, воды болот Томской области отличаются большим содержанием органических веществ, образующихся при разложении и трансформации органических остатков и торфа. Органогенная природа болотных вод определяет окислительно-восстановительные условия, формы нахождения и миграционную подвижность химических элементов. Существенное значение для pH воды имеет концентрация органических гумусовых кислот. Состав органического вещества вод верховых болот определяет низкие значения водородного показателя, кислую реакцию, низкое содержание или отсутствие гидрокарбонат-иона. По классификации О.А. Алёкина, воды верховых болот гидрокарбонатного, сульфатного, хлоридного класса первого, четвёртого типов. В водах верховых болот наблюдается минимальное содержание минеральных веществ сопоставимое с содержанием в атмосферных осадках. Переходные болота исследуемых районов по химическому составу вод более разнообразны: гидрокарбонатного, хлоридного, сульфатного класса, кальциевой, магниевой группы, третьего и четвертого типа, кислые. Минерализация вод переходных болот изменяется в широких пределах от 16 до 90 мг/л. Воды низинных болот, как правило, относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой или магниевой группы первого типа. Они характеризуются нейтральной или слабослой реакцией среды, максимальной суммой ионов и содержат железо в

больших концентрациях. Разнообразие природных условий формирования химического состава болотных вод на территории Томской области определяет региональные особенности в содержании химических элементов. Соотношение анионов и катионов, сумма ионов, содержание растворённых газов и микроэлементов вод болот меняется при изменении геоморфологических и гидрогеологических условий их расположения.

## Глава 6

### **ВИДЫ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛАНДШАФТЫ БОЛОТ**

Хозяйственное освоение болот и заболоченных территорий становится всё масштабнее и сопровождается строительством городов и вахтовых посёлков, дорог, магистральных и сборных трубопроводов, вырубкой лесов, загрязнением и деградацией болот. В работах многих исследователей представлен анализ антропогенного воздействия на заболоченные территории в районах добычи нефти и газа, проведения осушительной мелиорации, добычи торфа (Алексеева, 2011; Базанов, 2001; Березин, 2001; Косов, 2007 и др.). Однако комплексного исследования видов хозяйственной деятельности на болотах не проведено. Под хозяйственной деятельностью в данной работе будем понимать совокупность видов деятельности человека, вызывающих изменение и трансформацию болотных ландшафтов (рис. 6.1). Хозяйственная деятельность связана с использованием природных, трудовых, информационных и финансовых ресурсов. Отдельный вид хозяйственной деятельности может состоять из простого процесса или охватывать ряд процессов. В основу формирования классификации видов хозяйственной деятельности на заболоченных территориях положен принцип оценки степени преобразования болотных ландшафтов (растительности, ландшафтной структуры, водного режима, химического состава болотных вод и торфа). Категории классификации образуют виды деятельности, направленные на освоение болотных ландшафтов и случайно затрагивающие их (рис. 6.2). Классы составляют виды хозяйственной деятельности, которые привносят химические вещества, меняют водный режим болот и оказывают механическое воздействие на растительный покров.

Западно-Сибирская равнина представляет собой крупнейший торфяной регион мира, где площадь торфяных месторождений в границах промышленной глубины залежи составляет более 30 млн га с запасами торфа почти 108 млрд т, это равно 39 % от общемировых (Инишева и

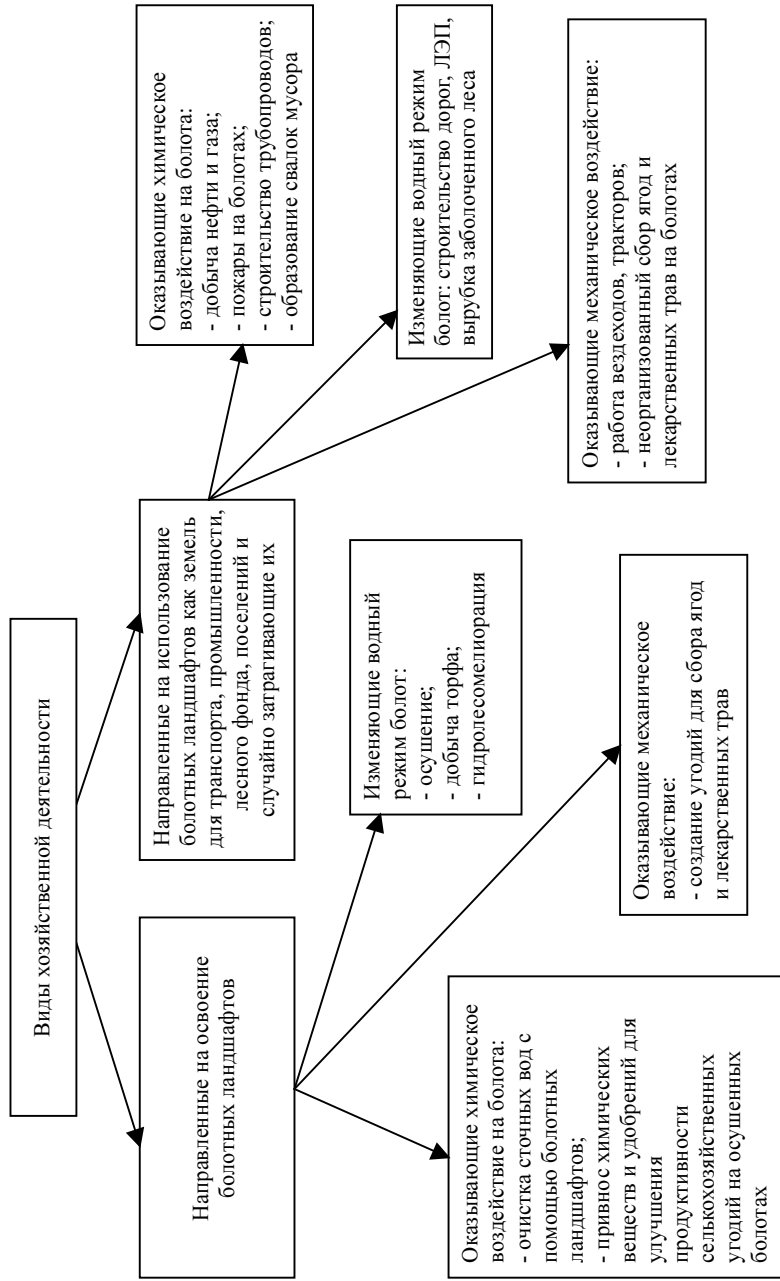


Рис. 6.1. Классификация видов хозяйственной деятельности на болотах по направлениям использования (по Е.С. Воиштиновой, 2012)



Рис. 6.2. Классификация видов хозяйственной деятельности в зависимости от степени преобразования болотных ландшафтов (по Е.С. Воистиновой, 2012)

др., 1995). В Томской области сосредоточено 29,3 млрд т запасов торфа в расчете на его 40 % влажность (Экологическое..., 1993).

## 6.1. Промышленная добыча торфа

На территории Томской области основными видами хозяйственной деятельности, преобразующей в той или иной степени ландшафты болот, являются следующие:

- добыча торфа;
- мелиоративные мероприятия;
- добыча нефти и газа;
- строительство линейных сооружений;
- сбор ягод и лекарственных трав;
- использование болот как мест свалок;
- использование болот для очистки сточных вод.



Выработанные торфяники являются одними из наиболее изменённых болотных ландшафтов. Однако характер вызываемых трансформационных процессов зависит от способа добычи торфа, вида рекультивации, а также от мероприятий по охране окружающей среды. Добыча торфа может осуществляться несколькими способами: резным, багерным, элеваторным, гидравлическим, экскаваторным и фрезерным.

Резной способ добычи торфа производится послойной или карьерной ручной резкой. Послойная резка торфяной залежи на кирпичи осуществляется с помощью Г-образного резака. Этот способ самый простой среди ручных способов добычи торфа. При его применении наблюдается наиболее высокая производительность резчика за рабочий день, составляющая 30–40 м<sup>3</sup> залежи или 6–8 тыс. кирпичей размером 13×13×30 см. Ширина карьеров при резном способе добычи торфа составляет от 1,5 до 6 м. Обычно на мелкой залежи карьеры делаются шире, чем на глубокой. Резной карьерный способ добычи торфа может применяться при разработке небольших низинных беспнистых залежей в тех случаях, когда требуется кусковой торф и невозможно по каким-либо причинам использование механизированных способов или хотя бы резного послойного способа добычи торфа.

Элеваторный способ добычи торфа производится элеватором, который представляет собой длинный желоб с движущимся в нем бесконечным полотном из деревянных планок. Одним концом элеватор опускается в карьер, с обеих сторон вдоль него располагаются рабочие-карьерщики (16–18 чел.), которые отрезают лопатами куски торфа и забрасывают его в элеватор. Из элеватора торф подаётся сразу в пресс, где происходит его переработка и одновременное формирование торфяной массы.

При багерном способе добычи торфа используется рама с движущимися по ней ковшами. Такой способ экскавации при существовавшей конструкции ковшевого устройства был возможен только на беспнистой залежи или на залежи с редкими включениями мелких пней в верхних её слоях. Транспортирование торфа-сырца от багера на поля сушки производится с помощью канатного транспортёра или стилочных машин.

Гидравлический способ добычи торфа основан на использовании водяной струи для размыва залежи в текучую гидромассу, которая затем центробежными насосами выкачивается из карьера и подаётся по трубам на поля сушки. После подсыхания до влажности 88–90 % на полях

сушки торфяная гидромасса формируется на кирпичи машиной с формирующей гусеницей. По производительности одного торфодобывающего агрегата, а также на одного рабочего, занятого на добыче торфа-сырца, гидравлический способ добычи занимал одно из первых мест среди других способов добычи и производства топливного кускового торфа. В результате добычи торфа гидравлическим способом на торфяном болоте образуются водоёмы в виде карьеров.

При гидроэлеваторном способе добычи торфа с помощью центробежного насоса высокого давления, установленного на подвиге гидроэлеваторной установки, вода из соседнего, ранее выработанного карьера по трубам подаётся к двум гидромониторам, расположенным на размываемом карьере. Размыв залежи производится всегда одним гидромонитором, причём гидромониторы работают поочерёдно. Под действием разрушающей силы водяной струи, как и при гидравлическом способе добычи, разжиженная торфяная масса отделяется от пней, превращается в гидромассу и подтекает к элеватору, вычерпывающему гидромассу из карьера.

Гребки элеватора при движении вверх захватывают гидромассу, подтекающую к ним через отверстия в боковых стенках элеватора, возле его нижнего вала, и передают её в воронку торфяного пресса. Переработка гидромассы производится режущими элементами пресса, а нагнетание её по трубам происходит с помощью колеса центробежного насоса, насаженного на конец вала пресса и заключённого в улитку.

Из улитки через соединительный гибкий рукав гидромасса поступает в массопровод диаметром 440 мм, по которому она нагнетается на поле сушки, где и разливается слоем толщиной 0,25–0,30 м. После подсыхания гидромасса формируется в кирпичи. Последующий процесс сушки торфа происходит так же, как и при других способах добычи кускового топливного торфа.

Фрезерный способ добычи торфа является одним из доминирующих в торфяной отрасли. Этот способ предполагает открытую добычу торфа на заранее осушенных и подготовленных полях. На них сушат торфяную крошку, полученную методом послойно-поверхностного фрезерования. Для ускорения сушки фрезерная крошка ежедневно подвергается одному или двум ворошениям специальными ворошилками. Высушенная до влажности около 40 % крошка собирается в валки, из которых затем убирается для хранения в караваны или штабели. Уборка в штабели производится с помощью уборочных машин, а формирование

штабеля – штабелирующей машиной. После уборки высушенного торфа начинается новый цикл добычи торфа – фрезерование следующего 10–17-миллиметрового слоя залежи торфяного месторождения. Технологическое оборудование включает в себя: фрезерный барабан; ворошилку; валкователь; уборочную машину (бункерную) и штабелирующую машину (Косов и др., 2007).

Добыча торфа фрезерным способом отличается повышенной саморазогреваемостью и самовозгораемостью торфа на осушенных полях и в штабелях. Торфяники, предназначенные для фрезерной добычи торфа, требуют проведения специальных природоохранных мероприятий, введения системы двойного регулирования для повышения и понижения уровня болотных вод, рекультивации выработанных участков. В настоящее время на территории России площадь выработанных торфяников составляет около 900 тыс. га (Крупнов, Попов, 1999). Из них 70 % являются полями фрезерной добычи торфа. Осушенные и выработанные торфяные болота могут стать причиной возникновения пожаров. Примером могут быть массовые торфяные пожары на европейской территории России в летний период 2010 г.

Экскаваторный, бульдозерный, бульдозерно-скреперный способы добычи торфа нарушают все механизмы функционирования болотной экосистемы, которая становится трудно восстанавливаемой.

Нарушенные болота, прежде всего разработанные под добычу торфа, являются малопродуктивными землями с неясно выраженной тенденцией и скоростью самовосстановления, периодически представляющие собой угрозу загрязнения воздуха при пожарах и поверхностных вод при эрозии, нарушения инженерных коммуникаций и т.п. (Косов и др., 2007). Ряд исследователей при оценке состояния таких болот относит их к району экологического бедствия (Трофимов, Красилова, 2000).

Основными способами добычи торфа на территории Томской области являлись бульдозерно-скреперный и фрезерный. Механизированная добыча торфа в Томской области проводилась с 1964 г. в основном на низинных торфяных месторождениях пойменного и террасного залегания. В настоящее время известно 64 торфяных месторождения, на которых велась добыча торфа. Наиболее интенсивно она проводилась в 80-е – начале 90-х гг. XX в., о чем свидетельствуют объемы добычи торфа:

- 1989 г. добыто 4 млн т и на 1 га пашни внесено 5,9 т торфа (Титова, 2009);
- 2007 г. – 25 т (Цибулькинова, Ильченко, 2010);

- 2008 г. – 25 т (Цибулькинова, Ильченко, 2010);
- 2009 г. – 15000 т (Воробьев, Жумагулова, 2011);
- 2010 г. – 7775,6 т (Воробьев, Жумагулова, 2011).

По данным (Инишева и др., 2007) на 01.01.1994 г., площадь нарушенных участков торфяных месторождений Томской области составляла 6240 га или 0,08 % от общей площади в промышленной границе (табл. 6.1). По размерам нарушенных при торфоразработках территорий на первом месте стоит Томский район, затем Кожевниковский и Шегарский. Рекультивированные участки имеются лишь в шести районах: Бакчарском, Асиновском, Зырянском, Кожевниковском, Молчановском и Томском.

Таблица 6.1

**Площадь нарушенных и рекультивированных торфяных месторождений по административным районам Томской области (Инишева и др., 2007)**

Район	Общая площадь торфяных месторождений в промышленных границах, га	Нарушенная при торфоразработках	Рекультивированная площадь
		га/% от общей площади торфяных месторождений	га/% от общей площади нарушенных торфяных месторождений
Асиновский	41264	420 / 1,0	11 / 2,7
Бакчарский	17186*	638 / 3,7	32 / 5,0
Зырянский	9291	594 / 6,4	54 / 9,1
Кожевниковский	11988	949 / 7,9	100 / 8,9
Колпашевский	556965	473 / 0,1	0
Кривошеинский	31157*	184 / 0,6	0
Молчановский	98401	78 / 0,1	21 / 26,9
Первомайский	85064	292 / 0,3	0
Томский	40814	1761 / 0,4	38 / 2,2
Чаинский	41877*	231 / 0,6	0
Шегарский	56884*	620 / 1,1	0

Примечание: \* без торфяного месторождения Васюганское.

Их площадь не превышает 3–10 % от всех нарушенных площадей торфяных месторождений района и достигает 27 % только в Молчановском районе. В пяти центральных районах (Колпашевский, Кривошеинский, Первомайский, Чаинский, Шегарский) торфодобыча вообще не проводилась (Инишева и др., 2007). В настоящее время по официальным данным Росстата добыча торфа в области не осуществляется.

## 6.2. Мелиоративные мероприятия

Мелиорация земель – один из наиболее эффективных средств воздействия на природные процессы и комплексы, а также важнейший фактор повышения интенсификации сельскохозяйственного производства. О.Л. Лисс, О.В. Хорошева и др. (1988, стр. 89) отмечают что «... при общем положительном значении мелиорация земель все же несет ряд отрицательных явлений и негативных факторов... Мелиорация земель нуждается в весьма осторожном и дифференцированном подходе».

Мелиоративные мероприятия включают осушение болот, гидролесомелиорацию, орошение, культуртехнические работы и др. Как отмечалось ранее, территория Томской области сильно заболочена, вследствие чего освоение ее сопровождалось осушительной мелиорацией.

Осушительная мелиорация – удаление избытка воды с поверхности земли, из почвы и грунта (Энциклопедический словарь, 1989). Осушение проводится для коренного улучшения угодий в лесном и сельском хозяйстве, при добыче торфа, при строительстве дорог, карьеров и шахт, населённых пунктов и промышленных площадок, спортивных и рекреационных сооружений (Мелиорация и водное хозяйство, 2001). Осушительная мелиорация на болотах сопровождается строительством гидротехнических сооружений для понижения уровня болотных вод, перехвата и отвода стока с внешнего водосбора и разрабатываемых площадей, обеспечения подачи воды для противопожарных целей. Гидролесомелиорация включает комплекс мероприятий: осушение, строительство дорог и противопожарных водоёмов, облесение естественным и искусственным путём. Осушительная мелиорация приводит к разнообразным изменениям связей внутри болотной экосистемы. В целом наблюдается улучшение условий аэрации верхнего слоя, что создаёт благоприятные условия для смены растительных сообществ. В связи с увеличением активности трансформационных процессов при понижении уровней болотных вод ускоряется процесс разложения торфа. Это приводит к увеличению количества минеральных и органических веществ в болотных водах и соответственно сказывается на составе вод, поступающих в водоприёмники. Влияние осушения на водный режим водоприёмников выражено в общем увеличении годового стока в первые годы после осушения и последующем уменьшении стока. Кроме того, осушение в значительной мере оказывает влияние на прилегающие территории, выражающееся в понижении уровня грунтовых вод и соответствующем изменении растительных

сообществ (Отчёт о НИР Института торфа., 1985). Типично болотные виды (сфагновые мхи, осоки, тростники) постепенно уступают роль растениям, более требовательным к плодородию и умеренной влажности почвы (злаки, зонтичные и широколиственные травы). Однако типичная болотная растительность всё же долгое время принимает значительное участие в составе растительного покрова (Пьявченко, 1978, Эколого-мелиоративное районирование, 2008).

Мелиоративные мероприятия в Томской области начались в 70-е годы XX в. За 1972–1984 гг. мелиораторами было сдано в эксплуатацию 35,2 тыс. га мелиорируемых земель (Ответит земля урожаем..., 1985), в том числе:

- 9,6 тыс. га орошаемых земель;
- 24,0 тыс. га осушенных земель;
- 1,6 тыс. га осушенных торфополей;
- 170,0 тыс. га культуртехнические работы.

В области были созданы первые в Сибири польдерные системы с обвалованием крупных участков пойм и механизированным отводом воды. Польдерные системы построены в поймах рек Чулыма и Кети: Красноярские луга (500 га) (рис. 6.3), Саралинские луга (596 га), польдер «Цыганово» (1035 га), Верхние луга (968 га) и др. (Ответит земля



Рис. 6.3. Мелиоративные каналы на осушенных лугах между деревнями Богословка и Красноярка Зырянского района (фото Т.Н. Жилиной, 2011)

урожаем, 1985). По состоянию на 01.01.2011 г. общая площадь мелиорируемых земель в Томской области составила 32319 га (табл. 6.2).

Таблица 6.2

**Площади осушенных земель в Томской области, га (по данным Управления Федеральной службы государственной регистрации, кадастра и картографии по Томской области, по состоянию на 01.01.2011 г.)**

Район	Общая площадь, га	В том числе			Итого сельскохозяйственные угодья	Не сельскохозяйственные угодья
		Пашня	Сенокос	Пастбища		
Асиновский	1676		1615		1615	61
Бакчарский	4985	2366	1418	352	4136	849
Зырянский	6041	958	3701	968	5627	414
Кожевниковский	1140		805		805	335
Колпашевский	2508	160	2082	159	2401	107
Кривошеинский	2383	226	1923	220	2369	114
Молчановский	2616		2507		2507	109
Первомайский	2187		1532	500	2032	155
Томский	4001	3488	147	277	3912	89
Шегарский	3859	849	2544		3393	466
Чаинский	823	421	111	206	738	85
Всего по области	32319	8468	18385	2682	29535	2784

Анализ таблицы показывает, что 65,2 % площади мелиорируемых земель используются как сенокосы и пастбища, 26,2 % – это пашни и 8,6 % – несельскохозяйственные угодья.

Осушительная мелиорация в Томской области была проведена с целью улучшения экологических условий избыточно увлажненных земель, для производства сельско- и лесохозяйственной продукции, добычи торфа, и кроме позитивных экономических результатов, создала ряд проблем экологического характера: вторичное заболачивание осушенных объектов, горение торфа в буртах и переосушенных торфяных залежах на болотах, гибель угодий ягодников клюквы, уничтожение огнём древесных насаждений на болотах и в заболоченных лесах и др. (Базанов и др., 2001). Массовые торфяные и лесные пожары наблюдались в Кожевниковском и Шегарском, Бакчарском районах. Причиной такого положения стало то, что осушенные болота были брошены и не использовались в лесном хозяйстве, промышленной добыче торфа и т.д. Работами многих исследователей (Болота Западной Сибири..., 1976;

Пьявченко, 1980, 1981; Хмелев, 1980; Ответит земля урожаем, 1985; Колпашников, Курбатова, 1984; Евсева, Земцов, 1990; Чистотина и др., 2006; Глаголев и др., 2008, 2010; Сиринов и др., 2011 и др.) показано негативное влияние крупномасштабных осушительных мероприятий на окружающую среду:

- это изменение теплового режима и интенсивности промерзания грунтов;
- неправильное хозяйственное использование осушенных торфяников, что приводит к их пересыханию. В результате они подвергаются дефляции. Подобное отмечено на осушенном болоте, лишенном растительности, у с. Бихтулино в 1975 г.;
- на территории Томской области примерно на 7 тыс. га осушенных земель осушительные системы пришли в негодность. Каналы разрушаются, зарастают кустарником, заливаются наносами, площади вновь заболачиваются (рис. 6.4, 6.5 и 6.6).



Рис. 6.4. Участок лесомелиорации в Бакcharском районе Томской области (фото Ю.А. Харанжевской, 2010)





Рис. 6.5. Мелиоративный канал в окрестностях с. Каргасок (фото З.Н. Квасниковой, 2011)



Рис. 6.6. Мелиоративный канал на Берлинских лугах (фото Т.Н. Жилиной, 2011)

Гидролесомелиорация на верховых болотах оказалась малопродуктивной и неэффективной. Однако осушенные болота и дренажные каналы стали местом обитания водоплавающей дичи и являются в настоящее время высокопродуктивными охотничьими угодьями. Наиболее рентабельным направлением дальнейшего использования осушенных торфяных болот является создание на отработанных фрезерных полях высокопродуктивных луговых угодий. В этом случае затраты на рекультивацию фрезерных полей окупаются за 2–3 года (Биологическая рекультивация., 1981). Пересохший торф в сухие годы может легко возгораться, торф тлеет изнутри и потушить его достаточно сложно. Осушенные болота предназначались и для выращивания леса, что включало в себя вырубку угнетенного болотного древостоя, что удорожало лесовосстановительные работы. Осушение болот с целью превращения их в луга и пастбища должно было сопровождаться регулярной распашкой участка, внесением удобрений, подсеиванием трав. Если указанные мероприятия не проводятся, то участок превращается в заросли бурьяна или кустарников (Кирпотин, 2007).

Проведенные исследования показали что:

- осушенные для лесного и сельского хозяйства болота используются неэффективно;
- отсутствие ремонта осушительной сети и рост популяции бобров приводит к вторичному заболачиванию;

- заброшенность болот, измененных хозяйственной деятельностью человека, приводит к деградации земель, развитию водной и ветровой эрозии, эмиссии парниковых газов в атмосферу;

- при излишнем пересыхании почвы возникает опасность усиления процессов промерзания почвы, осушительные системы могут приходиться в негодность, зарастать кустарником, заливаться наносами, что приводит к заболачиванию земель.

### 6.3. Пожары на болотах

Пожары на болотах – один из ведущих факторов антропогенного воздействия. При резких изменениях климата, гидрологических и гидрогеологических условий могут возникать естественные пожары. Однако осушенные торфяники, болота вблизи городов и населённых пунктов больше подвержены опасности возгорания.

Пожары на торфяных болотах делятся на два типа. Это поверхностные (верховые и низовые) и подземные пожары. В первом случае выгорает торф и растительный покров выше уровня грунтовых вод, а во втором – торфяная залежь с влажностью ниже естественной (менее 84–86 %). Горение таких залежей связано с естественным или мелиоративным осушением, вымораживанием или разработкой торфа на болотах.

С учётом средних параметров состава деятельного слоя можно сделать предварительный расчёт влияния пожаров на окружающую среду. При мощности деятельного слоя в наиболее пожароопасных растительных сообществах около 35–45 см и плотности в средней его части в пересчёте на сухое вещество примерно  $0,03 \text{ г/см}^3$  (Романов, 1961) болотные участки выгорают фрагментарно, от нескольких десятков до нескольких сотен гектар. Если перевести на условную единицу – 100 га торфяного болота, то при пожаре без учёта растительности сгорает около 7–10 тыс. т органического вещества в сухом виде. При этом образуется примерно 20–80 т золы (при средней зольности деятельного горизонта 3,75 %) и испаряется около 20–35 тыс. т воды при влажности 40 %.

В торфе наблюдается широкий спектр тяжёлых металлов, имеющих значительные концентрации: стронций – до 55 мг/кг сухого торфа, хром – до 7,8, свинец – до 4,5, иттрий – 2,4, иттербий – до 1,5, бериллий – 0,2 мг/кг сухого вещества и др. (Тюремнов, 1976), которые при пожаре попадают в сопредельные экосистемы.

При проведении мероприятий по предотвращению пожаров на выработанных торфяных болотах следует ограничивать сомкнутость дре-

востоя, используя просеки или защитные безлесные полосы. Ограничению подлежит также мощность деятельного горизонта. При небольшой ширине перемычек и дамб карьеров добычи торфа машиноформовочным и гидравлическим способами, на которых в первую очередь и распространяются пожары, следует предусматривать их локализацию.

Наиболее сложными по предупреждению пожаров являются поля добычи торфа фрезерным способом. Один из способов профилактики против пожаров – повышение уровня грунтовой воды и меры по снижению с них испарения. При возникновении пожара на фрезерном поле наиболее эффективным средством считают механическую локализацию горящих карт (Челюков, Челюков, 1975). Для торфяного болота, выработанного фрезерным способом, необходимо прекратить работу осушительной системы.

Массовые торфяные и лесные пожары наблюдались в Кожевниковом и Шегарском районах (70–80-е гг. XX в.), на междуречье рек Обь и Томь в Томском районе, на междуречье рек Шегарка, Икса и Бакчар в Бакчарском и Шегарском районах в конце 90-х гг. Причиной возникновения массовых торфяных пожаров явилось разрушение системы хозяйственного использования осушенных болот и постепенное сокращение объемов добычи торфа в области.

#### **6.4. Воздействие нефтегазового комплекса на болотные ландшафты**

На территории Западно-Сибирской равнины располагается крупнейшая Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция. Геологические ресурсы региона, по последним оценкам, достигают 5,4 млрд т условных углеводородов (1 т нефти приравнивается к 1 тыс. м<sup>3</sup> газа). По состоянию на 01.01.2010 г., в Томской области открыто 120 месторождений углеводородов, в том числе 92 – нефтяных, 19 – нефтегазоконденсатных и 6 газоконденсатных. Основные запасы нефти сосредоточены в четырёх административных районах: Каргасокском – 55,6 %, Парабельском – 27,7 %, Александровском – 14,3 % и Бакчарском – 2,6 % (Экологический мониторинг, 2011).

Разработка нефтяных и газовых месторождений осуществляется на заболоченных территориях, что сопровождается значительным антропогенным воздействием на болота. В районах нефтедобычи источником загрязняющих веществ являются технологические жидкости, а также

выбросы в атмосферный воздух при сжигании попутного газа. Порывы на нефтепроводах повышают пожароопасность и служат источником масштабного химического загрязнения заболоченных регионов. В 2010 г. в Томской области на объектах нефтегазодобывающего комплекса зарегистрировано 925 аварий, из них 655 аварии на нефтепроводах, 265 аварий на водоводах и 5 аварий на газопроводах. Основное количество аварий произошло в результате быстрой коррозии труб и повышения интенсивности эксплуатации месторождений, что приводит к отказам технологического оборудования, порывам нефтепровода, отказам нефтесборных коллекторов, водоводов, выкидных линий скважин. По данным ОАО «Томскнефть» ВНК, во время аварий из трубопроводов вытекло 8,3 т нефти и 9,2 т высокоминерализованной жидкости (Экологический мониторинг, 2010).

Технологические жидкости проникают на болота вместе с аварийными разливами, поверхностным смывом с буровых площадок и фильтрацией из шламовых амбаров. Засоление почв и природных вод происходит в результате аварийных разрывов высоконапорных водопроводов и неконтролируемого сброса пластовых вод с минерализацией 5–80 г/л, а также при разливах буровых растворов в окружающие ландшафты при техногенном обслуживании и ремонте скважин на кустовых площадках. В районе сильного засоления и сброса пластовых вод отмечается полная гибель растительности. Наиболее чувствительна к засолению растительность олиготрофных болот, адаптированная к ультрапресным природным водам. Значительно меньшую роль в засолении болотных вод играют воды шламовых амбаров и воды бокового грунтового стока с кустовых площадок (Сеньков, 2003).

Нефтегазовая промышленность относится к числу крупных загрязнителей болотных геосистем. В процессе бурения и нефтедобычи образуются различные по химическому составу жидкие стоки, твёрдые отходы, а также выбросы в атмосферу. Загрязняя почвы, поверхностные и грунтовые воды, атмосферу, они ухудшают их санитарно-гигиеническое состояние и снижают биологическую продуктивность. Применение различных методов повышения нефтеотдачи (закачка поверхностно-активных веществ (ПАВ), щелочей, лёгких фракций углеводородов, двуокиси углерода, термическое воздействие (закачка пара, внутрипластовое горение), обработка призабойной зоны скважин (соляно- и сернокислая, пенокислотная и т.п.)) также сопряжено с опасностью загрязнения окружающей среды.

Основные технологические процессы при добыче нефти и газа, вызывающие загрязнение болотных геосистем:

- бурение скважин;
- сбор, первичная подготовка и транспорт нефти, газа и воды;
- транспорт нефти по магистральным нефтепроводам;
- производственная и социальная инфраструктура – вспомогательные и обслуживающие производства (котельные, подстанции, автотранспорт и т.п.).

При бурении скважин можно выделить следующие виды загрязнений:

- эксплуатационные (очистка сеток вибросит, мытьё пола и оборудования, отработанная вода гидромата и системы охлаждения);
- технические (обмыв поднимаемых труб, дополнительное загрязнение бурового раствора после цементирования, явление сифона);
- аварийные (нефтегазопрооявления, нарушения заколонного пространства, неисправности запорной арматуры);
- технологические (утечки при приготовлении буровых растворов и химических реагентов, потери при отделении выбуренного шлама на механизмах грубой (вибросито, ситоконвейер), средней (гидроциклоны) и тонкой (центрифуги) очистки, при нарушении целостности желобной системы);
- природные (загрязнение в результате ливней и таяния снегов).

Главными загрязнителями болотных геосистем при бурении скважин являются:

- буровые сточные воды (БСВ);
- отработанные буровые растворы (ОБР);
- тампонажные растворы, буровой шлам (БШ);
- лёгкие углеводороды, испаряющиеся с поверхности земляных амбаров;
- продукты испытания скважин (нефть, газ, минерализованные воды) и др.

Источники загрязнения при бурении скважин условно можно подразделить на постоянные и временные. К первым относится утечка и испарение отходов бурения из шламовых амбаров. Ко второй группе следует отнести источники временного действия – поглощение бурового раствора при бурении, выбросы пластового флюсида, нарушение заколонного цементированного пространства, приводящее к межпластовым перетокам и заколонным проявлениям, затопление территории бу-

ровой вследствие паводка или интенсивного таяния снегов. Общим для них является то, что они носят вероятностный характер, а их масштаб и последствия трудно предсказать.

Отходы бурения содержат широкий спектр загрязнителей (табл. 6.3). Буровые сточные воды (БСВ) – это один из наиболее значительных по объёму видов загрязнителей, поскольку на Западно-Сибирской равнине на 1 м проходки скважины используется до  $1,1 \text{ м}^3$  воды (Оценка..., 1993). Удельный объём образования БСВ составляет  $0,24 \text{ м}^3/\text{м}$  проходки. БСВ, вследствие высокой подвижности и аккумулирующей способности, являются самыми опасными отходами бурения.

Таблица 6.3

**Характеристика основных видов загрязняющих веществ  
при добыче нефти и газа**

Технологический процесс	Основные загрязняющие вещества
Бурение и испытание скважин	Промывочные жидкости на водяной и нефтяной основе, химреагенты для воздействия на пласт и для изменения свойств буровых растворов, цементы, прямые и обращённые эмульсии, буровые сточные воды, отработанный буровой раствор, нефть, минеральные воды и др.
Добыча и первичная подготовка нефти	Нефть, водно-нефтяная эмульсия, минерализованные сточные воды, газы, ПАВ: эфиры жирных кислот, спиртов, алкил-фенолы, полициклические ароматические углеводороды

Буровой шлам также опасный загрязнитель, он содержит от 0,8 до 7,5 % нефти, до 15 % общей органики и до 37 % утяжелителя. Удельный объём образования БШ составляет  $200 \text{ м}^3/\text{скв}$ . В отработанном буровом растворе содержится целая гамма химических реагентов: от малотоксичных (хлорид кальция) до особо токсичных (соединения хрома).

При сооружении одной эксплуатационной скважины глубиной до 2 800 м в земляной амбар поступает около  $700 \text{ м}^3$  отходов бурения (ОБР, БСВ, БШ), более  $30 \text{ м}^3$  выливается на грунт. С отходами бурения, главным образом с ОБР, в амбар попадает 60–70 % нефти, используемой для обработки бурового раствора. Таким образом, земляные амбары – постоянный источник загрязнения компонентов ландшафта. Из амбаров, в результате их некачественного строительства, разрушения их обвалования тальми и дождевыми водами, во время половодий, происходит утечка отходов бурения и загрязнение почв, вод, раститель-

ности и т.д. К примеру, в объекты природной среды попадает до 75 % нефти, сброшенной в амбар (Оценка..., 1993).

Технология сбора, подготовки и трубопроводного транспорта нефти представляет сложную систему (табл. 6.4). Из таблицы видно, что главными загрязнителями в этом технологическом процессе являются нефть, попутный газ, ингибиторы коррозии и минерализованные воды. При транспорте нефти по магистральным нефтепроводам основными загрязнителями болотных геосистем являются нефть и нефтепродукты (табл. 6.5).

Таблица 6.4

#### Источники загрязнения при сборе, подготовке и транспортировке нефти

Сбор продукции скважин	Утечки через непрочности арматуры. Срабатывание предохранительных клапанов. Порывы нефтепроводов и коллекторов. Переливы нефти. Испарение нефти и газа, газовая свеча. Выброс газа на факел или в атмосферу без утилизации
Подкомплекс предварительного разделения продуктов скважин	Утечка нефти при зачистке резервуаров. Выброс газа на факел или в атмосферу без утилизации. Испарение реагента и нефти
Подготовка нефти	Порыв теплообменника. Выброс через предохранительный клапан, утечки и выбросы при горячей сепарации
Подготовка пластовых и сточных вод	Переливы, утечки, испарение нефти, очистка шлаконаливателя. Срабатывание предохранительного клапана
Трубопроводы	Утечки из-за негерметичности систем. Порывы линий. Аварийные выбросы сточных вод на КНС

В производственной и социальной инфраструктуре основными источниками загрязнения болотных геосистем являются:

- дизельные электростанции, котельные: выбросы в атмосферу продуктов сгорания попутных газов;
- трансформаторные подстанции: разливы трансформаторного масла;
- транспортные средства (автомобили, вертолёты): выбросы в атмосферу отработанных газов;
- склад ГСМ: выбросы в атмосферу углеводородов через неплотности в люках резервуаров, просачивание топлива и масел через щели в

стенках и днище хранилищ, пролив топлива и масел при заправке транспорта;

- резервуары очистных сооружений;
- вахтовый посёлок: сброс хозяйственно-бытовых стоков, выбросы аммиака в атмосферу от холодильных камер, твёрдые бытовые отходы.

Таблица 6.5

**Источники отрицательного воздействия на геосистемы болот  
при транспорте нефти по магистральным нефтепроводам**

Резервуарный парк	Испарение мелких фракций нефти. Зачистка. Проливы и утечки. Сброс подтоварных вод
Очистные сооружения и канализация	Утечки, переливы, сброс недоочищенных вод. Испарения
Линейные сооружения (трассы нефтепроводов)	Утечки, выбросы при авариях. Организованный выброс при печах подогрева
Насосная станция	Утечки и испарения нефти. Разливы нефти. Организованный выброс на котельной. Шум от насосных станций

Следует заметить, что при прокладке коридоров коммуникаций нефтегазовых месторождений через болота происходит интенсивная отсыпка песчаных насыпей, что нарушает естественные направления поверхностного стока и геохимических миграций и приводит к подтоплению автодорог (рис. 6.7, 6.8). Особенно серьёзная ситуация складывается при строительстве транспортных коридоров нефтяных месторождений через низинные осоковые болота в пойме Оби. В таком случае происходит интенсивный размыв песчаных насыпей во время половодья, и шлейф песка тянется на 100–200 м от самой насыпи, что отчётливо видно на космических снимках (рис. 6.9).

Анализ основных загрязнителей компонентов болотной геосистемы показывает, что все они обладают определённой токсичностью по отношению к живым организмам, изменяют свойства почв, состав воды и т.д. В целом, следует отметить, что нефтегазодобыча в силу своего активного вмешательства в процессы энерго- и массообмена оказывает существенное воздействие практически на все компоненты геосистем (рис. 6.10).





Рис. 6.7. Песчаные насыпи коридоров коммуникаций нефтяного месторождения, проходящие через геосистемы открытых болот (фото В.В. Хромых с вертолёта, 1993 г.)



Рис. 6.8. Подтопление автодороги на кустовую площадку № 3 Чкаловского нефтяного месторождения (фото В.В. Хромых)



Рис. 6.9. Размытые во время половодья песчаные насыпи коридоров коммуникаций Северо-Покурского месторождения нефти (фрагмент космического снимка Landsat 2002 г., геосервис Google Earth)

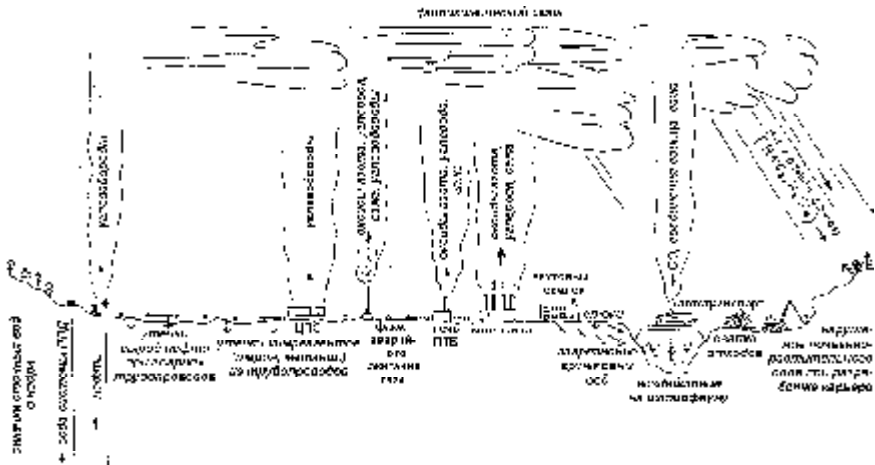


Рис. 6.10. Схема воздействия на компоненты геосистем нефтегазового месторождения

## 6.5. Строительство линейных сооружений на болотах

Интенсивное освоение заболоченных территорий Западной Сибири, в том числе и Томской области, выявило проблему воздействия строительства линейных сооружений (дорог, нефте- и газопроводов, мостов, высоковольтных линий электропередач и др.) на состояние болотных ландшафтов и окружающей среды (Горшков, 1982; Полкошникова, 1982; Лисс, Полкошникова, 1983; Лисс, Хорошева, 1988; Евсева, Земцов, 1990; Евсева, 2009 и др., Хромых, Хромых, 2011). Подтопление болот, гибель древесной растительности, загрязнение природных вод наблюдается при строительстве дорог, высоковольтных линий электропередач, магистральных и сборных трубопроводов. Линейные сооружения препятствуют стоку вод с болот, способствуют смене растительных сообществ, нарушают пути миграции животных. При создании нефтегазопромыслов и подъездных путей к ним, магистральных трубопроводов и дорог вырубается лес, уничтожается почвенный и травяной покров. Так, при прокладке 1 км магистрального трубопровода в среднем нарушается 4 га покрова, 1 км дороги – 2 га (Сергеев, 1985). Длина магистральных трубопроводов в Томской области на конец 2010 г. составила 6885 км (Статистический ежегодник, 2011).

Линейные сооружения территории и, прежде всего, дороги разного типа, особенно дороги с твердым покрытием – это хорошо выраженные искусственные формы рельефа, имеющие значительные размеры. Средняя ширина дорог составляет 8,5 м, высота дорожной насыпи местами достигает 10–12 м, но чаще 1–3 м. Длина дорог разного типа в области представлена в табл. 6.6.

Протяженность автодорог с твердым покрытием, проходящих по заболоченным территориям по самым грубым оценкам составляет 365 км (или 8,8 %), протяженность автодорог без покрытия и улучшенных грунтовых, проходящих по заболоченным территориям, составляет также по предварительным оценкам до 322 км. По данным полевых наблюдений (1973–2011 гг.) и обзора литературных источников, дороги оказывают большое влияние на процессы болотообразования и ландшафты болот. Дороги часто служат преградой для стока талых снеговых и дождевых вод вследствие засыпки грунтом слабо выраженных в рельефе плоскодонных ложбин – верхних звеньев гидрографической сети, а также балок (рис. 6.11, 6.12), или вследствие недоучета объема и

Таблица 6.6

**Длина дорог Томской области  
(Томский..., 2001; Статистический ежегодник, 2011)**

Тип линейных сооружений	1980 г.	1990 г.	2000 г.	2003 г.
	Длина, км			
Железнодорожные пути, всего	1345	1133	628	597
Общего пользования	345	345	346	346
Автомобильные дороги, всего	7331	11376	9646	8792
в том числе:				
- общего пользования	4307	4204	4523	
- ведомственные	3024	7172	5123	
- из общей длины дорог – дороги с твердым покрытием	1767	5320	6637	6405
Линии электропередач	-	-	Около 20 тыс.	Около 20 тыс.

направлений стекания болотных вод. В результате формируется зона подтопления, что ведет к заболачиванию и гибели леса. Например, в районе станций Суйга – Кеть вдоль железной дороги Асино – Белый Яр в 1976 г. ширина зоны подтопления достигала несколько сот метров. Подтопление и гибель леса наблюдается вдоль трас Томск – Асино, Томск – Каргасок, Томск – Тегульдэт и др. в результате отсутствия дренажных сооружений.

О.Л. Лисс и О.В. Полкошникова (1983), изучая влияние линейных сооружений на болота в окрестностях Самотлора, пришли к выводу о влиянии дорог, проложенных по болоту:

- дороги становятся «плотинами», затрудняя сток поверхностных и внутризалежных вод с болотных массивов;
- приводят к уплотнению грунта под дорожным полотном. Под ним сохраняется мерзлота, служащая водоупором;
- максимальное воздействие дороги оказывают на сток болотных вод при наличии прямого угла между направлением дороги и линией стока, минимальное – когда дорога параллельна линиям стока болотных вод.

В настоящее время нет длительных по времени наблюдений за данным процессом, но подтопление дорог болотными водами наблюдается часто. О.Л. Лисс и О.В. Хорошева (1988) отмечают, что изменение гидрологического режима болот, вызванное дорожным строительством, приводит к образованию переосушенных (пожароопасных) или переувлажненных затопленных участков. Переосушенные участки болот характеризуются прекращением торфонакопления и разрушением торфяной





Рис. 6.11. Подтопление вдоль дороги в окрестностях с. Тегульдет (фото Т.Н. Жилиной, 2011)



Рис. 6.12. Канал под дорогой в окрестностях с. Тегульдет (фото Т.Н. Жилиной, 2011)

поверхности. Образование подтоплений у дорожного полотна вызывает усиление болотообразовательного процесса. Степень влияния дорог на гидрологический режим прилегающих к ним участков определяется углом между направлением дороги и линией стока болотных вод. Перепады уровней болотных вод по обе стороны дороги, расположенной перпендикулярно направлению стока болотных вод, в период весеннего снеготаяния достигают 70–100 см (Полкошников, 1982). Воды в зоне дорог загрязняются, повышается минерализация вод со стороны притока их к дорожным сооружениям. Подпор насыпью дороги стока болотных вод приводит также к изменению рисунка болотных течений. В 2003 г. в бассейне р. Салат – правого притока р. Чижалка (бассейн р. Васюган) Н.С. Евсеевой были отмечены первоначальные изменения стока болотных вод и величина их подпора в ряде участков по трассе, соединяющей Южно-Мыльдзинское нефтяное месторождение с бывшим с. Чарымово на р. Нюролька. Вдоль трассы дороги отчетливо прослеживается полоса подпора болотных вод (справа по трассе при движении к р. Салат). Ширина зоны подпора в зависимости от микрорельефа поверхности междуречья изменяется от 5–10 м на возвышенных участках и до 50–60 м на болоте.

В пределах одной из точек наблюдения насыпь дороги привела к изменению направления стока внутриболотного ручья: вначале движение вод ручья происходит параллельно дороге, размывая ее насыпной грунт, примерно через 50–60 м направление в условиях подпора вод изменяется и речные воды устремляются вниз по склону по зимнику. Ручей имел ширину 32–50 см и глубину – до 5 см, скорость течения составляла 0,33 м/с. После изменения направления стока ширина русла

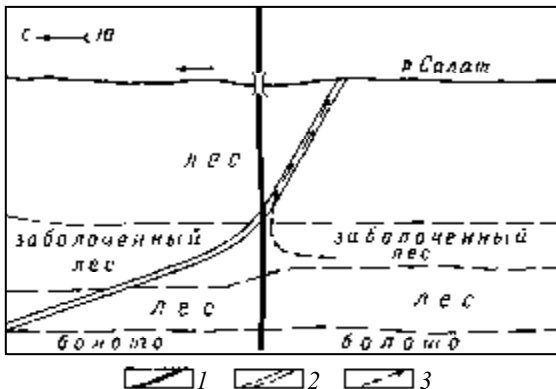


Рис. 6.13. Схема подпора болотных вод вдоль трассы автодороги в бассейне р. Салат: 1 – трасса автодороги, 2 – зимник, 3 – направление стока вод ручья из болота в 2003 г. (Евсеева, 2009)



Рис. 6.14. Вырубка под строящуюся ЛЭП  
(фото З.Н. Квасниковой, 2011)



Рис. 6.15. Зимник. Окрестности с. Парабель  
(фото З.Н. Квасниковой, 2011)

ручья увеличилась до 2–3 м, а глубина составила 30 см и более. Сток вод стал осуществляться в пойму р. Салат (рис. 6.13). Противоположный участок вдоль дороги более сухой. Таким образом, подтверждается, что максимальное воздействие дороги оказывают на сток болотных вод при наличии прямого угла между направлением дороги и линией стока болотных вод.

Подобные подтопления отмечались при проведении исследований и в Тегульдетском районе (рис. 6.11, 6.12) и в окрестностях с. Парабель при вырубке леса под ЛЭП (рис. 6.14) и создании зимников (рис. 6.15).

Строительство мостов также приводит к значительным изменениям рельефа поймы, состава отложений на поверхности и растительного покрова, что определяет изменения условий дренирования грунтовых вод, путей стока и инфильтрации поверхностных вод. Наибольшие изменения болотных геосистем наблюдаются в пойме. Прежде всего, следует отметить их антропогенное иссушение вследствие снижения уровня грунтовых вод, произошедшего из-за комплекса наложившихся друг на друга факторов, например: просадки уровня Томи из-за добычи песчано-гравийной смеси (ПГС), деятельности Томского водозабора, мелиоративных работ, вырубки лесов с целью увеличения земель под пашню и садово-дачные участки. Нарушение режимов поёмности привело к своеобразному «скачку» почти всех урочищ на одну ступень вверх в парагенетическом ряду пойменных геосистем (Хромых, Хромых, 2011). Высокая пойма, не затапливаемая несколько десятилетий, превращается, в свою очередь, в антропогенную надпойменную террасу. У многих геосистем заболоченных лугов здесь наблюдается быстрая трансформация аллювиальных луговых почв в сторону дерновых.



## Глава 7

### **ХАРАКТЕРИСТИКА АНТРОПОГЕННО ИЗМЕНЕННЫХ БОЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ**

При изучении антропогенного воздействия на болотные ландшафты Томской области проведена оценка степени их изменения на основе анализа динамического состояния ПТК. Антропогенный фактор никогда не действует в чистом виде, он всегда сочетается с природными процессами. И хотя он приводит к качественно новым свойствам ПТК, механизм его действия таков же, как и всех других факторов. В результате антропогенные воздействия могут вызвать новые состояния и смены ПТК. Среди антропогенных изменений встречаются как обратимые, так и необратимые. Они ускоряют или замедляют развитие комплекса, способствуют переходу ПТК из одной фазы или подфазы в другую. Под фазой (подфазой) развития понимается многолетнее состояние, характеризующееся необратимыми изменениями природных компонентов ПТК при сохранении общего набора процессов: переход почв в иной вид, сукцессии растительности, появление или исчезновение отдельных фаций и урочищ. Степень антропогенной измененности ПТК определяется по отношению к узловым точкам его жизни. Вмешательство человека может нарушить один или несколько компонентов или условия внешней среды в любой из фаз развития ПТК. При этом возможны три варианта (Мамай, 2005): 1) ПТК остаются в той же фазе и подфазе развития; 2) ПТК переходят в одну из подфаз фазы смены; 3) происходит смена ПТК. На основе этого выделяются следующие степени изменения ПТК:

1) Слабоизмененными называют ПТК, находящиеся в фазах зарождения и становления, устойчивого существования и медленного развития, если в них антропогенный фактор не привел к смене одной фазы или подфазы другой. Нарушению подвергаются только отдельные компоненты ландшафта, и остается возможным восстановление исходного состояния ПТК. Примером слабых изменений являются сукцессии растительности после вырубок или пожаров.

2) Среднеизмененные ПТК характеризуются переходом в раннюю подфазу фазы смены. Фаза смены может наступить на любой из подфаз предшествующих фаз. Смена сопровождается усилением или ослаблением сноса и наноса твердого материала, усилением или уменьшением увлажнения, уменьшением или увеличением выноса химически активных веществ, т.е. происходит формирование геоматических условий нового ПТК. Ранняя подфаза смены наступает при появлении отдельных видов растений, не характерных для ПТК, и слабых признаках смены типа почвообразовательного процесса, например оглеение сильно-подзолистых почв. При средней степени изменения ПТК возможность восстановления исходного состояния исчезает.

3) Сильноизмененными следует считать ПТК, которые перешли в среднюю подфазу фазы смены: увеличивается число нехарактерных для старого ПТК растений, смена процесса почвообразования более выражена (глееватые почвы);

4) Очень сильные изменения ПТК сопровождаются полной сменой комплекса. Рубеж между фазами смены и зарождения нового ПТК происходит, когда свойства новой геомы уже сформировались, но отбор новой биоты, соответствующей ей, только начинается и новые почвы не образовались. Момент смены типа почвообразования является узловой точкой в развитии ландшафта. Смена типа почвообразования – есть смена инварианта (Мамай, 2005).

Согласно вышесказанному, на территории Томской области выделены следующие типы антропогенных изменений болотных ландшафтов, вызванные осушительной мелиорацией, пожарами, добычей торфа, влиянием линейных сооружений (подтопления у дорог, вырубки под ЛЭП) и др.

## **7.1. Влияние линейных сооружений**

### **7.1.1. Влияние ЛЭП на болотные ландшафты**

При прохождении ЛЭП через лесные массивы и зеленые насаждения, прежде чем приступить к строительству линии электропередачи, осуществляется вырубка просеки. Проектная ширина вырубаемой просеки определяется исключением случаев падения деревьев на провода. Последствия строительства ЛЭП в ряде случаев осложняются нарушением микрорельефа болот вследствие образования колеи от тяжелого транспорта, обслуживающего ЛЭП.

В ходе работ по оценке влияния ЛЭП на болотные ландшафты проведены исследования на разных типах болот в пределах Колпашевского, Верхнекетского и Шегарского районов. Всего было рассмотрено четыре ключевых участка (рис. 7.1). В результате было выявлено, что влияние ЛЭП на ландшафты болот различно и выражается от смены растительности и микрорельефа (участки 1–3) до нарушения почвенного покрова (участок 4).

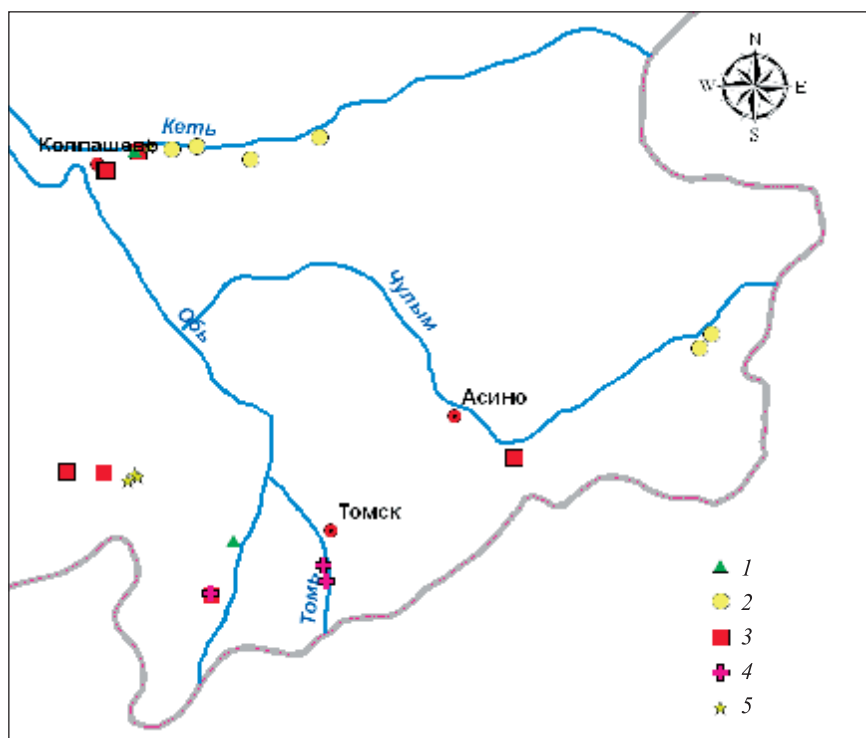


Рис. 7.1. Схема расположения объектов исследования: 1 – ЛЭП; 2 – строительство дорог; 3 – осушительная мелиорация; 4 – торфодобыча; 5 – торфяные пожары

1. Участок кустарничково-травяного переходного болота расположен в 500 м на восток от озера Несорное в окрестностях г. Колпашево. Участок расположен на поверхности второй надпойменной террасы р. Кеть. Микрорельеф болота кочковатый, осложнен колеями от транспорта. Под

проводами ЛЭП проходит насыпь. Вследствие вырубki, древесный ярус отсутствует. Ярус подростa хорошо выражен, отмечено интенсивное возобновление древесного яруса. Доминантным видом является береза. Большая часть деревьев и кустарничков произрастает на гряде под проводами. Это может быть связано с низким уровнем болотных вод на повышении микрорельефа. Травяной покров образован осокой и пушицей с общим проективным покрытием 80 %. В моховом покрове преобладают сфагновые мхи. В переувлажненной колее от транспорта растительность отсутствует. Таким образом, антропогенное воздействие на данном участке болота сводится к изменению растительного покрова вследствие вырубki (появление низинных видов) и перераспределения растительности после изменения естественного микрорельефа.

2. Участок кустарничково-мохового переходного болота расположен под ЛЭП в 400 м на юг от трассы Колпашево – Белый Яр (рис. 7.2). Болото расположено на первой надпойменной террасе р. Кеть. Микрорельеф кочковатый, осложнен колеями от транспорта. Участок характеризуется



Рис. 7.2. Пересечение болота ЛЭП (фото Ю.А. Харанжевской, 2011)

интенсивным восстановлением древесного яруса после вырубки. В подросе преобладают одновозрастные насаждения сосны и березы в хорошем состоянии. До строительства ЛЭП на данном участке располагался заболоченный лес. Колея от транспорта на распределение растительности не влияет, что может быть связано с достаточно низким уровнем болотных вод (ниже поверхности понижений).

3. Участок кустарничково-осоково-сфагнового верхового болота расположен под ЛЭП в 430 м на юг от трассы Колпашево – Белый Яр, на восток от с. Белояровка. Болото расположено на первой надпойменной террасе р. Кеть. Микрорельеф мелкопочковатый, осложнен колеями от транспорта. Глубина колеи составляет 10–20 см. Древесный ярус отсутствует. Ярус подроста плохо выражен, отдельные экземпляры сосны в хорошем состоянии. В связи с высоким уровнем болотных вод в колее, здесь отсутствует кустарничковая и травяная растительность и произрастают только сфагновые мхи. До прокладки ЛЭП на данном участке располагалось сосново-кустарничково-сфагновое болото с низкорослой разреженной сосной.

4. Участок древесно-кустарничкового низинного болота расположен под ЛЭП в 200 м на юг от трассы, в 50 м от границы болота в пойме р. Оби в районе пос. Мельниково. Микрорельеф кочковатый. Древесный ярус не выражен, отмечены отдельные экземпляры березы в угнетенном состоянии. Наблюдается нарушение почвенного покрова (слой глины в верхнем горизонте почвенного профиля), возможно вследствие прохождения тяжелой техники. Коренной фацией здесь является березовое низинное болото.

Анализ антропогенных нарушений вследствие строительства ЛЭП показал, что рассматриваемые участки можно отнести к слабоизмененным ПТК. Об этом свидетельствует отсутствие нарушений геоматических компонентов ландшафта – условия увлажнения и направленность почвообразовательных процессов не изменились в процессе рубки древесной растительности. На большинстве болот наблюдается интенсивное возобновление древесного яруса. Также отмечено изменение микрорельефа вследствие прохождения тяжелого транспорта. Влияние колеи на произрастание растительности зависит от уровня болотных вод: при низких уровнях оно не выражено, колея зарастает, и естественный микрорельеф постепенно восстанавливается. При высоких уровнях болотных вод растительность в колее отсутствует или находится в угнетенном состоянии и восстановление данного участка не проис-

ходит, но так как колея занимает незначительную долю от общей площади вырубki под ЛЭП, нельзя говорить о переходе рассматриваемых участков в фазу смены.

### 7.1.2. Транспортное строительство

Большое влияние на ПТК оказывает подтопление вследствие нарушения стока при строительстве дорог, мостов и т.д. (см. главу 6). Длительное стояние воды влечет за собой деструктивное воздействие на почвенный и растительный покров геосистем. В большинстве случаев при подтоплении лесных или луговых территорий отмечается смена типа почвообразования с дернового на болотный, что свидетельствует о сильной или очень сильной степени изменения ПТК. При подтоплении участков болот происходит смена растительного покрова с древесного на кустарничково-травяной или травяной, изменяется вид торфа, но общая направленность почвообразовательного процесса не меняется, это свидетельствует об изменении ПТК в средней степени. Рассмотрим последствия подтопления на примере ключевых участков, расположенных на территории Томской области (рис. 7.1).

*Участок 1* расположен в пойме ручья, пересекающего первую надпойменную террасу р. Кеть в окрестностях с. Усть-Речка и представляет собой древесно-кустарничково-травяное болото у трассы Колпашево – Белый Яр. Микрорельеф участка кочковатый со средней высотой осоковых кочек 50 см, что свидетельствует о периодическом затоплении участка. Древесный ярус представлен сосной и березой (сомкнутость крон 20 %). В целом состояние древесного яруса хорошее, но присутствует несколько экземпляров сухой березы, погибших, по-видимому, из-за высокого уровня болотных вод. Ближе к обводненному участку древесная растительность отсутствует, и здесь расположены густые ивовые заросли, что обусловлено избыточным увлажнением в течение длительного времени. В травяном покрове с общим проективным покрытием 70 % преобладают осоки, вейник, сабельник. Мощность торфяной залежи 1,75 м. Нижние горизонты торфяной залежи представлены ивовым низинным торфом, верхний – низинным сосновым. Анализ строения торфяной залежи показал, что до строительства дороги данный участок представлял собой древесное низинное болото. После строительства дороги произошло подтопление участка, и в связи со сменой режима увлажнения начала происходить смена растительности на кустарничково-травяную. Таким образом, участок 1 можно отнести к среднеизмененным ПТК.

*Участок 2* расположен у трассы Колпашево – Белый Яр на третьей надпойменной террасе р. Кеть в районе с. Юдино. Микрорельеф кочковатый. Древесный ярус отсутствует. Отмечены сухие экземпляры сосен высотой 7–8 м, погибших в результате высокого уровня болотных вод. В подросте встречаются отдельные экземпляры угнетенной березы. Кустарничковый ярус образован кассандрой, подбелом с общим проективным покрытием 50 %. Проективное покрытие травами составляет 80 %. Наиболее распространены осока и пушица. Моховой покров отсутствует. Мощность торфяной залежи составляет 2,75 м. У трассы отмечены заросли камыша. Сухие экземпляры сосен свидетельствуют о смене древесного болота на кустарничково-травяное. В связи со сменой режима увлажнения без смены почвообразовательного процесса рассматриваемый участок можно отнести к среднеизмененным ПТК.

*Участок 3* расположен на второй надпойменной террасе р. Кеть в окрестностях п. Белый Яр в 10 м от трассы. Древесный ярус отсутствует, отмечены сухие экземпляры сосен. Подрост не выражен, отдельные экземпляры сосны и березы в угнетенном состоянии. В кустарничковом ярусе с проективным покрытием 50 % произрастают клюква и кассандра. Проективное покрытие травяного покрова 50 %. Преобладает осока, менее распространен хвощ топяной и белокрыльник. Проективное покрытие сфагновыми мхами 70 %. Почвенный покров отсутствует. На суглинистой подстилающей породе расположена сплавина мощностью 1 м. До строительства дороги участок был занят суходольной сосновой растительностью. В результате строительства дороги произошло подтопление с последующим образованием сплавины. Таким образом, началось заболачивание данного участка. В настоящее время происходит смена типа почвообразования, поэтому данный участок следует отнести к очень сильноизмененным ПТК.

*Участок 4* расположен в пределах хвощового болота на третьей надпойменной террасе р. Кеть в 30 м от трассы Колпашево – Белый Яр. Микрорельеф волнистый, осложнен поваленными стволами деревьев. Древесный ярус не выражен, отдельные экземпляры березы высотой 5 м находятся в угнетенном состоянии. Отмечено значительное количество экземпляров сухих сосен высотой до 15 м. Кустарничковый ярус с проективным покрытием 20 % представлен ивой. На повышениях микрорельефа произрастает кассандра (20 %). Травяной покров образован хвощем топяным, осокой и др. Проективное покрытие травяного яруса 80 %. Почвы торфяные (0,9 м). До подтопления участок возможно представлял

собой сосново-осоковое болото. Таким образом, поменялся видовой состав растительности. Участок относится к среднеизмененным ПТК.

*Участок 5* относится к хвощовому болоту и расположен в 50 м от трассы на второй надпойменной террасе р. Чулым в районе с. Тегульдет. Микрорельеф слабоволнистый с понижением глубиной 0,5 м. Древесный ярус отсутствует. Встречаются отдельные экземпляры ивы. Общее проективное покрытие травами составляет 95 %. Наиболее распространены хвощ, встречаются белокрыльник и сабельник. Мощность торфяной залежи составляет 1,6 м, она образована древесно-хвощовым торфом. На глубине 40–50 см расположен слой слаборазложившихся древесных остатков, перекрытый неразложившимися хвощовыми остатками. Это, возможно, объясняется быстрым усыханием древесной растительности вследствие подтопления территории после строительства дороги. Участок относится к средней степени изменения ПТК.

*Участок 6* расположен на осоково-хвощовом болоте в 100 м от трассы на второй надпойменной террасе р. Чулым в районе с. Куяновская Гарь (рис. 7.3). Через болото протекает ручей шириной 40 см. Микрорельеф поверхности болота кочковатый. Древесный ярус отсутствует.



Рис. 7.3. Осоково-хвощовое болото в зоне влияния автодороги  
(фото Ю.А. Харанжевской, 2011)



Отмечены сухие стволы сосен (высота 5–7 м, диаметр 10 см) и березовые пни (высота 1 м, диаметр 7 см). На площади 100 м<sup>2</sup> присутствует 15 экземпляров сухих деревьев. На буграх встречаются отдельные экземпляры ивы. Травяной покров образован хвощом топяным, осокой и др. Проектное покрытие травяным ярусом 100 %. На буграх встречаются сфагновые мхи с общим проектным покрытием 20 %. Мощность торфяной залежи 3,2 м. До строительства дороги на данном участке располагалось сосново-березово-сфагновое болото, которое после подъема уровня болотных вод сменилось на осоково-хвощовое болото. Таким образом, исследования проведены на шести участках подтопления. Общим для большинства участков являются: высокий уровень стояния болотных вод – у поверхности болота или выше; отмечается усыхание древесной растительности и зарастание более влаголюбивыми видами (хвощ, белокрыльник). В зависимости от прежних условий происходит изменение ПТК средней (при подтоплении болот) или сильной (при подтоплении суходольных участков) степени. В связи со сменой режима увлажнения и в некоторых случаях типа почвообразовательного процесса возможность восстановления исходного состояния исчезает. Строительство мостов также влияет на ландшафты, вызывая их изменения.

### 7.1.3. Строительство мостов

Строительство мостов приводит к значительным изменениям рельефа поймы, состава отложений на поверхности и растительного покрова, что определяет изменения условий дренирования грунтовых вод, путей стока и инфильтрации поверхностных вод. Так, при строительстве Коммунального моста через р. Томь было перекрыто сообщение Сенной курьи с рекой, вследствие чего этот залив был превращён в озеро (рис. 7.4). Большие изменения произошли при постройке нового Транспортного моста (рис. 7.5). Подъезды к мосту выполнены в виде крупной транспортной развязки. При этом была спрямлена излучина реки Большой Киргизки и потребовалось строительство многочисленных мостовых переходов через малые водотоки в пойме (рис. 7.6).

Часто возведение линейных сооружений в пойме приводит к подтоплению и застою воды, что видно на космических снимках (рис. 7.7, 7.8). С целью выявления антропогенных изменений болотных геосистем в окрестностях Томска было проведено сравнение оцифрованной карты растительности 1929 г. (Весенние..., 1929) и современной цифровой ландшафтной карты (рис. 7.9 и 7.10) (Хромых, Хромых, 2011).



Рис. 7.4. Дамба, отгородившая залив Сенная Курья от Томи (фото О.В. Хромых, 2006 г.)



Рис. 7.5. Новый Транспортный мост через р. Томь (фото О.В. Хромых, 2006 г.)



Рис. 7.6. Район нового Транспортного моста через Томь на космическом снимке Terra (сканер Aster), 15.05.2003. Зелёная стрелка – спрямлённая излучина р. Бол. Киргизка, красная – старое русло Бол. Киргизки, сейчас русло р. Мал. Киргизка, жёлтые стрелки – подтопление с двух сторон дороги (Хромых, Хромых, 2011)

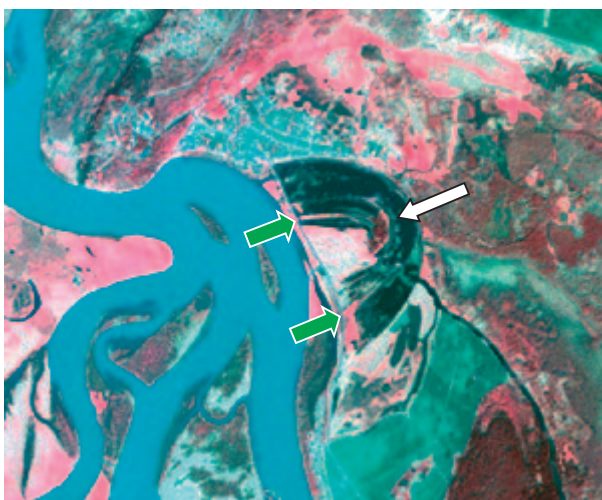


Рис. 7.7. Подтопление (белая стрелка) южнее с. Коларово из-за постройки дороги (зелёные стрелки) (космический снимок Terra (сканер Aster), 15.05.2003)

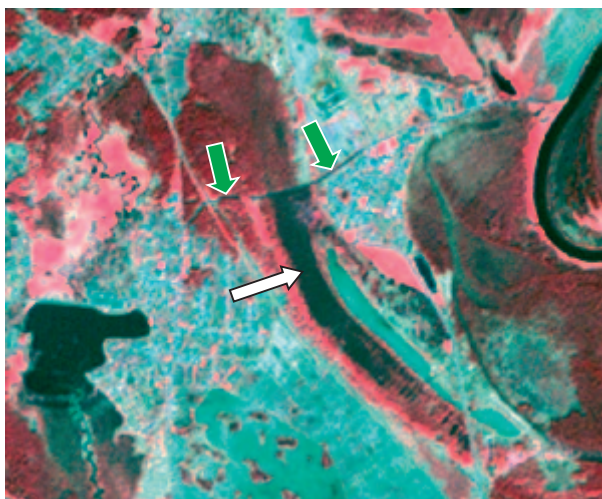


Рис. 7.8. Подтопление (белая стрелка) из-за постройки дороги Борики – Поросино (зелёные стрелки) (космический снимок Terra (сканер Aster), 15.05.2003)

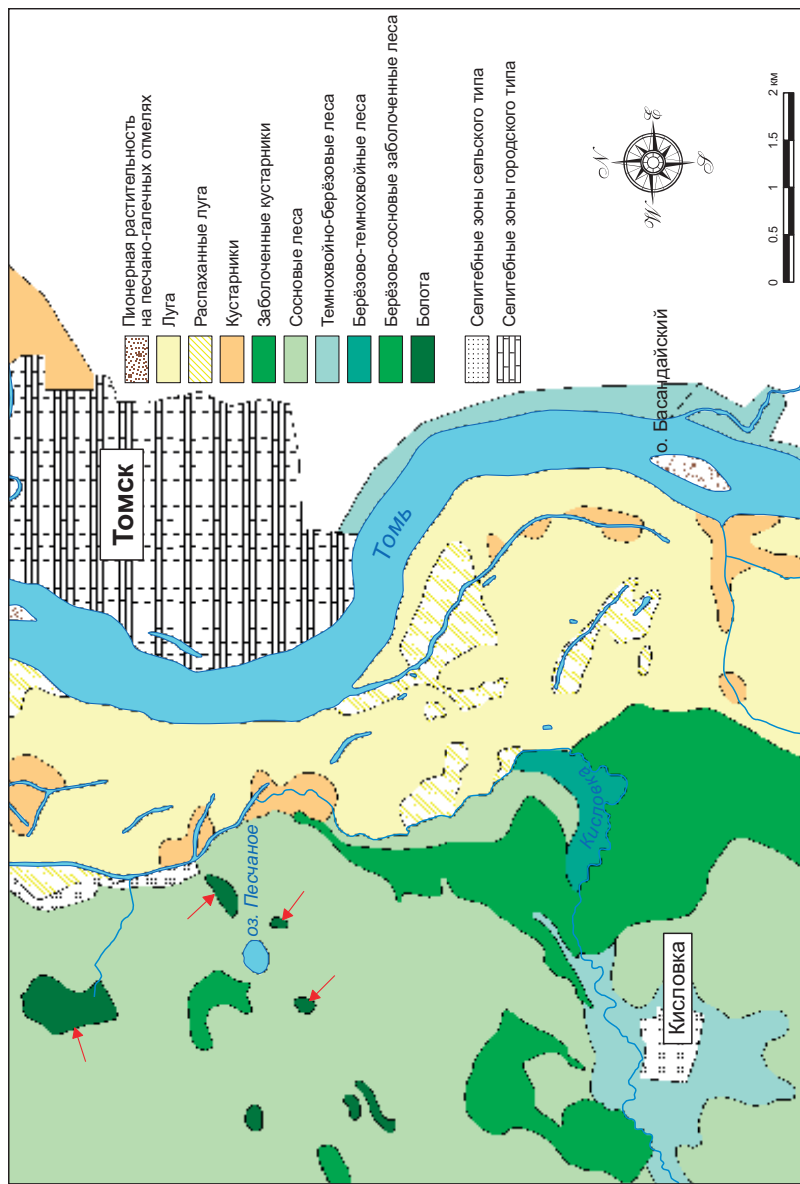


Рис. 7.9. Карта растительности окрестностей Томска в 1929 г. (Весенние ботанические экскурсии..., 1929).  
 Красные стрелки – осушенные сейчас болота

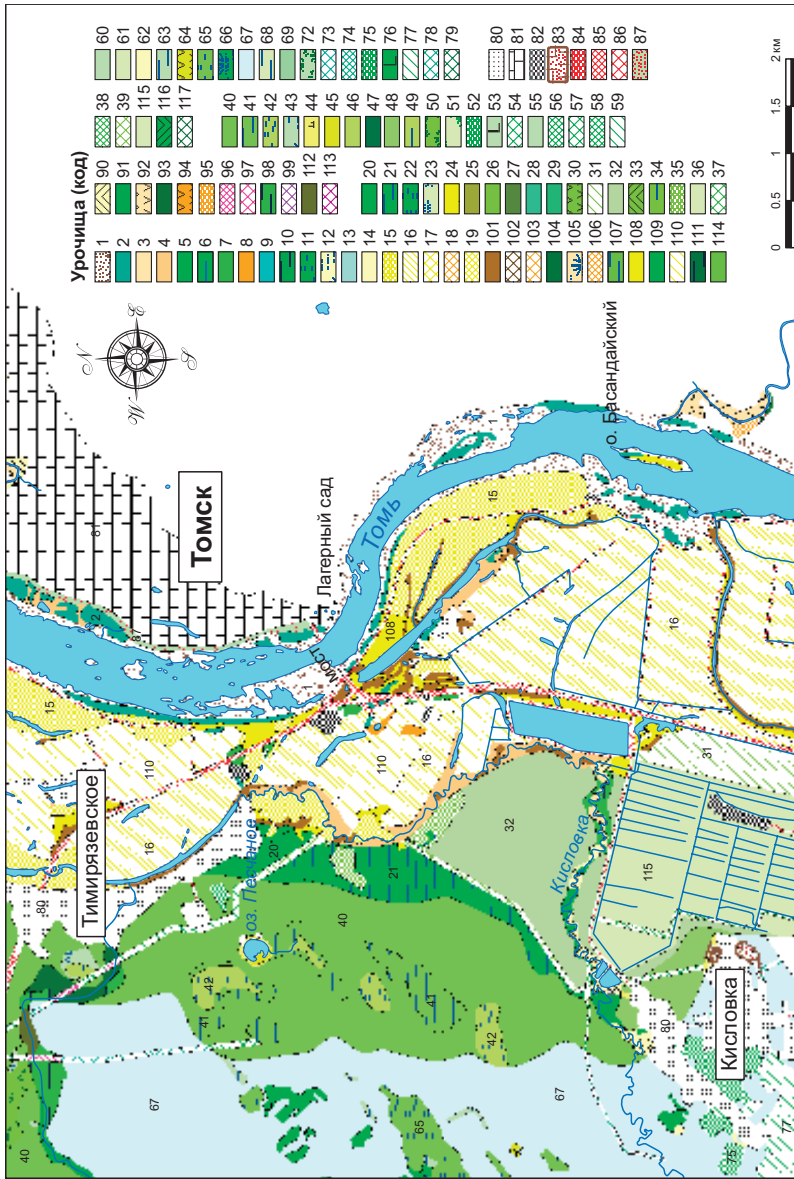


Рис. 7.10. Фрагмент современной ландшафтной карты окрестностей Томска (Хромых, 2011)



В результате выявлено, что наибольшие изменения болотных геосистем наблюдаются в пойме. Прежде всего, следует отметить их антропогенное иссушение вследствие снижения уровня грунтовых вод, произошедшего из-за комплекса наложившихся друг на друга факторов: посадки уровня Томи из-за добычи песчано-гравийной смеси (ПГС), деятельности Томского водозабора, мелиоративных работ, вырубки лесов с целью увеличения земель под пашню и садово-дачные участки. Нарушение режимов поёмности привело к своеобразному «скачку» почти всех урочищ на одну ступень вверх в парагенетическом ряду пойменных геосистем. Высокая пойма, не затопляющаяся несколько десятилетий, превращается, в свою очередь, в антропогенную надпойменную террасу. У многих геосистем заболоченных лугов здесь наблюдается быстрая трансформация аллювиальных луговых почв в сторону дерновых. Снижение уровня грунтовых вод сильно затронуло болотные геосистемы надпойменных террас. Многие залесенные болота модифицированы в геосистемы высохших сосново-берёзовых болот (рис. 7.11). Там же, где ещё остались крупные болотные массивы, проводится интенсивная осушительная мелиорация. Анализ на основе геоинформационного картографирования показал сокращение площади заболоченных лесов в четыре раза – с 8,02 км<sup>2</sup> в 1929 г. до 1,99 км<sup>2</sup> в 2005 г. (Хромых, Хромых, 2011).



Рис. 7.11. Высохшее берёзовое болото на второй надпойменной террасе Томи к юго-западу от озера Песчаного (фото О.В. Хромых, 2006)

## **7.2. Влияние мелиоративных мероприятий на ландшафты болот**

Воздействие на любой из факторов или компонентов сложного болотного комплекса приводит к изменению всей экосистемы. При осушении болот понижается уровень болотных вод, почва освобождается от избытка влаги и обогащается кислородом. Эти процессы приводят к смене прежней болотной экосистемы лесной или луговой экосистемой антропогенного характера. Исследования влияния осушительной мелиорации на разных типах болот проводились в ходе полевых работ на территории Бакcharского, Шегарского, Кожевниковского, Колпашевского, Тегульдетского районов и с применением дешифрирования космических снимков и геоинформационного моделирования на территории Томского района Томской области (см. рис. 7.1).

### **7.2.1. Полевое изучение влияния осушительной мелиорации на болота южной тайги**

*Участок 1* представлен Карагайским болотом и занимает левобережную террасу реки Иксы, в 5 км к северо-западу от села Плотниково Бакcharского района Томской области. В 80-х гг. XX в. болото было подвергнуто мелиоративному осушению с целью торфодобычи, на некоторых участках была сведена древесная растительность, но добыча торфа не проводилась.

По данным А.А. Храмова, В.И. Валуцкого (1977), до осушения территория представляла собой безлесное болото с редкими разбросанными моховыми подушками и плоскими буграми, окруженное облесенными грядами в периферийных частях. Увлажнение центральной части болота было избыточное, уровень воды не опускался ниже 5–10 см от поверхности мохового ковра в микропонижениях. Летом в периоды обильных дождей вода поднималась выше поверхности на 10–20 см. В образовании растительного покрова этой части болота главная роль принадлежала трем основным жизненным формам – травам, кустарничкам и мхам. В связи с постоянной насыщенностью водой верхних горизонтов торфяной залежи древесная растительность отсутствовала.

Для краевой части болота с облесенными грядами была характерна расчлененность поверхности на обширные плоские мочажины и вытянутые плоские гряды и связанная с этим комплексность растительного покрова. Растительный покров межгрядовых пространств образовывал-

ся теми же группами растений, что и сообщества центральной части. Сообщества гряд характеризовались развитием древесного яруса при относительно слабом развитии кустарничково-травяного покрова.

При исследовании болота после осушения в 2008 г. нами были обнаружены следующие изменения: уровень болотных вод понизился до 0,5–1 м. Изменение водно-воздушного режима торфяной почвы и ее физико-химических свойств отразилось на видовом составе растительности. Доминантным растительным сообществом центральной части болота является сосново-березовый фитоценоз (8Б 2С). Микрорельеф волнистый, представлен приствольными повышениями. Древесный ярус образован березой пушистой в сильно угнетенном состоянии (средняя высота 20 м, средний диаметр 20 см) и сосной (8 м и 20 см соответственно). Сомкнутость древесного яруса составляет 0,2. Проективное покрытие травами – 100 %. Меньшую площадь центральной части болота занимает березовая формация. Периферийные части болота заняты березово-сосновым фитоценозом (8С 2Б). Микрорельеф участка бугристый, представлен приствольными повышениями. Древесный ярус состоит из сосны (средняя высота 8 м, средний диаметр 20 см) и березы (10 м, 25 см). Общая сомкнутость древесного яруса составляет 0,6. Подрост образован кедром (1,2 м), березой (1 м), сосной (1 м), елью (0,6 м). Подрост распределен равномерно. Кустарничковый ярус представлен багульником (40 см, сор1), который расположен на повышениях. Моховой покров составляют сфагнум узколистный на повышениях и зеленый мох в понижениях. Проективное покрытие мхами составляет 40 %. В травяном покрове присутствуют костяника (20 см, sp, распределена равномерно) и злаки (30 см, sol, на буграх). Проективное покрытие травами составляет 40 %. На северной неосушенной части болота присутствует березовый ерник на торфяных эвтрофных почвах.

Таким образом, осушение Карагайского болота имело следующие последствия: вскоре после осушения произошла смена фитоценозов, болото сменилось сосново-березовой формацией. Резко понизился уровень болотных вод. Однако прироста древесной биомассы до товарного вида не произошло (Калаева, 2009). Таким образом, Карагайское болото в связи со значительным изменением режима увлажнения и растительного, и почвенного покровов, которое выражается в увеличении степени разложения торфяной залежи, можно отнести к сильноизмененным ПТК.

*Участок 2.* Это участок Бакчарского болота, расположенный на Бакчар-Иксинской междуречной суглинистой равнине к юго-западу от



трассы Томск – Бакчар. В 70-е гг. XX в. здесь создана система осушительных каналов с целью лесомелиорации. Это повлекло за собой изменение болотных ландшафтов: рост кедра в сосново-кустарничково-сфагновом фитоценозе, увеличение бонитета древостоя и облесение некоторых участков. Так, в юго-восточной части осушенной территории встречаются небольшие участки осоково-сфагнового олиготрофного фитоценоза, в южной части – обширные участки сосново-кустарничково-сфагнового фитоценоза (низкий ряб). Это обычное распределение ландшафтов на окраине крупного олиготрофного болотного массива лесоболотной зоны Западной Сибири. Отмечено, что среди низкого ряба встречается также сосново-кустарничковый фитоценоз – это болотные микроландшафты, преобразованные осушением, – увеличилась высота сосен (до 8–10 м), появилась сибирская сосна; кустарнички выросли до 50–60 см и стали образовывать сплошные заросли, вытесняя сфагновые мхи, которых, несмотря на это, еще достаточно много. Северную часть



Рис. 7.12. Участок Бакчарского болота, осушенного с целью лесомелиорации (фото Ю.А. Харанжевской, 2010 г.)

участка лесомелиорации занимают лесные виды урочищ – березово-сосновые, частично заболоченные леса на дерново-глеевых почвах. Осушение увеличило встречаемость и высоту березы пушистой. Кроме того, местами развиты кедрово-березово-сосновые осоково-хвощевые заболоченные леса на торфяно-подзолистых почвах и осиново-березовые зеленомошные леса на дерново-подзолистых почвах. Дренажность, улучшенная осушением, благотворно повлияла на экологические условия и вызвала прекращение заболачивания лесов (Седнев, 2010). Исследования, проведенные на участке 2, показали, что произошло некоторое изменение режима увлажнения, которое повлекло за собой незначительное увеличение продуктивности растительного покрова без изменения структуры фитоценозов в целом. Таким образом, участок 2 можно отнести к среднеизмененным ПТК.

*Участок 3* расположен на верховом болоте у селекционной станции на второй надпойменной террасе р. Кеть в районе г. Колпашево. Осушение проведено с целью лесомелиорации. Микрорельеф кочковатый. Древесный ярус образован сосной и кедром (9С1К), сомкнутость крон 0,1. Состояние древесного яруса угнетенное, встречаются отдельные сухие экземпляры сосен. В подросте присутствуют сосна, кедр, ярус хорошо выражен и распространен повсеместно. Проективное покрытие кустарничковым ярусом 100 %. Наиболее распространены багульник, кассандра, встречаются голубика, подбел, клюква. Травяной ярус представлен морошкой (10 %). Проективное покрытие мхами 95 %. На вершинах бугров отмечено усыхание сфагновых мхов и развитие пятен лишайников, которые обусловлены достаточно низким уровнем болотных вод. Мощность торфяной залежи 1 м, степень разложения верхнего слоя 10–20 %. Влияние осушительной мелиорации на данном участке выражается в понижении уровня болотных вод, частичном усыхании моховой растительности и произрастании лишайников на наиболее сухих местах.

*Участок 4* расположен на верховом болоте в 4,5 км на северо-восток от селекционной станции на второй надпойменной террасе р. Кеть в районе г. Колпашево. Осушение проведено с целью лесомелиорации. Микрорельеф болота на участке осушения кочковатый. Древесный ярус образован сосной (5 м) с проекттивным покрытием 0,1. Состояние древесного яруса угнетенное. В подросте встречаются сосна, кедр, береза. Ярус плохо выражен, деревья в угнетенном состоянии. Отмечена смена сосновой растительности на кедровую. Кедровый подрост в хорошем

состоянии (возраст до 7 лет). Много экземпляров кедра в возрасте 1–3 года, в то время как в древесном ярусе кедр отсутствует. Проективное покрытие кустарничковой растительностью 90 %. Ярус образован касандрой, клюквой и багульником. На буграх встречается осока (10 %). Моховой покров образован сфагновыми (80 %) и гипновыми (20 %) мхами. Сфагновые мхи сухие повсеместно. Мощность торфяной залежи 1,7 м, верхний горизонт сложен слаборазложившимся торфом. Мелиоративные каналы зарастают тростником, зелеными мхами, осокой. Таким образом, в результате проведенной осушительной мелиорации наблюдается понижение уровня болотных мхов и усыхание моховой растительности.

*Участок 5* расположен в заболоченном сосново-кустарничково-сфагновом лесу в 100 м от осушительного канала на первой надпойменной террасе р. Кеть в районе с. Белояровка. Осушение проведено с целью лесомелиорации. Микрорельеф крупнокочковатый. Древесный ярус, образованный сосной с сомкнутостью крон 0,1, находится в угнетенном состоянии. В подросте встречаются сосна и кедр в удовлетворительном состоянии. Проективное покрытие кустарничками 90 % (касандра, багульник, клюква). В травяном ярусе с проективным покрытием 30 % произрастает осока дернистая. Моховой покров образован сфагновыми мхами с проективным покрытием 70 %. Большая часть мхов сухая. Мощность торфяной залежи 0,7 м. Таким образом, отмечено понижение уровня болотных вод и усыхание моховой растительности. Участки осушенных сосново-кустарничковых сфагновых фитоценозов (участки 4, 5, 6) относятся к среднеизмененным ПТК.

*Участок 6* расположен на окраине осушенного луга в 100 м от с. Берлинка, в 50 м от мелиоративного канала в пойме р. Чулым. Древесный, кустарниковый и кустарничковый ярус отсутствуют. Проективное покрытие травами 100 %. Растительность представлена разнотравно-злаковым фитоценозом. Почвы дерновые. Анализ топографической карты, выполненной до проведения осушительной мелиорации, показал, что рассматриваемую территорию прежде занимало открытое осоковое болото. Осушительная мелиорация оказала влияние на все компоненты геосистемы, изменилось направление почвообразовательного процесса с торфяного на дерновый. Таким образом, участок относится к сильноизмененным ПТК. В настоящее время участок используется как пастбище и сенокосы.

### 7.2.2. Влияние осушительной мелиорации и сельского хозяйства на болота в подтаежной подзоне

*Участок 1.* В пределах Аркадьеvского болота (надпойменная терраса р. Оби) влияние осушительной мелиорации рассмотрено на примере двух точек. Точка 1 расположена в 20 м от осушительного канала в южной части Аркадьеvского болота. Микрорельеф болота волнистый с отдельными осоковыми кочками. Древесный ярус с сомкнутостью крон 0,8 в хорошем состоянии, образован березой. В подросте встречаются экземпляры кедра в хорошем состоянии. Кустарниковый ярус представлен ивами, проективное покрытие 40 %. Видовой состав травяного покрова разнообразен. Здесь присутствуют крапива, осока, рогоз, злаки с общим проективным покрытием 90 %. Моховой покров образован зелеными мхами с проективным покрытием 20 %. Мощность торфяной залежи 1,5 м, торф низинный со средней степенью разложения. Верхний горизонт залежи сложен торфом с высокой степенью разложения, что свидетельствует о сработке торфяной залежи. Точка 2 расположена в центральной части Аркадьеvского болота в 20 м от осушительного канала. Микрорельеф слабоволнистый. Древесный ярус выражен только вдоль каналов и образован березой в хорошем состоянии. Кустарниковый ярус образован ивой с проективным покрытием 40 %. Травяной ярус образован крапивой и злаками (95 %). Моховой покров отсутствует. Мощность торфяной залежи 1,5 м, уровень болотных вод на глубине более 1,5 м. Степень разложения торфа высокая. До проведения осушительной мелиорации растительность Аркадьеvского болота была представлена травяной ассоциацией с отдельными деревьями. Существенные изменения режима увлажнения, растительного покрова и почвообразовательного процесса позволяют отнести оба участка Аркадьеvского болота к сильноизмененным ПТК.

Интенсивность изменения экосистемы зависит от типа болот. Верховые болота оказались более устойчивыми к осушительной мелиорации благодаря свойствам верхнего слаборазложившегося торфа и сфагновых мхов. Наибольшему изменению подверглись эвтрофные участки болот. При освоении верховых болот происходят существенные изменения лесорастительных условий, однако этот процесс протекает гораздо медленнее и результаты его менее значительны, чем при освоении низинных и переходных болот. Понижение уровня болотных вод вызывает процесс сработки торфяной залежи и изменение почвообразовательного процесса, происходит увеличение степени разложения торфа. После осушения возникает опасность самовозгорания торфа и торфяных пожаров.

Участок 2 приурочен к окраине озера Страшного в окрестностях г. Томска. Озеро Страшное располагалось в 400 м к юго-востоку от озера Песчаного и было изучено в 1930-х гг. Б.Г. Иоганzenом, который писал: «Озеро Страшное известно нам с 1920–1921 гг. Ярко бросается в глаза обмеление «озера»... Современное положение водоёма таково, что не трудно предсказать довольно быстрое полное зарастание имеющегося свободного окна и смыкание этого участка с остальным торфяником» (1951, с. 183). Динамика ландшафтов болота Страшного за

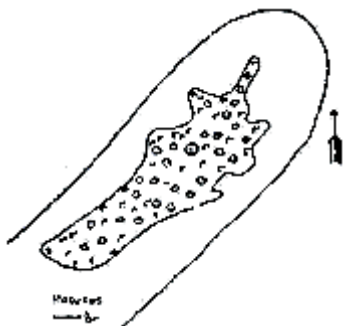


Рис. 7.13. Схема озера Страшного, выполненная в 1938 г. Б.Г. Иоганzenом (1951)

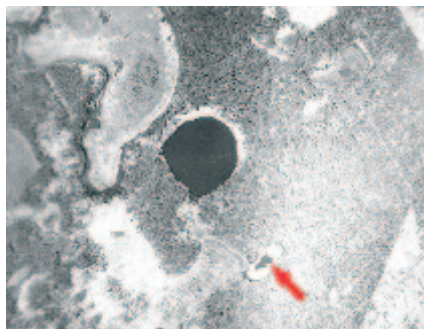


Рис. 7.14. Озеро Страшное (показано красной стрелкой) на аэрофотоснимке 1949 г.

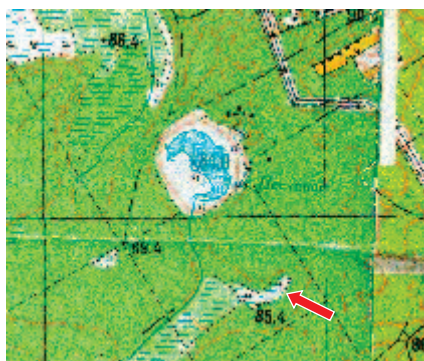


Рис. 7.15. Молодая геосистема открытого низинного осокового болота на месте заросшего озера на топокарте 1:25 000 съёмки 1979 г.



Рис. 7.16. Формирующаяся геосистема переходного сосново-берёзового осоково-сфагнового болота на топокарте 1:25 000 съёмки 1998 г.



Рис. 7.17. Зарастающее лесом осоково-сфагновое болото на космическом снимке Terra (Aster) 2003 г.



Рис. 7.18. Практически заросшее лесом осоково-сфагновое болото на космическом снимке QuickBird 2005 г.

1938–2005 гг. отражена на рис. 7.13–7.18. В настоящее время края бывшего озера Страшного зарастают молодой березой и на современных космических снимках почти неотличимы от соседних участков леса (рис. 7.18).

*Участок 3* в окрестностях г. Томска. Осушительная мелиорация, по мнению К.Н. Дьяконова и В.С. Аношко (1995), приводит к образованию антропогенного ландшафта с присущими ему процессами мелиоративной эрозии, дефляции, минерализации и сработки торфяной залежи, уплотнения почвы и полной перестройки орнитофауны. При осушительной мелиорации наблюдается смещение показателей увлажнения в сторону уменьшения, а богатства видов птиц – в сторону увеличения. Причём степень осушенности находится в прямой зависимости от глубины торфяной залежи и положения осушаемого участка в пределах массива. Притеррасные участки почти не изменяются за счёт постоянного поступления вод с террасы. Участки, приуроченные к глубоким впадинам минерального ложа в центральной части болота, изменяются значительно, наблюдается деградация болотной растительности, что выражается в выпадении и уменьшении жизненности болотных растений, увеличении участия сорных видов (крапива, осот), развитии не свойственных ранее болоту сообществ – вейничников на месте бывших гипново-осоковых топей. Над повышениями минерального ложа осушительные каналы могут перехватывать не только болотные, но и грунтовые воды. В результате торфяная залежь переосушается, что сильно повышает пожароопасность массива. Зачастую при

оседании торфяной залежи обнажаются корневые системы и происходит вывал болотного древостоя. При этом самопроизвольного возобновления древесных пород не происходит из-за сильного разрастания травяного покрова (Лапшина, Бекасова, 1983). Следует отметить, что после 1980-х гг. эксплуатация значительной части мелиорированных земель была прекращена, и на участках, состояние которых не контролировалось, началось вторичное заболачивание земель (Экзогенные геологические процессы..., 2001).

Для сельскохозяйственных нужд было построено несколько крупных прудов: на р. Ум (0,47 км<sup>2</sup>), на месте оз. Калмацкое (0,43 км<sup>2</sup>), на р. Порос (0,21 км<sup>2</sup>). Особенно большого размаха гидростроительство достигло в окрестностях деревень Чёрная Речка и Кисловка. Здесь построена сеть мелиоративных каналов, созданы пруды на месте пойменного озера Калмацкого и у деревни Кисловки. Изменения гидросети за 50 лет показаны на рис. 7.19 и 7.20. Под влиянием строительства гидротехнических сооружений существенно меняются геосистемы. Крупный пруд изменяет микроклимат, который становится более мягким. Выше плотины происходит подтопление почв, поэтому лесные и луговые природные комплексы сменяются ПТК, устойчивыми к высокому уровню грунтовых вод (вместо смешанных лесов развиваются ивняки, а вместо сухих лугов – осоковые болота). Ниже плотины происходит иссушение поймы.

Одно из тяжелых последствий сельскохозяйственной деятельности, затрагивающее геосистемы осоковых и разнотравно-осоковых лугов вблизи крупных сёл и деревень, особенно на верхнем участке долины нижней Томи – перевыпас скота и последующее обеднение фитоценозов. Выпас действует на геосистемы лугов двояко: прямо – избирательно скусываются растения, и косвенно – через уплотнение почвы и изменение её водно-воздушного и солевого режимов. В результате высоко-травные и малоустойчивые к выпасу растения сменяются пастбищным низкотравьем – подорожником средним, клевером ползучим, одуванчиком лекарственным, лапчаткой гусиной и др. Подобные изменения луговых геосистем (пастбищная дигрессия) наблюдаются в окрестностях сёл Калтай, Батурино, Коларово, Тахтамышево, Зоркальцево и деревень Барабинка, Кандинка, Чёрная речка. При пастбищной дигрессии уменьшается видовое богатство фитоценоза, упрощается структура, снижается общее проективное покрытие.



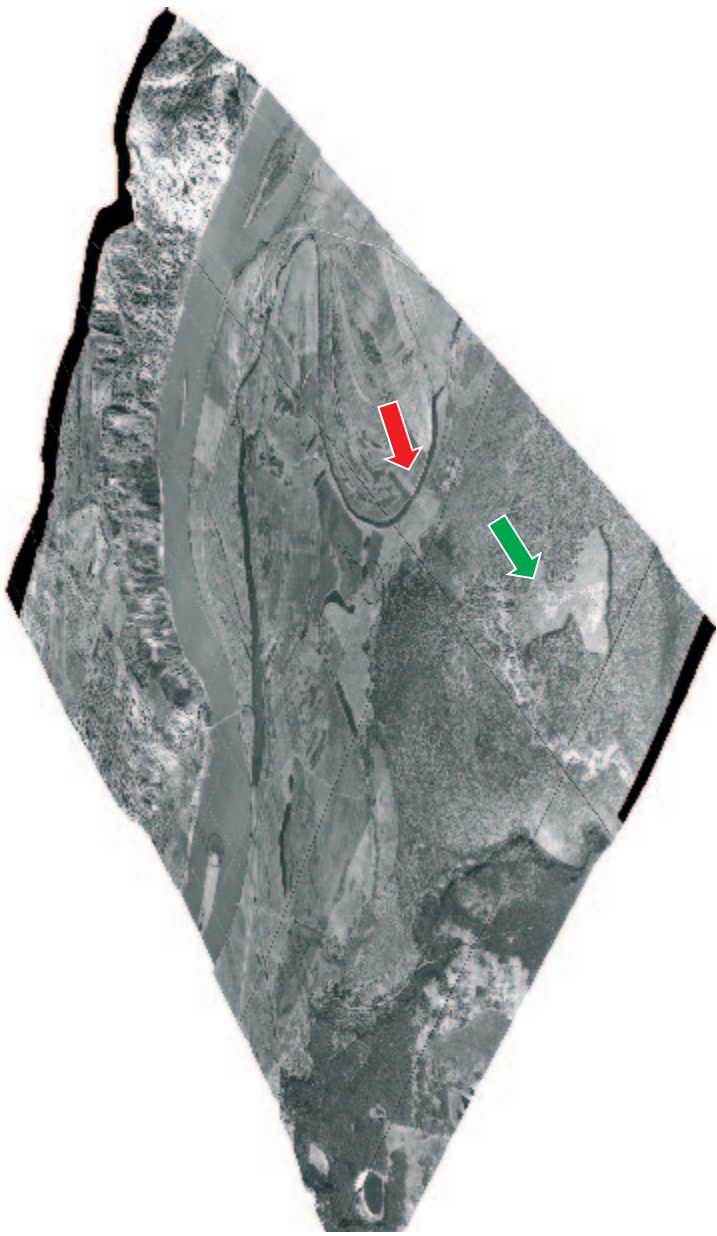


Рис. 7.19. Фрагмент трёхмерной модели рельефа долины Томи в районе Лагерного сада, драпированной аэрофото- снимком 1954 г. Красная стрелка – пойменное озеро Калмацкое, зелёная стрелка – болотный массив. Вертикальный масштаб в пять раз крупнее горизонтального. Освещение с северо-запада



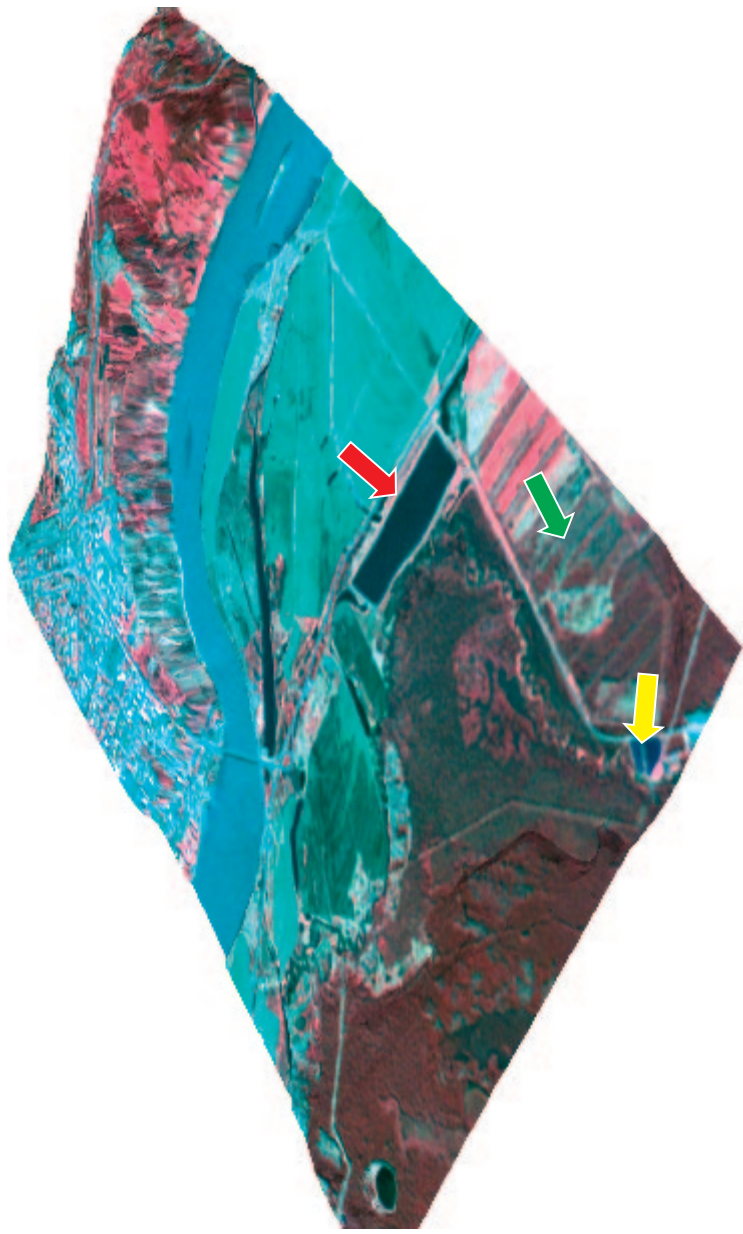


Рис. 7.20. Фрагмент трёхмерной модели рельефа долины Томи в районе Лагерного сада, драпированной космическим снимком Terra (Aster), сделанным 15.05.2003 (половодье). Красная стрелка – пруд на месте озера Калмацкого, зелёная стрелка – система мелиоративных каналов на месте болотного массива, жёлтая стрелка – пруды в окрестностях деревни Кисловки. Вертикальный масштаб в пять раз крупнее горизонтального. Освещение с северо-запада

### 7.3. Добыча торфа

В ходе торфоразработки изменяются, прежде всего, вторичные компоненты геосистемы и их функции – растительный покров, влагооборот, торфяная почва. Растительный покров обладает способностью быстро восстанавливаться, но для поселения болотной растительности необходимо повышенное застойное увлажнение. Нарушение влагооборота связано с устройством дренажной сети и отводом части болотных вод, изменением испарения и стока. Нарушение торфяной залежи приводит к очень глубокой трансформации болотных систем. Снижение уровня болотных вод и иссушение верхнего слоя торфа создают условия для возникновения торфяных пожаров (Муравьева, 2006). Исследования влияния добычи торфа на состояние болотных ландшафтов проводилось на участках торфодобычи Аркадьевского, Кандинского болота и болота Таган (см. рис. 7.1).

*Аркадьевское болото* располагается на надпойменной террасе р. Оби, в 250 м от села Аркадьево, его площадь составляет 3,5 км<sup>2</sup>. Болото осушено с целью торфодобычи. На площади 10 га проводилась добыча торфа фрезерным способом, на площади 1,4 га – экскаваторным. Наблюдения за последствиями торфодобычи проводились на двух участках.

Первый расположен в юго-восточной части болота. Микрорельеф мелкопочковатый. Уровень болотных вод расположен выше средней поверхности болота. Древесная растительность сведена при торфодобыче, но встречаются отдельные группы березы высотой до 3 м. Отмечены сухие стволы березы высотой до 1 м. Усыхание древесной растительности может быть связано с повышением уровня болотных вод вследствие торфодобычи. Травяной покров с проективным покрытием 80 % образован осокой, рогозом, камышом, кипреем, крапивой. Мощность торфяной залежи 3 м. Добыча торфа проводилась фрезерным способом на площади 6 га, экскаваторным – на площади 1 га. Добыча торфа экскаватором привела к образованию водоема, зарастание которого в настоящее время не наблюдается (рис. 7.21).

Второй участок расположен в северо-западной части болота. Вследствие фрезерной добычи торфа отмечены нарушение микрорельефа и подъем уровня болотных вод выше поверхности. Древесная растительность отсутствует. Встречаются сухие стволы березы высотой до 1 м и сухие ивы. Травяной покров образован осокой, хвощем, камышом.



Рис. 7.21. Водоем в юго-восточной части Аркадьеvского болота, образовавшийся после добычи торфа (фото Ю.А. Харанжеvской, 2011)

В центре участка фрезерной добычи располагаются карьеры, заполненные водой, образованные при экскаваторной добыче торфа. Глубина карьеров около 2 м. Наблюдается зарастание берегов водоема осокой. Между фрезерными полями расположена полоса с березовой растительностью с высотой деревьев 10 м и сомкнутостью крон 0,6. Видовой состав подростa разнообразен: береза, осина, сосна, ель, кедр. Древесный ярус и подрост в хорошем состоянии.

Таким образом, в результате торфодобычи произошла смена всех компонентов геосистем Аркадьеvского болота: микрорельефа, растительного покрова, режима увлажнения, почвенного покрова. Оба участка Аркадьеvского болота относятся к сильноизмененным ПТК без возможности восстановления в исходное состояние.

*Болото Таган* расположено на второй надпойменной террасе р. Томи (см. рис. 7.1). В северной части болота проведена осушительная мелиорация с целью торфодобычи. На площади 75 га проведена торфодобыча фрезерным способом. Микрорельеф болота слабоволнистый, в понижениях – кочковатый. В связи с низким уровнем грунтовых вод характерные для болота виды отсутствуют и растительность представлена разнотравно-злаковой луговой ассоциацией (рис. 7.22). Мощность торфяной



Рис. 7.22. Участок фрезерной добычи торфа на болоте Таган (фото А.А. Синюткиной, 2011)

залежи 20 см. Торф высокой степени разложения с примесями песка. Анализ топографических карт 1967 г. показал, что до проведения осушительной мелиорации рассматриваемый участок был занят травяным болотом с отдельными деревьями. Проведенное осушение и торфодобыча привели к изменению всех компонентов болотной геосистемы. Участок относится к очень сильно измененным ПТК.

*Кандинское болото* расположено в притеррасной пойме реки Томи в окрестностях сел Кандинка и Барабинка. Болото осушено с целью торфодобычи. В северной части проведена добыча торфа экскаваторным способом на площади 0,7 га. Участок торфодобычи представляет собой карьер, заполненный водой (рис. 7.23). В южной части водоема отмечено зарастание травяной растительностью. Окружающие территории заняты березовым низинным болотом с мощностью торфяной залежи 3 м.

Отмечена полная смена древесной болотной геосистемы на аквальною. Участок относится к очень сильноизмененным ПТК без возможности восстановления в естественном состоянии.

Таким образом, степень изменения геосистемы зависит от исходного состояния болота и способа добычи торфа. При фрезерной добычи торфа на Аркадьевском болоте отмечено снятие только верхнего слоя торфяной залежи, сведение древесной растительности, подъем уровня бо-

лотных вод выше поверхности болота. Такие геосистемы относятся к сильноизмененным. Экскаваторная добыча торфа характеризуется очень сильным изменением и полной сменой естественной геосистемы (карьеры на Аркадьевском и Кандинском болотах). Это хорошо иллюстрирует рис. 7.24.



Рис. 7.23. Выработанный участок на Кандинском болоте (фото А.А. Синюткиной, 2011)



Рис. 7.24. Экскаваторный способ добычи торфа в пригороде г. Сургута, ХМАО (фото Е.С. Воистиновой, 2011)

## 7.4. Влияние расширения селитебных территорий

С каждым годом всё больше заболоченных геосистем переходит в разряд селитебных зон. Серьёзной проблемой в настоящее время становится почти неконтролируемый рост площадей, занимаемых пригородными садовыми и дачными участками. Особенно много таких участков на левобережье Томи в окрестностях Томска (9,9 км<sup>2</sup>) и на правобережье в окрестностях Северска – сады на месте бывшей дер. Иглаково (4 км<sup>2</sup>), сады общества «Спутник» на месте дер. Поперечка (2,9 км<sup>2</sup>), сады на месте дер. Виленка (0,2 км<sup>2</sup>).

Рост площадей садово-дачных участков за счёт осушения бывших болот можно рассмотреть на примере застройки притеррасной поймы Томи у с. Дзержинское. До 1990-х гг., т.е. до начала строительства нового моста через р. Томь и соответствующей автотрассы, участок притеррасной поймы Томи у с. Дзержинское представлял собой геосистему берёзового болота общей площадью 1,3 км<sup>2</sup> (рис. 7.25). За 15–20 лет болото было осушено и возникла новая геосистема с высокой степенью антропогенной модификации – садовые участки и огороды на изменённых аллювиальных луговых почвах (рис. 7.26).

Часто рост селитебных зон влечёт за собой рост свалок и просто захламление прилегающих территорий. Так, бурная застройка с. Тимирязевское привела к превращению русла реки Пылковки в сильно захламлённый антропогенный пруд с интенсивным болотообразованием. Особенно велико воздействие на геосистемы исследуемой территории Томского водозабора. Несмотря на то, что его строительство было связано с ростом города Томска, влияние Томского водозабора прослеживается далеко за пределами окрестностей города – на большей части левобережья в долине нижней Томи. Эксплуатация водозабора в течение 25 лет привела к формированию значительной зоны нарушенной гидродинамической обстановки (депресссионной воронки) и начальному этапу химического загрязнения подземных вод (Льготин и др., 2000). По мнению ряда авторов (Дубровская, Ермашова, 2005), наметившаяся после 1990 г. тенденция уменьшения объёма стока р. Порос, возможно, связана с увеличением расходования верховодки на питание водоносного горизонта кочковской свиты, уровень которого в долине Томи существенно снизился за счёт работы водозабора. Подтверждением этому может служить исчезновение родников по бортам долины р. Порос в районе с. Зоркальцево. В результате, наряду с посадкой уровня реки Томи





Рис. 7.25. Берёзовое болото на притеррасной пойме Томи в окрестностях с. Дзержинское (топокарта съёмки 1979 г.)



Рис. 7.26. Новая автотрасса и садовые участки вместо болота (космический снимок Quick Bird 2005 г., геосервис Google Earth)

из-за добычи ПГС, деятельность Томского водозабора стала ещё одним фактором понижения уровня грунтовых вод и постепенного осушения болотных геосистем, которое хорошо заметно на левобережье Томи в окрестностях Томска (Хромых, Хромых, 2011).

## 7.5. Торфяные пожары

Прямое пирогенное воздействие на ландшафты сопровождается изменением древостоя, травяного покрова, кустарникового яруса и определяет биологическое разнообразие растительности на видовом уровне и ее обилие, а также динамику биологического круговорота, проявляется в мощности органогенных горизонтов почвы за счет их частичного или полного выгорания, в появлении в них включений древесного угля (Пшеничников, 2006). В условиях сильных засух, когда сумма осадков за пожароопасный период оказывается значительно меньше среднеголетних данных, в заболоченных лесах олиготрофного ряда развития на верховых болотах может происходить углубление огня низового пожара в нижние слои почвы, вызывая тем самым возникновение торфяного (подземного) пожара. Отдельные торфяные пожары носят катастрофический характер, вызывая существенные изменения природной среды и сукцессионные смены растительного покрова. В связи с антропогенным воздействием вероятность возникновения торфяного пожара возрастает. При торфяном пожаре наблюдается полное сгорание напочвенного покрова, подстилки и торфа. В результате гибели древесной растительности на гари происходит уплотнение верхнего торфяного слоя, его проседание и подъем уровня болотных вод, что влечет за собой вторичное заболачивание территории (8). Рассмотрим последствия торфяных пожаров на примере четырех участков, расположенных в пределах Иксинского болота, где в 1970–1980 гг. было проведено осушение с целью лесомелиорации и болота в долине р. Кеть (см. рис. 7.1).

*Участок 1* расположен на западной окраине Иксинского болота (рис. 7.27), микрорельеф его кочковатый, мощность торфяной залежи составляет 0,8 м. Древесный ярус представлен угнетенной березой высотой до 3 м. Местами встречаются куртины багульника и кассандры. Моховой покров образован сфагновыми мхами, проективное покрытие 90 %. Осока и белокрыльник распространены куртинами. По-видимому, до пожара данный участок представлял собой сосново-кустарничково-сфагновое болото с высокой сосной, о чем свидетельствует присутствие горелых стволов сосен высотой до 20 м.



Участок 2 расположен в пределах Иксинского болота к северу от трассы Томск – Бакчар. Микрорельеф участка кочковатый. Мощность торфяной залежи составляет 170 см. Древесный ярус образован сосной. Средняя высота деревьев 7 м, диаметр – 10 см. Сомкнутость древесного яруса составляет 5 %. В подросте с одинаковым обилием встречаются сосна и береза высотой около 1 м. Кустарничковый ярус представлен багульниковом, кассандрой, клюквой. Покрытие мхами составляет 80 %, наиболее распространенным является *Sphagnum magellanicum*. Травяной ярус образован осоками с проективным покрытием 20 %. Встречаются стволы горелых сосен высотой до 10 м. До пожара участок представлял собой сосново-кустарничково-сфагновое болото с высокой сосной. Восстановление болота на данном участке идет наиболее интенсивно. Это может быть связано с тем, что на данном участке пожар был верховой и пострадали только растительность и подстилка, а торфяная залежь осталась в естественном состоянии.



Рис. 7.27. Сосново-кустарничково-сфагновое болото после пожара (фото Ю.А. Харанжевской, 2010)

*Участок 3* расположен в пределах Иксинского болота к северу от трассы Томск – Бакчар в 100 м от участка 2. Микрорельеф болота крупнокочковатый. Почвенный покров отсутствует. Подстилка образована неразложившимися древесными остатками. Древесный ярус отсутствует. Подрост представлен березой высотой 8–10 м с господствующим возрастом 10–12 лет. Сомкнутость подроста составляет 0,9. В подлеске распространены ивы, единично встречается малина. В травяном ярусе произрастают кипрей, крапива, злаки с проективным покрытием 0,2. Кустарничковый и моховой ярусы отсутствуют. Отмечены горелые стволы берез (диаметр 20 см).

*Участок 4* расположен на первой надпойменной террасе р. Кеть в 60 м от трассы Колпашево – Белый Яр в районе с. Типсино. Микрорельеф бугристый, осложнен осоковыми кочками и выворотнями. Древесный ярус отсутствует. Отмечены сухие экземпляры деревьев высотой 10–15 м, погибшие после пожара. Подрост находится в хорошем состоянии, и в настоящее время происходит возобновление древесного яруса (береза, сосна, кедр). Кустарничковый ярус с общим проективным покрытием 90 % образован кассандрой и багульником, а травяной ярус – осокой и белокрыльником (50 %). На буграх встречаются сфагновые мхи. Почвенный покров не развит. Под слабообразовавшимся моховым очесом (25 см) располагается глинистая материнская порода. Отмечены следы вырубki. В настоящее время наблюдается заболачивание территории. Кроме пожара отмечается влияние подтопления участка вследствие строительства дороги. Вероятно, до пожара здесь располагался суходольный участок, занятый древесной растительностью. В связи со сменой почвообразования, этот ПТК относится к сильноизмененным.

Таким образом, наблюдаются различия в ходе восстановления участков, подвергшихся пирогенному воздействию, которое зависит от степени изменения ландшафта. При слабой степени изменения без воздействия на почвенный покров происходит интенсивное восстановление ПТК в исходное состояние (участки 1 и 2). Участок 3 относится к сильноизмененным ПТК. Здесь произошло полное выгорание почвенного покрова, и в настоящее время происходит зарастание территории растительностью, не характерной для болот, что может быть связано с низким уровнем болотных вод вследствие проведенной осушительной мелиорации.

## 7.6. Геохимические условия антропогенно изменённых болотных геосистем

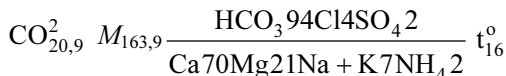
Влияние хозяйственной деятельности на природу становится всё масштабнее. Добыча торфа, осушение болот, строительство дорог и линий высоковольтных электропередач вызывает изменение и деградацию болотных ландшафтов. Поэтому особую важность приобретают гидрохимические исследования, которые совместно с гидрологическими, ландшафтными, ботаническими наблюдениями призваны обеспечить достаточный объём информации для оценки экологического состояния болот и заболоченных территорий, нормирования антропогенной нагрузки и определения границ устойчивости болотных экосистем. В работе представлен анализ химического состава вод антропогенно изменённых болот. В качестве фоновых концентраций химического состава болотных вод использованы данные многолетних наблюдений на научно-исследовательском стационаре «Васюганский» ГНУ СибНИИСХиТ (бассейны рек Бакчар и Икса) в районе, удалённом от антропогенного воздействия и отличающемся слабым развитием транспортной инфраструктуры.

Экспедиционные исследования антропогенно нарушенных болот проводились в летний период 2011 г. В торфяной залежи при помощи бура создавали скважину глубиной 1 м. Пробы воды отбирали с глубины 30–50 см в специально подготовленную стеклянную и пластмассовую посуду. Сразу после отбора проб определяли pH, температуру воды и быстроменяющиеся компоненты (концентрацию  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$ ). Анализ макрокомпонентного состава болотных вод выполнялся по общепринятым методикам. Суммарное содержание минеральных веществ определялось величиной плотного остатка. Концентрация тяжёлых металлов определялась методом инверсионной вольтамперометрии на анализаторе типа ТА.

### 7.6.1. Химический состав вод на осушенном болоте

Низинное болото Аркадьёво расположено в подзоне мелколиственных лесов на второй левобережной террасе реки Обь. Осушенное и частично выработанное оно представляет собой антропогенно преобразованное торфяное болото. В июле 2011 г. из осушительного канала болота Аркадьёво были отобраны пробы воды. По химическому составу воды пресные гидрокарбонатные кальциевые нейтральные (pH 6,87).

Высокая степень минерализации торфяной залежи определяет высокое содержание минеральных веществ в болотных водах (163,9 мг/л). Формула химического состава воды болота Аркадьёво:



Концентрация органических веществ по величине химического потребления кислорода составляет 88,3 мгО/л, что отличается от содержания органических веществ в водах неосушенного низинного болота Самара (124,2 мгО/л), расположенного на первой надпойменной террасе р. Бакчар. Гуминовые и фульвокислоты присутствуют в небольших количествах 2,39 и 11,7 мг/л (рис. 7.28).

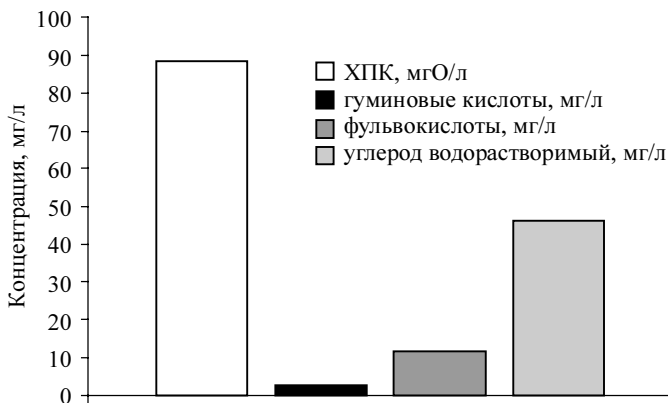


Рис. 7.28. Содержание органического вещества в воде болота Аркадьёво

Содержание ионов железа в водах болота Аркадьёво равно 0,7 мг/л и сопоставимо с содержанием в подземных водах исследуемого региона. Концентрация ионов аммония (1,61 мг/л) превышает концентрацию в водах реки Обь и в 2 раза меньше концентрации в водах болота Самара (научно-исследовательский стационар «Васюганский»). Содержание свинца составляет 0,0008 мг/л, что не превышает ПДК. Кадмий в водах болота Аркадьёво определён в концентрациях менее 0,0002, что характерно для фоновых территорий. Медь присутствует в болотных водах в концентрациях (0,0033 мг/л), превышающих известный в мире порог

действия Си на водные организмы 0,0015 мг/л (Моисеенко, 2009). Воды болот антропогенно не нарушенных в бассейнах рек Икса и Бакчар по результатам экологического мониторинга также содержат медь в концентрациях, превышающих ПДК рыбохозяйственных водоёмов. Это объясняет то, что в малых реках и водотоках с болотным питанием практически нет рыбы. Вместе с тем токсическое действие меди снижается при комплексовании с органическим веществом и в присутствии кальция (Мур, Рамамурти, 1987). Концентрация цинка в болотных водах равна 0,04 мг/л. Цинк является жизненно важным элементом, по уровню биологического поглощения сопоставим с такими элементами, как К, Са, Mg и др. Он входит в состав ряда металлоферментов и участвует во многих биохимических процессах (McGeer and etc., 2000). Однако в концентрациях, превышающих 0,01 мг/л, Zn токсичен для гидробионтов. Содержание  $\text{CO}_2$  в водах болота Аркадьёво составляет 20,9 мг/л и немного меньше, чем в водах естественного низинного болота Самара.

Осушение вызвало изменение водного режима болота Аркадьёво, понижение уровня болотных вод, изменение ландшафтной структуры и появление видов растений, не характерных для низинных болот (крапива, злаки и др.). Однако гидрохимические исследования показали, что гидромелиоративные мероприятия не вызвали увеличения содержания органических веществ в болотных водах, концентрации тяжёлых металлов, железа и ионов аммония. Это можно объяснить тем, что сработка торфяной залежи в настоящее время протекает не интенсивно. Трансформация растительных остатков и разложение торфа максимально в верхних слоях торфяной залежи до глубины 10–20 см. Высокая минерализация болотных вод и высокое среднее содержание золы в торфяной залежи обусловлены гидрогеологическими и геологическими условиями района расположения болота. Питание минерализованными грунтовыми водами с высоким содержанием карбонатов определяет устойчивость болота к внешним факторам и воздействиям.

Противоположная тенденция наблюдается в водах осушенного верхового болота в бассейне реки Икса. Исследования, проводимые в рамках экологического мониторинга на отрогах Васюганского болота, показали, что на осушенных участках верхового болота с более низкими уровнями болотных вод содержание органических веществ больше в 2–4 раза, железа общего, ионов аммония, общее содержание химических элементов в 1,5–2 раза.

### 7.6.2. Влияние пожаров на химический состав болотных вод

Примером трансформации и изменения химического состава болотных вод под воздействием пожара является осушенное верховое болото в бассейне реки Икса (южно-таёжная подзона). В 1998 г. в районе деревни Плотниково наблюдались массовые торфяные и лесные пожары. На площади 37 км<sup>2</sup> были полностью уничтожены растительный покров с приповерхностной толщей торфа на болотах, а также почвенный покров в заболоченных лесах (Базанов и др., 2002). Болотные воды для изучения химического состава были отобраны в пределах сосново-кустарничково-сфагнового биогеоценоза с горелой сосной (междуречье рек Бакчар и Икса). Согласно классификации О.А. Алёкина, воды болота после пожара относятся к хлоридному классу кальциевой группе четвёртому типу Cl<sub>IV</sub><sup>Ca</sup>. Соотношение форм карбонатного равновесия и отсутствие гидрокарбонат-иона в недиссоциированной форме характеризуют низкие значения водородного показателя болотных вод (3,77). Содержание органических веществ (концентрация углерода водорастворимого 87,4 мг/л, ХПК 189,7 мгО/л) в водах болота после пожара превышает содержание минеральных соединений (рис. 7.29). Однако такое соотношение органической и минеральной компонент болотных вод характерно и для ненарушенных верховых болотных массивов.

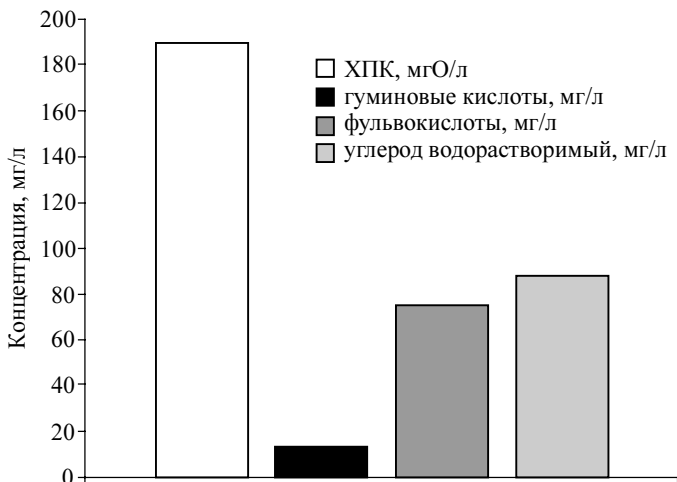


Рис. 7.29. Содержание органических веществ в воде сосново-кустарничково-сфагнового биогеоценоза с горелой сосной

Содержание ионов аммония (6,94 мг/л) и железа (3,61 мг/л) в водах верхового болота после пожара сопоставимо с содержанием в водах естественного сосново-кустарничково-сфагнового биогеоценоза с высокой сосной (Бакчарское болото). Обращает на себя внимание высокое содержание свинца (0,015 мг/л), превышающее содержание в водах ненарушенного верхового болота в 25 раз. Свинец ядовит для животных и человека. В организме Pb имеет тенденцию к накоплению с тяжёлыми последствиями. Установлено (Моисеенко, 2009), что проникновение свинца в организм рыб происходит более активно в условиях низкого насыщения речных и озёрных вод кальцием и при низких рН среды. Подобные условия характерны для рек с болотным питанием. ПДК свинца в воде рыбохозяйственных водоёмов – 0,006 мг/л. Накопление свинца в торфяной залежи и поступление в болотные воды можно объяснить близостью автодороги и атмосферным переносом загрязняющих веществ. Возможно, пожар и возгорание торфяной залежи способствовали переходу свинца в более миграционно подвижные формы путём образования комплексов с гуминовыми веществами болотных вод. Концентрация кадмия в воде сосново-кустарничково-сфагнового биогеоценоза с горелой сосной не превышает фоновых значений на заболоченных территориях. Содержание цинка составляет 0,016 мг/л, а меди – 0,0018 мг/л.

### **7.6.3. Линейные сооружения и химический состав болотных вод**

Влияние линейных сооружений на изменение химического состава болотных вод рассмотрено на примере участка кустарничково-мохового переходного болота (первая надпойменная левобережная терраса реки Кеть), расположенного под ЛЭП в подзоне средней тайги. В подросте болота присутствуют разновозрастные насаждения сосны и березы. До строительства ЛЭП на данном участке располагался заболоченный лес с мощностью торфяной залежи 90 см.

В соответствии с классификацией О.А. Алёкина воды переходного болота пресные хлоридного класса кальциевой группы четвёртого типа кислые (рН 3,55) с повышенным содержанием органических веществ. Малая минерализация (31,9 мг/л), отсутствие гидрокарбонат-иона, высокие концентрации углекислого газа (64,3 мг/л) вод болота под ЛЭП более характерны для верховых болотных массивов. Высокое содержание ионов аммония (9,3 мг/л) превышает их содержание в водах верхо-

вых и низинных болот на левобережье реки Обь, что свидетельствует о восстановительных условиях болотных вод. Железо присутствует в очень больших концентрациях – 5,58 мг/л (рис. 7.30). Гидрохимические исследования показывают, что восстановление лесной растительности на этом участке строительства ЛЭП маловероятно. Произрастание берёзы можно объяснить привнесением минеральных веществ во время строительных работ. Однако в будущем подрост берёзы погибнет, а ему на смену придут биогеоценозы верхового болота.

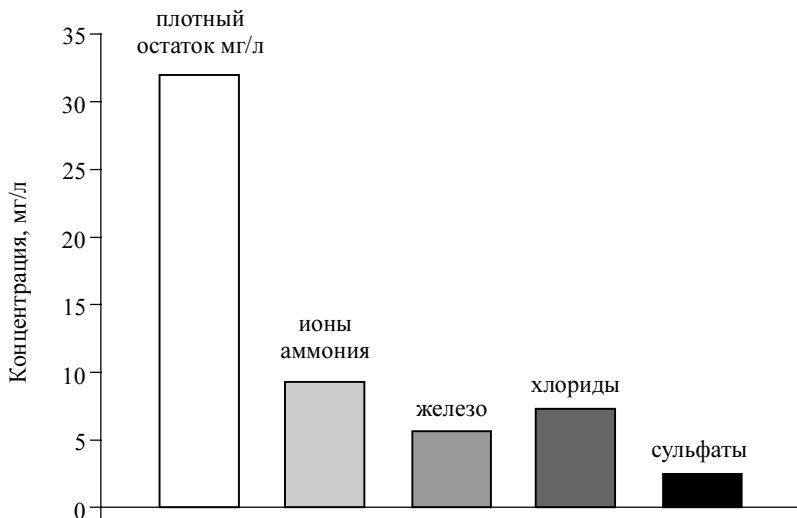


Рис. 7.30. Содержание минеральных веществ в водах переходного болота под ЛЭП

Влияние подтопления при строительстве дорог рассматривается нами на примере древесно-кустарниково-травяного низинного болота расположенного на первой надпойменной террасе реки Кеть (подзона средней тайги). В древесном ярусе участка подтопления присутствуют сухие берёзы, погибшие из-за высокого уровня болотных вод. Согласно классификации О.А. Алёкина, воды болота пресные гидрокарбонатного класса кальциевой группы первого типа  $C_1^{Ca}$  нейтральные. Содержание минеральных веществ (69,2 мг/л) схоже с содержанием в водах низинного болота Самара, тогда как концентрация органических веществ (ХПК 52,3 мгО/л) в 2 раза меньше, что можно объяснить повышенной



обводнённости участка, слабым разложением органических остатков и торфа. Ионы аммония присутствуют в болотных водах в небольшом количестве (0,7 мг/л). В водах болота Самара содержание ионов аммония составляет 3,65 мг/л. Объясняется это тем, что в летний период подвижные формы азота в торфяной залежи представлены в основном аммонийной формой. Такие различия в концентрациях  $\text{NH}_4^+$  говорят о замедлении процессов трансформации органического вещества на участке подтопления древесно-кустарничково-травяного низинного болота. Однако содержание железа (3,1 мг/л) немного превышает в водах болота Самара (2,9 мг/л). Следовательно, на участке подтопления созданы оптимальные условия для накопления железа. Подтопление болота и смена режима увлажнения вызывает изменение химического состава болотных вод, уменьшение концентрации органических веществ,  $\text{NH}_4^+$  и растворённого углекислого газа.

#### 7.6.4. Свалки на болотах и химический состав вод

Антропогенное влияние на болотные ландшафты проявляется также в широком распространении свалок бытового мусора. Сосново-кустарничково-сфагновое грядово-мочажинное-озерковое болото расположено на второй надпойменной террасе реки Кеть (подзона средней тайги) в 50 м от свалки бытового мусора небольших размеров. Пробы воды были отобраны в июле 2011 г. из болотного озера. В соответствии с классификацией О.А. Алёкина воды пресные сульфатного класса кальциевой группы четвёртого типа  $\text{S}_{\text{IV}}^{\text{Ca}}$  кислые (рН 4,19). Большие концентрации органических веществ определены в водах болотного озера. Однако это характерно и для грядово-мочажинно-озерковых болот в естественных условиях. Содержание ионов аммония и железа небольшое по отношению к сосново-кустарничково-сфагновым биогеоценозам с высокой и низкой сосной. Концентрация ионов  $\text{K}^+$  превышает концентрацию ионов  $\text{Na}^+$ . В анионном составе вторым по содержанию ионом является хлорид-ион, что отличается от химического состава вод болот в бассейнах рек Бакчар и Икса. Общая минерализация вод болотного озера составляет 14,05 мг/л. По результатам гидрохимических исследований можно сделать вывод, что влияние свалки проявляется незначительно вследствие её небольших размеров и состава представленного мусора (консервные банки, пластиковые и стеклянные бутылки, полиэтиленовые и бумажные упаковки и др.).

### 7.6.5. Влияние добычи торфа на химический состав вод

Берёзово-травяное низинное осушенное болото Кандинское (пойма реки Томь), расположенное в подзоне мелколиственных лесов, является примером техногенного преобразования природных комплексов. При добыче торфа и песчано-гравийной смеси Кандинское торфяное месторождение было частично выработано. В котловине выработанного участка образовалось озеро. В августе 2011 г. в озере антропогенного происхождения были отобраны пробы воды. Согласно классификации О.А. Алёкина, воды озера пресные гидрокарбонатного класса кальциевой группы второго типа  $\text{C}_{II}^{\text{Ca,Mg}}$ . Содержание минеральных веществ составляет 133,8 мг/л. Железо присутствует в концентрациях больших, чем в водах реки Томь, но меньших, чем в водах низинного болота. Отличительной особенностью вод озера является небольшое содержание органических веществ. Соотношение ХПК и концентрации углерода водорастворимого иное, чем в болотных водах. Тяжёлые металлы определены в водах озера в концентрациях, не превышающих ПДК хозяйственно-питьевого назначения.

Химический состав вод озера Кандинского торфяного месторождения свидетельствует о небольшом участии в его питании болотных вод. Воды водоёмов и водотоков Кандинского болота, как и осушенного болота Аркадьёво, не содержат органических веществ в больших количествах.

По результатам проведённых исследований можно сделать вывод о том, что в естественных условиях воды болот содержат органические вещества, железо, ионы аммония, некоторые тяжёлые металлы в количествах, многократно превышающих ПДК хозяйственно-питьевого и рыбохозяйственного назначения. Поэтому применение концепции ПДК и основанных на ней оценок антропогенного воздействия, на наш взгляд, некорректно. Высокая цветность и большие концентрации органических соединений осложняют проведение аналитических исследований химического состава болотных вод. Определение происхождения органического вещества (биогенного или техногенного) требует расширения стандартной программы мониторинга природных вод и введения дополнительных гидрохимических показателей. В настоящее время можно отметить следующее: осушение низинных болот Аркадьёво и Кандинское не привело к увеличению содержания органических веществ, железа, тяжёлых металлов в болотных водах, ухудшения качества вод водоёмов и водотоков; гидролесомелиорация на верховом болоте

вызывает значительные качественные изменения химического состава болотных вод; верховые болота после пожара, расположенные вблизи автодорог, характеризуются высокими концентрациями свинца и могут служить источником загрязнения малых водотоков. Подтопление болот в результате строительства дорог вызывает уменьшение концентрации органических веществ,  $\text{NH}_4^+$  и растворённого углекислого газа. Вырубка, механическое воздействие на заболоченных территориях активизирует процессы заболачивания, которые сопровождаются изменением химического состава вод.

## Глава 8

### **ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТОРФЯНИКОВ**

#### **8.1. Виды хозяйственного использования торфяников Томской области**

Согласно данным на 01.01.2010 г. (Экологический мониторинг, 2011), распределение земель по угодьям следующее: леса и кустарники – 63,7 %; болота 29,2; под водой – 1,9; под застройкой – 0,1; другие – 0,7; сельскохозяйственных угодий – 4,4 %. Причем структура сельскохозяйственных угодий не отражает истинного состояния. Например, площадь пашни числится 676 тыс. га (2,15 %), а площадь залежей – лишь 1,3 тыс. га. Между тем только по данным Томскоблкомстата на 2010 г. (ф.29СХ), площадь обрабатываемой пашни (включая площадь чистых паров) сократилась более чем на 20 % по сравнению с 1990 г. Такая же тенденция наблюдается по естественным сенокосам и пастбищам, в связи с сокращением поголовья сельскохозяйственных животных. Известно, что в зонах подтайги и тайги залежные земли уже через 4–5 лет зарастают древесными растениями, превращаясь в молодой лес.

По Западной Сибири Томская область находится на последнем месте по качеству земель. Особенно по пахотным и пахотнопригодным почвам разница достигает – от 12 до 35 баллов (табл. 8.1). Но по кормовым угодьям и особенно по землям мелиоративного фонда эта разница незначительна.

С точки зрения экологии, оптимальные пределы 20–30 % освоенных земель обеспечивают возможности природного жизнеобеспечения потребностей антропогенного развития (Бурлакова, 2007). В Томской области освоенных земель около 6 %, следовательно, без ущерба для природы можно освоить до 6,3–9,4 млн га площадей под сельскохозяйственные угодья и застройку. Здесь имеется самый большой по Западно-Сибирскому региону стратегический резерв для освоения земель: более

18 млн га пахотнопригодных земель в основном занятых лесом и около 10 млн га мелиоративного фонда болотных экосистем. Вследствие этого уделено внимание анализу перспективы использования торфяных болот как возобновляемых биоресурсов. Они являются как источником органических удобрений на основе торфа, так и потенциальных угодий на осушенных торфяниках.

Таблица 8.1

**Площадь земель и бонитет почв административных подразделений  
Западной Сибири (Хмелев, Гончаренко, 1982)**

Административные подразделения	Площадь земель, тыс. га/ балл бонитета почвы	Агропроизводственные группы почв, тыс.га/ балл		
		1 – пахотные и пахотно-пригодные почвы	2 – почвы кормовых угодий	3 – почвы мелиоративного фонда
Алтайский край	25478/ 58	14477/ 70	9188/ 48	1803/ 11
Кемеровская область	8848/ 52	4869/ 55	3542/ 53	437/ 11
Новосибирская область	17016/ 47	8190/ 68	4936/ 42	3890/ 11
Омская область	14120/ 44	8802/ 57	2520/ 31	2798/ 9
Тюменская область (без автономных округов)	15952/ 36	6942/ 48	3923/ 47	5087/ 10
Томская область	30792/ 27	18849/ 35	1952/ 44	9991/ 10

В настоящее время в Томской области наблюдается тенденция снижения посевных площадей – с 1992 по 2010 г. засеваемые площади сократились на 36 %. Причины этого общеизвестны – экономический кризис в сельском хозяйстве, приведший многих товаропроизводителей к банкротству, а оставшихся поставивший на грань выживания (Тарханов, 1998). Но вопрос увеличения площади сельскохозяйственных угодий неизбежно встанет в будущем, и рассматривать почвенный покров с этих позиций необходимо. Причины этого лежат как в неизбежном росте населения планеты, так и в тенденции глобального потепления, которое прогнозирует ряд ученых.

Согласно модели глобальной циркуляции атмосферы, предложенной российско-германской группой специалистов, в России в ближайшие 20–30 лет произойдет повышение среднегодовых температур на 1,8–2,8 °С. К 2070 г. они вырастут уже на 4–6 °С за счет потепления на севере. В южные регионы придет засуха. Упадёт урожайность в сред-

нем по стране. Улучшится климат в более северных регионах (Монастырский, 2006; Иванов, 2009). Но на низкоплодородных почвах северных регионов невозможно в полной мере использовать преимущества повышения агроклиматического потенциала. Поэтому нужно будет восполнять сокращение производства продукции земледелия за счет повышения продуктивности и вовлечения в оборот новых земель, например потенциально плодородных торфяников.

В Томской области наиболее освоены в сельскохозяйственном производстве южные и юго-восточные районы, которые находятся преимущественно в подтаежной зоне. Здесь расположены в основном автоморфные почвы, используемые в качестве пахотных площадей. Большинство их характеризуется мелкоконтурностью и неровностями микро- и мезорельефа.

Соотношение автоморфных, полугидроморфных и гидроморфных почв в средней тайге соответственно составляет 1:6,2:3,9, в южной тайге – 1:1,1:1,4, в подтайге и северной лесостепи – 1:1,1:0,3 (Дюкарев, 1991).

Почвенный покров Томской области в основном представлен малоплодородными почвами с низкой обеспеченностью почвенным органическим веществом (рис. 8.1) за исключением торфяных залежей. Несмотря на то, что в общей площади серые лесные почвы занимают лишь 8 %, они являются основой пахотных земель подтаежной зоны.

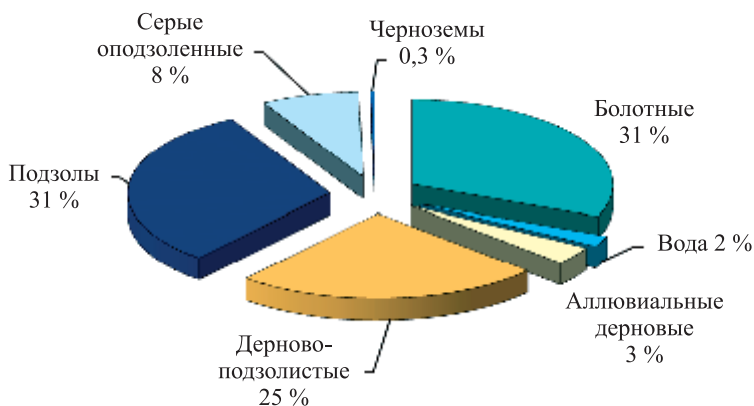


Рис. 8.1. Структура почвенного покрова Томской области (Почвенная карта Томской области, 1987 г.)

Запасов торфа в болотных экосистемах достаточно, чтобы заново создать мощный плодородный слой на всей территории Томской и соседних областей. Торфяники, с одной стороны, являются сырьем в виде залежей торфа, а с другой – могут быть резервом сельскохозяйственных и лесных угодий.

## 8.2. Использование торфяников в сельскохозяйственном производстве

В условиях подтаежной зоны Западной Сибири большая доля почвенного покрова приходится на торфяники, являющиеся огромным биоресурсом в виде торфа и потенциальной площадью для освоения под сельскохозяйственные и лесные угодья. Поэтому необходимо учитывать эти возможности в земледелии.

Торфяные запасы могут обеспечить добычу торфа для различных нужд в любых необходимых количествах. По направлению с севера на юг доля торфяников верхового типа снижается, постепенно увеличивается доля переходных (21 %) и далее низинных месторождений (20 %) (рис. 8.2). Торф, как известно, является возобновляемым ресурсом с коротким геологическим циклом формирования. Известно, что слой торфа ежегодно увеличивается на 0,5–1,0 мм. Но для возобновления промышленного объема месторождения требуется значительное время – сотни и тысячи лет. Если учесть сценарий вероятного потепления климата на

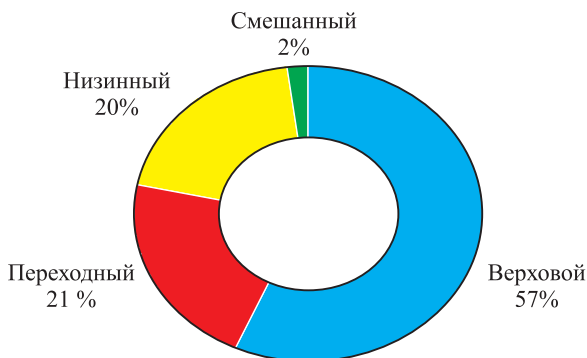


Рис. 8.2. Структура торфяного фонда Томской области по типам залежи (Сорокин, Титова, Глагольев, Сиротина, 2008)

нашей планете, то темпы прироста торфа только на олиготрофных болотах увеличатся в 2–5 раз (Косов и др., 2007). Таким образом, разработка торфяных месторождений для России и особенно для Сибири – актуальная задача. В Томской области общая площадь торфяных почв более 9 млн га. При средней объемной массе 0,3 т/м<sup>3</sup> фрезерного торфа влажностью 40 % годовой прирост массы торфа на всей территории болот составляет 13–27 млн т торфа. Вероятно, это – максимальный предел возможного отчуждения торфа в год для производственных целей, без существенного снижения потенциальных запасов. Но, с другой стороны, столь массовая добыча торфа может привести к нежелательным экологическим последствиям, так как это потребует резкого сокращения площади природных болотных ландшафтов.

Запасы торфа в 31 млрд т сформировались в Томской области в среднем за 9000 лет, т.е. в среднем по 3,4 млн т в год – это, на наш взгляд, ориентировочная цифра возможной ежегодной добычи торфа в масштабах области без ущерба для природы и обеспеченная ежегодным естественным воспроизводством растительного биоресурса болотных экосистем.

Верховой торф образуется на возвышенных местах рельефа в олиготрофных условиях питания растений. Это определяет характер торфообразующей растительности и свойства торфа. Верховой торф характеризуется повышенным содержанием органического вещества (**ОВ**), высокой кислотностью, большой поглотительной способностью и низким содержанием питательных веществ. Такие свойства делают нецелесообразным применение его в качестве органических удобрений (**ОУ**), но верховой торф – ценное сырье для переработки, производства гуминовых препаратов, хороший сорбент, подстилка для домашних животных.

Низинный торф образуется в пониженных участках рельефа, куда стекаются насыщенные минеральными веществами воды с прилегающих возвышенностей или подпитываются грунтовыми водами. При содержании зольных элементов в низинном торфе более 12 % его считают высокозольным. Такие торфы в большинстве своем обогащены питательными элементами, имеют высокую степень разложения, слабокислую или щелочную реакцию среды и в первую очередь интересны как источник **ОУ** и потенциальные площади сельскохозяйственных и лесных угодий. Для Томской области с ее неограниченными ресурсами торфяных почв особо актуальна перспектива освоения болотных почв для создания высокопродуктивных угодий.



Наиболее пригодны для сельскохозяйственного использования почвы низинных болот. Они содержат большие запасы питательных веществ, имеют слабокислую или близкую к нейтральной реакцию среды (рН 5–7). Степень разложения торфа обычно средняя с повышенной зольностью (6–22 %).

Торф верховых болот, как правило, имеет низкую степень разложения, с кислой реакцией среды (рН 3,5–4,5) и низкой зольностью – 1,5–6 % (табл. 8.2). Торфяные почвы содержат мало калия, фосфора, бедны кремнием, медью и др. микроэлементами. Основное богатство торфа – гумус и азот, связанный с органическим углеродом, по содержанию которых низинный торфяник превосходит минеральные почвы в 10 раз. Органические почвы имеют очень низкую объемную массу: верховые болота – 80–130 кг/м<sup>3</sup> и низинные – 250–260 кг/м<sup>3</sup>. Все водно-физические свойства торфа сильно изменяются с увеличением степени его разложения: уменьшается его порозность, влагоемкость, водопроницаемость и увеличивается водоудерживающая способность. Торф с высокой степенью разложения (более 40 %) по фильтрационным свойствам сравним с глинами.

Таблица 8.2

## Агрохимические свойства торфяных почв, %

Показатели	Торфяные почвы	
	низинные	переходные и верховые
K <sub>2</sub> O	0,05–0,07	0,01–0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07–0,45	0,03–0,25
азот	2,0–3,5	1,0–2,0
гумус	40–70	20–60

Торф как сложный природный материал обладает множеством физико-химических и биологических свойств. Ученые СибНИИСХиТ исследовали их в двух основных направлениях. Первое – изучение ОВ торфа в естественном состоянии, его взаимосвязи с почвой и управления трансформацией ОВ и второе – изменения технологических свойств торфа и управления ими, создание новых материалов и препаратов из торфа (Касимова, 1999).

Фундаментальные исследования свойств торфа позволили создать ряд продуктов (препаратов) из торфа, технологий их производства и применения в различных отраслях народного хозяйства (рис. 8.3). Из

торфа путем термообработки получают кокс, газ, активный уголь, воски, гуминовые кислоты и др. продукты (Титова, Глагольев, Сорокин, 2006). Торф используется в сельском хозяйстве, в медицине и курортологии.



Рис. 8.3. Основные направления в использовании торфа (Титова, Глагольев, Сорокин, 2006)

Лекарственные средства природного происхождения способны во много раз повысить результативность медицинской помощи, так как они вибрируют в том же диапазоне частот, что и человеческое тело, в отличие от искусственных химиопрепаратов. Отмечена антиоксидантная активность гуминового комплекса торфа (Федько и др., 2005).

Неистощительная добыча и комплексная глубокая переработка торфа должны быть направлены на повышение экономической эффективности и сохранение экологии ландшафтов. Это развитие промышленности, привлечение в регион капитала и трудовых ресурсов, что, в свою очередь, повысит потребность в продукции сельского хозяйства. А сельхозпроизводители получают доступ к возобновляемым запасам ОВ торфа и продуктам его переработки, а также новые высокоплодородные площади выработанных торфяников.

Человечеством уже утрачены большие площади плодородных земель. В связи с дефицитом производимого продовольствия необходимо обратить внимание на тяжелые в освоении, но потенциально плодородные почвы торфяников, чтобы выжить (Телицын, 2002).

Торфяные почвы привлекают внимание своеобразными условиями образования и развития, накоплением колоссальных масс ОВ. После осушения болота возникает новый, несвойственный этим почвам в естественных условиях процесс биохимического разложения ОВ. В результате этого реализуется эффективное плодородие торфяников, которое возрастает в 5–6 раз. Минерализация ОВ вызывает уменьшение пласта торфа в 100 раз быстрее его естественного прироста, особенно под пропашными культурами, в результате чего изменяются морфологические, физические, химические, биологические и другие свойства (Бамбалов, 2005; Анисимова, Юркин, 2006; Лыткин, 2009).

На скорость разрушения торфяного слоя влияют: ботанический состав, степень разложения и зольность торфа, интенсивность осушения, вид обработки почвы, количество применяемых удобрений, эрозионные процессы, количество и качество поступающих в почву растительных остатков. Для защиты торфяных почв от ускоренного биохимического разложения предлагаются эффективные мероприятия (Станкевич, Рубин, 1956; Уланов, Косолапов, 2003; Зайдельман и др., 2005; Бамбалов, 2005):

- регулирование уровня вод на уровне 0,7–1,0 м после осушения;
- применение севооборотов с высокой насыщенностью полей травами;
- внесение органических удобрений и, в первую очередь, растительных остатков, соломы и сидератов;
- внесение в органогенный пахотный слой или покрытие его минеральной почвой или породой (песком), что повышает плодородие и защищает от поверхностного возгорания и дефляции.

Низкая степень разложения в старопахотных почвах осоковых и моховых торфов создает иллюзию, что торф не подвергается процессам разложения. Но установлено, что эти виды торфа минерализуются с наибольшей скоростью и низкая величина степени разложения в данном случае свидетельствует о том, что при разложении моховых и осоковых торфов не продуцируются биохимически устойчивые гумусовые вещества, поэтому в пахотном слое перегнойные частицы не накапливаются (Бамбалов, 2005). Причиной этого являются особенности химического состава растений-торфообразователей, и, прежде всего – низкое содержание в этих торфах лигнина, являющегося в болотной среде ос-

новным источником формирования биохимически устойчивого ароматического ядра гуминовых кислот.

Удобны для сельскохозяйственного использования торфяники низинного типа, осушаемые каналами, оснащенными шлюзами в комплексе с закрытыми дренажными системами. Здесь возможна как добыча торфа, так и выращивание сельскохозяйственных культур. В ряде случаев эти виды использования торфяников можно совмещать.

Сущность технологии производства торфорастительных компостов заключается в том, что на торфяниках высевается многолетний люпин или другие культуры, их масса прикапывается, измельчается и заделывается в слой почвы 0–10 см. Из этого слоя почвы формируются бурты компоста высотой до 2,5 м. Срок его созревания длится от 1,5 до 4 месяцев (Тамонов и др., 2003).

Окультуренные торфяные почвы являются гарантом высоких и устойчивых урожаев и ведение производства на них экономично:

- они обеспечены продуктивной влагой лучше минеральных почв на 50–90 мм;
- двойное регулирование водного режима (осушение-орошение) обеспечивает использование дренажных вод на орошение;
- торфяные почвы требуют вдвое меньше известковых материалов, чем почвы минеральные, по обеспеченности азотом – превосходят их;
- экономнее расход торфа на зерновую единицу в сравнении с использованием в компостах в 22–30 раз (Юркин, 2003).

Только экологически взвешенное и адаптированное к местным условиям хозяйствование на болотных угодьях может быть приемлемо в освоении большого природного комплекса – болотных ландшафтов. Неиспользование возобновляемого торфяного биоресурса в Сибири ведет к росту заболоченных олиготрофных территорий, снижению биопродуктивности ландшафтов.

Главный принцип мелиоративного земледелия – это максимально щадящий режим использования торфяной залежи, в результате чего она может функционировать многие столетия без видимых признаков деградации. Здесь так же, как и в минеральных почвах, необходимо поддерживать бездефицитный баланс ОВ путем применения легковозобновляемых биоресурсов в севооборотах.

Использование болотных геосистем должно проводиться комплексно с тщательной разведкой, глубоким изучением и разработкой детального проекта освоения болот в естественном состоянии или осушения и

дальнейшего использования в качестве источника торфяного сырья или сельскохозяйственных (лесных) угодий (рис. 8.4). Рациональное использование торфяных ресурсов подразумевает комплексный подход к применению и глубокой переработке торфа. Это обеспечивает экономическую целесообразность разработки торфяных залежей.

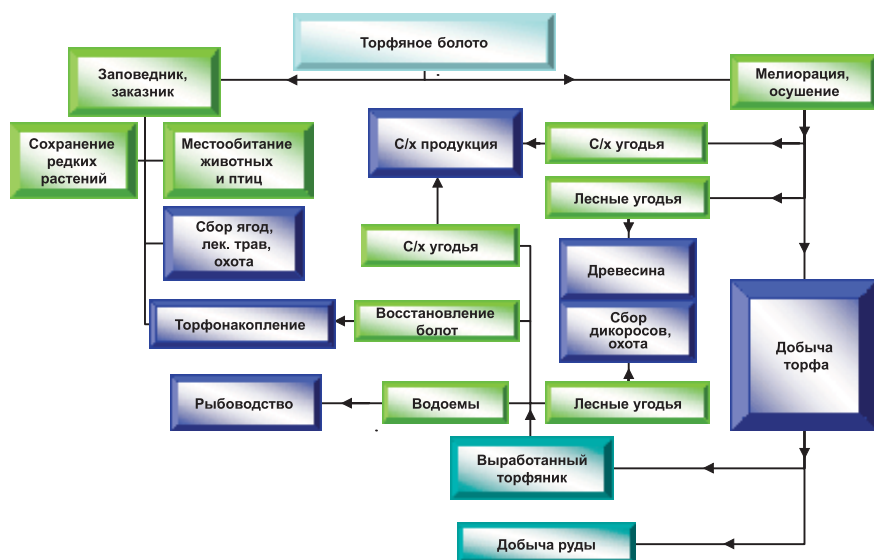


Рис. 8.4. Направления комплексного использования болотных угодий

В условиях Западной Сибири, в том числе Томской области, торф служит прекрасным сырьем для производства биологически активных веществ (БАВ) – стимуляторов роста растений. Причем необходимо отметить, что эффективность стимуляторов роста растений высокая, а затраты труда, сырья, средств на их производство и применение значительно ниже, чем при использовании удобрений. Долгое время в сельскохозяйственном производстве использовались в основном гуматы натрия из бурого угля, вместе с тем на сегодняшний день установлено, что лучшим сырьем для производства БАВ являются генетически молодые верховые и низинные торфы.

В ГНУ СибНИИСХиТ Россельхозакадемии (г. Томск) исследования свойств торфа позволили создать стимулятор роста и развития растений нового поколения гумостим – для обработки семян и для опрыскивания

вегетирующих растений. Результаты многолетних полевых испытаний гумостима показали высокую эффективность этого препарата в низких концентрациях (0,001 %) (Патент РФ № 2213452, 2003).

Гумостим прошел ряд независимых экспертиз:

- в Федеральной службе по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека – токсиколого-гигиеническая оценка в ФГУН «Научно-исследовательский центр токсикологии и гигиенической регламентации биопрепаратов» г. Серпухов;

- радиационно-гигиеническую экспертизу – в ФГУН «Санкт-Петербургской НИИ радиационной гигиены имени профессора П.В. Рамзаева»;

- по установлению биологической эффективности гумостима во ВНИИА им Д.Н. Прянишникова, г. Москва;

- по оценке воздействия на окружающую среду в МГУ.

Выводы экспертиз: гумостим не оказывает негативного воздействия на окружающую среду; не содержит примеси, опасные для природных объектов в концентрациях, превышающих нормативно допустимые уровни; при рекомендуемом регламенте применения гумостим может быть использован без ограничений.

Производство гумостима безвредно для окружающей среды. Твердые отходы после фильтрации используются как органическое удобрение с остаточной биологической активностью. Стимулятор роста гумостим является экологически чистым продуктом, относящимся к классу гуминовых препаратов естественного происхождения. Препарат не токсичен, не обладает мутагенными, канцерогенными свойствами, не проявляет ингибирующего действия на растения и, более того, положительно действует на иммунную систему организма, что позволяет растению противостоять неблагоприятным условиям внешней среды. Гумостим содержит гуминовые и карбоновые кислоты, а также аминокислоты, в т.ч. и незаменимые, а также азот, фосфор, кальций, железо, микроэлементы (медь, цинк, марганец), витамины группы А, В1, В2, В5, В6, В12, С, Е.

Препарат предназначен для предпосевной обработки семян, а также опрыскивания вегетирующих растений зерновых, технических, овощных, кормовых и плодово-ягодных культур. В ГНУ СибНИИСХиТ исследования способов применения стимулятора роста растений гумостим при возделывании различных культур ведутся с 1996 г. За это время прошли исследования эффективности гумостима: в Томской, Кемеровской и Новосибирской областях на озимой ржи, яровых зерновых культурах, картофеле, льне-долгунце, овощных, плодовых и ягодных культурах, выращиваемых в Сибири; в Узбекистане – на хлопке; в Китае –

на кукурузе, рисе, огурце, сельдерее, арахисе, зеленных и плодово-ягодных культурах (Чжан, Титова, Сорокин, Касимова, 2011).

Также же исследования показывают высокую и длительную агрономическую эффективность применения торфа чистом виде.

### 8.2.1. Влияние низинного торфа на агрохимические и физические свойства серой лесной почвы

На стационаре вблизи Губино с 1988 г. заложен полевой опыт в производственных условиях для изучения длительного последствия мелиоративных доз торфа на урожайность сельскохозяйственных культур и почвенное плодородие. Схема опыта:

1. Контроль – без удобрений;
2. Торф – 200 т/га;
3. Торф – 400 т/га;
4.  $N_{60}P_{60}K_{60}$  – фон;
5. Фон + торф – 200 т/га;
6. Фон + торф – 400 т/га.

Площадь делянок – 36 м<sup>2</sup> в 3-кратной повторности. Опытный участок закреплен на местности реперами, имеет незначительный уклон южной экспозиции и расположен с правой стороны дороги в 3 км до с. Губино Томского района. Серая лесная среднесуглинистая почва содержит в пахотном слое: гумуса – 5,4 %,  $pH_{\text{сол}}$  – 5,1,  $P_2O_5$  – 13,9 мг/100 г,  $K_2O$  – 4,5 мг/100 г.

Залежи низинного торфа часто расположены локально на территориях землепользования сельхозпредприятий, что делает их доступнее для использования. Так, для закладки стационарного опыта в Губино использовали торф Кандинского месторождения со степенью разложения – 21,6 %, зольностью 25,6 %, расположенного в 20 км от г. Томска. Его ботанический состав представлен: гипновыми мхами (*Drepanocladus messiz*) – 74 %, (*Calliergon Tomenthypnum*) – 21 %; осокой (*Carex influtz*) – 4 %, корой – 1 %.

Торф вносили дважды – 1-й раз в 1988 г. по 200 т/га в каждый вариант с торфом (№№ 2–6) и 2-й раз – в 3 и 6 варианты еще по 200 т/га в начале 2-й ротации пятипольного севооборота (1993 г.) – в сумме на этих вариантах внесено 400 т/га. В варианты с минеральным фоном ежегодно вносили по 60 кг/га (д.в.) каждого элемента питания (NPK).

Для повышения плодородия пахотных почв с помощью удобрений на основе торфа можно применять как приемы активации торфа, стимулирующие процессы разложения, так и торф в чистом виде.

В 80-е гг. XX в. в Томской области велась добыча торфа, который использовался в комплексном агрохимическом окультуривании полей (КАХОП). В ряде хозяйств были внесены на больших площадях дозы торфа до 500 т/га и выше. Например, на землях пригородного овощеводческого хозяйства «Томь» созданы почвенные условия, позволяющие получать высокие урожаи овощных культур, а также и урожайность зерновых культур здесь значительно выше (до 30–40 ц/га), чем в среднем по области (15–17 ц/га).

Преимущество новых ОУ из активированного торфа заключается в воздействии невысоких доз удобрений на повышение плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур. Биологически активные торфяные удобрения обогащают почву микрофлорой, при этом усиливается минерализация, что благоприятно сказывается на агрохимических и других свойствах почвы (Сиротина и др., 2004). Но последствие таких удобрений незначительно. Длительным последствием обладают мелиоративные дозы низинного торфа. Торф является удобрением длительного действия, так как он медленно разлагается в почве. Это свойство торфа исключительно важно в случаях необходимости быстрого окультуривания малоплодородных почв, ремедиации нарушенных земель, когда нужно сохранить органическую часть в устойчивой форме гумусовых веществ, уменьшить потери из корнеобитаемого горизонта элементов питания минеральных удобрений, используя высокую емкость поглощения торфа.

Результаты исследований за две первые ротации севооборота на опытном участке (в Губино) показали, что в различные по гидротермическим условиям годы торф способствует сохранению влаги в почве, что стимулирует процессы гумификации и минерализации даже в засушливые годы и улучшает доступность и использование растениями питательных веществ почвы (Перченко и др., 2002).

Применение торфа Кандинского месторождения, содержащего значительные количества поглощенного кальция, сдвинуло реакцию среды серой оподзоленной почвы в сторону нейтрализации. Известно, что при рН 5,2–6,0 оплата урожаем зерна каждого килограмма азота удваивается по сравнению с кислыми почвами (рН < 4,6), фосфор почв и удобрений полнее потребляется растениями, коэффициент его использования возрастает, в результате чего могут быть снижены дозы фосфорных удобрений.



После первой ротации севооборота (с 1992 г.) произошло резкое уменьшение величины гидролитической кислотности в вариантах с внесением торфа, как без минерального фона, так и с ним, несмотря на то, что применяемые минеральные удобрения (аммиачная селитра, двойной суперфосфат, хлористый калий) физиологически кислые. Тем не менее внесенный торф длительное время способствует нейтрализации их кислотности, обеспечивая уровень кислотности почвы от слабо-кислого до близкого к нейтральному (Перченко и др., 2002).

Дисперсионный анализ данных кислотности за 5 лет (2005–2009 гг.) по всем определениям подтверждает достоверность влияния торфа на снижение кислотности (табл. 8.3). При внесении торфа в пахотном горизонте кислотность становится ближе к нейтральной по сравнению с контролем, где показатель  $pH_{\text{сол}}$  соответствует кислой реакции среды. То же наблюдается в подпахотном слое почвы 20–40 см. Ежегодное внесение минеральных удобрений практически не изменило уровень кислотности по сравнению с контролем. Очевидно, серая лесная почва опытного участка обладает буферной способностью нейтрализации физиологически кислых удобрений. Также нет существенной разницы между внесением торфа 400 т/га с минеральным фоном и без него. Но при меньшей дозе торфа 200 т/га имеется статистически существенная разница в пахотном горизонте: вариант – торф 200 т/га без минерального фона на 0,44 рН лучше нейтрализует почвенную кислотность, чем торф 200 т/га по фону физиологически кислых минеральных удобрений. Также наблюдается достоверная разница в слое 20–40 см.

Таблица 8.3

**Влияние торфа в длительном последствии на  $pH_{\text{сол}}$  серой лесной почвы стационара Губино за период 2005–2009 гг.**

Вариант опыта	Слой 0–20 см		20–40 см	
	среднее	отклонения от контроля	среднее	отклонения от контроля
1. Контроль – без удобрений	5,27	-	4,95	-
2. Торф – 200 т/га	<b>6,10</b>	<b>+0,83</b>	<b>5,82</b>	<b>+0,87</b>
3. Торф – 400 т/га	<b>6,40</b>	<b>+1,13</b>	<b>6,24</b>	<b>+1,29</b>
4. $N_{60}P_{60}K_{60}$ – фон	5,23	-0,04	5,10	+0,15
5. Фон + торф 200 т/га	<b>5,67</b>	<b>+0,39</b>	<b>5,56</b>	<b>+0,61</b>
6. Фон + торф 400 т/га	<b>6,30</b>	<b>+1,02</b>	<b>6,24</b>	<b>+1,29</b>
$НСР_{05}$	0,30		0,40	

В сравнении между дозами торфа, как с минеральным фоном, так и без него, наблюдаются достоверное усиление влияния торфа на снижение кислотности с увеличением дозы от 200 до 400 т/га.

Поглотительная способность почв возрастает под влиянием торфа. Ионы, поглощенные почвой, не вымываются водой и, следовательно, не теряются и легко мобилизуются растениями. Применение торфа увеличило к 2001 г. содержание поглощенных катионов в основном за счет обменно-поглощенного кальция. Количество поглощенного магния повысилось на всех вариантах, кроме контрольного и варианта с минеральными удобрениями без торфа. При внесении торфа наблюдается значительное увеличение суммы поглощенных оснований и емкость поглощения, особенно на вариантах с дозой внесения торфа 200 т/га (2001 г.). (Перченко и др., 2002). В 2006 г. эти показатели по вариантам отличались незначительно (табл. 8.4).

Таблица 8.4

Степень насыщенности основаниями почвы (Губино, 2006 г.)

Вариант опыта	Глубина, см	Мг-экв 100 г					Степень насыщенности основаниями, %
		H <sub>гидр</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	∑ погл. оснований	емкость поглощения	
1. Контроль	0–20	3,26	16,17	4,41	24,58	29,40	83,6
	20–40	3,48	15,68	2,45	20,14	25,90	77,8
2. Торф – 200 т/га	0–20	0,83	18,38	3,67	24,05	26,18	91,9
	20–40	2,07	16,66	1,96	20,70	25,42	81,4
3. Торф – 400 т/га	0–20	0,56	20,10	3,43	24,52	26,14	93,8
	20–40	1,60	12,25	1,23	15,48	18,94	81,7
4. NPK – фон	0–20	5,03	15,19	3,67	20,80	26,85	77,5
	20–40	3,56	14,21	2,70	18,92	24,92	75,9
5. Фон + торф 200 т/га	0–20	3,19	16,91	6,37	24,28	29,61	82,0
	20–40	3,63	15,19	6,62	22,81	28,23	80,8
6. Фон + торф 400 т/га	0–20	0,80	18,13	2,94	22,08	24,87	88,8
	20–40	1,53	15,19	3,43	20,64	24,21	85,3

Вероятно, это связано с характером использования опытного участка. Так, в черном пару (2001 г.) отличия в вариантах с внесением торфа более значительные, а с 2004 г. опытный участок засеян многолетними травами, которые, как известно, сами обладают мелиоративным влиянием на почву. Тем не менее основные показатели говорят о преимуще-

стве вариантов при удобрении торфом. Например, по сравнению между вариантами, где применялся торф и ежегодно вносили минеральные удобрения, степень насыщенности основаниями в пахотном слое варианта – торф 200 т/га осталась на уровне контроля, а при внесении торфа 400 т/га – выше контроля на 6,2 %. В то же время, при внесении только минеральных удобрений степень насыщенности основаниями в пахотном слое снизилась на 7,3 % по сравнению с контролем. Та же тенденция отмечается и на глубине 20–40 см. Существенного изменения режима питания во времени не выявлено (табл. 8.5).

Таблица 8.5

Среднее содержание в почве основных элементов питания (мг/кг)  
в Губино за 2005–2009 гг.

Вариант опыта	Глубина отбора			
	0–20		20–40	
	среднее	отклонение	среднее	отклонение
1	2	3	4	5
<b>N-NH<sub>4</sub></b>				
Контроль	8,77	-	7,10	-
Торф 200 т/га	10,01	+1,23	7,00	-0,10
Торф 400 т/га	8,83	+0,06	7,02	-0,08
НРК	9,86	+1,08	8,19	+1,09
НРК + торф 200 т/га	10,40	+1,63	8,03	+0,93
НРК + торф 400 т/га	10,25	+1,48	8,31	+1,21
НСР <sub>05</sub>	1,85		1,55	
<b>N-NO<sub>3</sub></b>				
Контроль	2,24	-	1,80	-
Торф 200 т/га	2,68	+0,43	1,53	-0,27
Торф 400 т/га	3,05	+0,81	2,14	+0,34
НРК	3,61	+1,37	3,27	+1,47
НРК + торф 200 т/га	<b>6,45</b>	<b>+4,20</b>	<b>4,96</b>	<b>+3,16</b>
НРК + торф 400 т/га	<b>4,89</b>	<b>+2,64</b>	2,64	+0,84
НСР <sub>05</sub>	1,68		1,55	
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>				
Контроль	174,4	-	177,2	-
Торф 200 т/га	181,3	+6,8	175,9	-1,3
Торф 400 т/га	189,3	+14,8	196,7	+19,5
НРК	<b>300,1</b>	<b>+125,6</b>	<b>250,2</b>	<b>+73,0</b>
НРК + торф 200 т/га	<b>322,9</b>	<b>+148,4</b>	<b>274,8</b>	<b>+97,6</b>
НРК + торф 400 т/га	<b>323,3</b>	<b>+148,9</b>	<b>261,5</b>	<b>+84,3</b>
НСР <sub>05</sub>	33,2		28,0	

Окончание табл. 8.5

1	2	3	4	5
<b>K<sub>2</sub>O</b>				
Контроль	40,02	-	32,59	-
Торф 200 т/га	44,09	+4,07	39,32	+6,73
Торф 400 т/га	39,15	-0,87	35,85	+3,27
НРК	<b>53,49</b>	<b>+13,46</b>	<b>44,00</b>	<b>+11,41</b>
НРК + торф 200 т/га	<b>57,67</b>	<b>+17,65</b>	<b>45,99</b>	<b>+13,40</b>
НРК + торф 400 т/га	<b>53,81</b>	<b>+13,78</b>	<b>46,96</b>	<b>+14,37</b>
НСР <sub>05</sub>	7,59		7,23	

Колебания по разным срокам отбора почвенных образцов, очевидно, связаны с погодными условиями и микробиологической активностью почвы. Дисперсионный анализ этих данных позволил определить влияние длительного последствия торфа на режим минерального питания серой лесной почвы. По содержанию аммонийного азота варианты опыта существенно не отличаются. Нитратный азот в пахотном горизонте при внесении торфа по минеральному фону в 2,2–2,9 раза выше контроля. При этом ежегодное внесение минеральных удобрений хотя и выше контроля на 60 %, но статистически не достоверно. В подпахотном горизонте достоверно в 2,7 раза повышает содержание азота только вариант НРК + торф 200 т/га. Стабильное по годам и в среднем наблюдается достоверное увеличение подвижного фосфора на 72–85 % в горизонте 0–20 см и на 41–55 % в подпахотном горизонте вариантов с ежегодным внесением минеральных удобрений. Торф имеет тенденцию повышения этого показателя до 8 %.

Содержание обменного калия в слое почвы 20–40 см также достоверно повысилось на 34–44 % только внесение минеральных удобрений. Внесение торфа оказало положительное влияние на гумусное состояние и физические свойства почвы.

Групповой состав гумуса слабо меняется под воздействием удобрений, является признаком устойчивости к агрогенному воздействию, сохраняет свойства, присущие природному генетическому типу (Расширенное воспроизводство плодородия..., 1993). Однако, как показали наши исследования, применение торфа в дозах 200–400 т/га способно существенно изменить групповой состав гумуса на достаточно длительный период.

После внесения торфа произошли изменения в групповом и фракционном составе гумуса (табл. 8.6). Увеличилось содержание гуминовых

Таблица 8.6

## Групповой и фракционный состав гумуса серой оподзоленной почвы (% к общему углероду), Губино

Вариант опыта	Глубина отбора образцов, см	Углерод общий, (С), %	С гуминовых кислот				С фульвокислот				НГ	С <sub>гк</sub> С <sub>фк</sub>	
			фракция 1	фракция 2	фракция 3	сумма	подвижные фракции		фракция 2	фракция 3			сумма
							Ia	I					
2001 г.													
1. Контроль	0-20	2,3	2,9	11,9	4,1	24,9	4,9	5,3	8,9	7,3	26,4	48,7	0,9
	20-40	1,5	7,3	10,2	7,2	24,7	4,7	5,6	9,9	9,9	30,1	45,2	0,8
2. Торф 200 т/га	0-20	2,8	6,4	15,9	10,2	32,5	2,3	3,9	8,9	7,4	22,5	45,0	1,4
	20-40	1,6	5,7	15,8	8,4	29,9	3,7	3,9	8,7	10,1	26,4	43,7	1,1
3. Торф 400 т/га	0-20	2,9	5,1	16,3	11,0	32,4	2,2	3,1	8,3	7,7	21,3	46,3	1,5
	20-40	1,7	6,4	15,1	13,4	34,9	2,7	3,2	9,5	9,4	24,8	36,3	1,4
4. NPK – фон	0-20	2,3	8,7	13,3	6,8	28,8	4,7	5,4	7,2	10,8	28,1	43,1	1,0
	20-40	0,8	5,0	12,5	8,0	25,5	5,0	6,3	8,7	7,7	27,7	46,8	0,9
5. Фон + торф 200 т/га	0-20	3,3	6,0	16,6	9,5	32,1	3,1	4,4	8,5	8,8	24,8	43,1	1,3
	20-40	1,1	3,8	12,4	11,4	27,6	3,8	5,7	9,5	7,6	26,6	45,8	1,0
6. Фон + торф 400 т/га	0-20	3,3	3,6	18,8	12,2	34,6	3,3	4,1	6,4	8,4	22,2	43,2	1,6
	20-40	1,7	3,0	11,5	12,1	26,6	4,8	3,7	6,0	7,3	21,8	51,6	1,2
2006 г.													
1. Контроль	0-20	2,4	2,4	12,3	5,1	19,7	3,1	3,8	7,3	11,6	25,8	54,5	0,8
	20-40	1,8	2,5	11,2	5,0	18,7	3,8	4,2	7,7	11,5	27,2	54,2	0,7
2. Торф 200 т/га	0-20	2,7	2,6	13,9	7,0	23,5	3,3	4,4	9,4	12,0	29,0	47,5	0,8
	20-40	2,2	2,5	13,9	6,6	23,0	3,3	4,4	9,7	11,1	28,5	48,4	0,8
3. Торф 400 т/га	0-20	3,5	2,2	13,9	5,9	22,0	3,2	4,9	7,6	10,9	26,5	51,5	0,8
	20-40	3,0	2,1	13,3	5,9	21,2	3,7	5,3	8,2	10,7	28,0	50,9	0,8
4. NPK – фон	0-20	3,1	4,3	14,7	6,3	25,4	3,4	5,0	8,8	12,0	29,2	45,4	0,9
	20-40	2,6	3,6	14,2	7,3	25,1	3,5	5,4	8,9	11,8	29,6	45,3	0,8
5. Фон + торф 200 т/га	0-20	4,1	4,5	11,4	8,9	24,9	4,0	5,8	9,2	12,0	30,8	44,3	0,8
	20-40	3,6	4,2	10,7	7,1	22,0	4,0	5,8	9,2	12,3	31,4	46,6	0,7
6. Фон + торф 400 т/га	0-20	3,4	4,1	13,9	7,1	25,1	3,7	6,0	9,2	10,8	29,7	45,2	0,8
	20-40	2,9	4,5	13,3	7,3	25,0	3,8	6,1	9,4	10,9	30,2	44,8	0,8

кислот (ГК) за счет наиболее ценной 2-й фракции, связанной с кальцием. В составе фульвокислот (ФК) уменьшилась доля агрессивных фракций (Ia+I). В результате – сменился тип гумуса – из гуматно-фульватного в фульватно-гуматный. Отношение углерода ГК к углероду ФК возросло от 0,9 в контрольном варианте до 1,3–1,4 в вариантах с торфом 200 т/га и 1,5–1,6 с дозой 400 т/га (2001 г.). Но через 18 лет после внесения торфа соотношение ГК/ФК всех вариантов опыта вернулось к исходному, но при более высоком уровне содержания гумуса (2006 г.). Учитывая, что в составе ОВ низинного торфа содержится более 40 % гумусовых веществ, представленных в основном стойкими к разложению молекулами гуминовых кислот, количество и состав почвенного гумуса значительно изменяется на длительный период.

Наблюдаются существенные различия в среднемноголетнем содержании гумуса, % по дозам внесенного торфа без применения минеральных удобрений: торф 200 т/га увеличил содержание гумуса на 21 %, а торф 400 т/га – на 35 %.

Эта разница между дозами торфа без минеральных удобрений достоверна (табл. 8.7). При регулярном применении минеральных удобрений  $N_{60}P_{60}K_{60}$  повысилось содержание гумуса на 20 %. Внесение торфа по фону минеральных удобрений повышает содержание гумуса на 42–45 %. При этом не наблюдается различий между дозами торфа.

Таблица 8.7

**Среднемноголетнее влияние торфа и минеральных удобрений на содержание в серой оподзоленной почве гумуса, %. Губино (1997–2009 гг.)**

Варианты опыта	Гумус, %	Отклонение от контроля
1. Контроль	4,2	-
2. Торф – 200 т/га	5,1	0,9
3. Торф – 400 т/га	5,7	1,5
4. $N_{60}P_{60}K_{60}$ – фон	5,0	0,8
5. Фон + торф 200 т/га	6,1	1,9
6. Фон + торф 400 т/га	6,0	1,8
НСР <sub>05</sub>		0,6

**Влияние низинного торфа на физические свойства почвы**

В конце первой ротации севооборота (1993 г.) последствия мелиоративных доз торфа произошло снижение агрономически ценных структурных фракций от 0,25 до 10 мм и увеличение менее ценных –

>10 и <0,25 мм во всех вариантах опыта, включая контроль. Однако агрегатный анализ показал, что при этом увеличилось количество водопрочных агрегатов в пахотном горизонте на 75 % и в слое 20–40 см на 37 % в сравнении с контролем. Это вполне объяснимо, так как вместе с торфом в почву поступило достаточно высокое количество коагуляторов ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ), способствующих образованию водопрочных структурных отдельностей (Перченко и др., 2002).

При продолжении этих исследований авторы выявили в 2006 г. отсутствие существенных различий по вариантам опыта в содержании почвенных агрегатов в пахотном горизонте. Вероятно, это связано с изменившимся характером использования опытного участка – с 2004 г. он засеян многолетними травами. Также наблюдается неустойчивая тенденция повышения агрономически ценных водостойких агрегатов в вариантах с внесением удобрений (рис. 8.5).

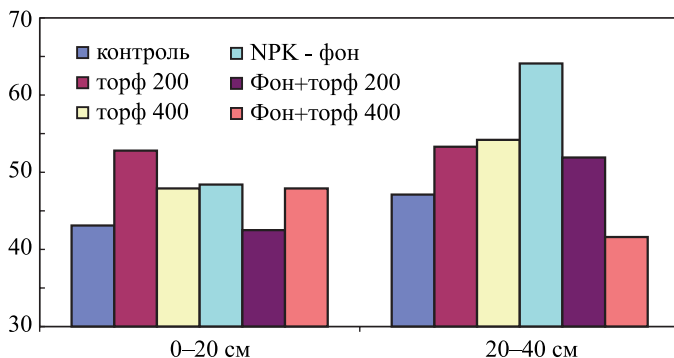


Рис. 8.5. Содержание в почве стационара Губино в 2006 г. водопрочных агрегатов, %

Торф увеличил долю водопрочных агрегатов в почве на 11–22 %. Причем не наблюдается преимуществ от дозы торфа и минеральных удобрений.

Внесение торфа способствовало снижению объемной массы (до 1,0–1,1 г/см<sup>3</sup>, 2001 г.): в среднем на 24 % в слое 0–20 см, и на 6 % – в слое 20–40 см на вариантах с внесением торфа 200 т/га и на 27 и 5 % на вариантах с внесением торфа 400 т/га (табл. 8.8). Внесение торфа 200 т/га по фону – снизило объемную массу в слое 0–20 см – на 20 %, и торфа 400 т/га на минеральном фоне – на 30 %, на глубине до 40 см сущест-

венных различий в сравнении с исходными данными нет. Такая плотность сложения пахотного горизонта является близкой к оптимальной.

Таблица 8.8

**Физические свойства почвы по вариантам опыта (Губино)  
(1988 и 2001 гг. данные Глагольева В.П., Перченко Н.А. и др.)**

Вариант опыта	Глубина, см	Объемная масса, г/см <sup>3</sup>				Удельный вес, г/см <sup>3</sup>			Порозность, %, 2006 г.
		1988 г. исх.	1997 г.	2001 г.	2006 г.	1988 г.	1997 г.	2006 г.	
1. Контроль	0–10	1,46	1,27	1,26	1,30	2,60	2,46	2,56	49,3
	10–20	1,37	1,28	1,33	1,24			2,59	52,2
	20–30	1,30	1,23	1,34	1,23	2,60	2,61	2,63	53,3
	30–40	1,34	1,26	1,35	1,30			2,75	52,8
2. Торф 200 т/га	0–10			1,00	1,38		2,37	2,53	45,0
	10–20			1,16	1,36			2,57	47,1
	20–30			1,22	1,33		2,61	2,61	49,1
	30–40			1,36	1,40			2,66	47,4
3. Торф 400 т/га	0–10		1,03	0,96	1,16			2,54	54,4
	10–20		1,13	1,10	1,20			2,66	54,9
	20–30		1,11	1,24	1,23			2,75	55,3
	30–40		1,28	1,36	1,35			2,81	52,0
4. НПК – фон	0–10			1,07	1,21			2,50	51,6
	10–20			1,24	1,26			2,61	51,8
	20–30			1,39	1,32			2,63	49,9
	30–40			1,41	1,32			2,75	52,0
5. Фон + торф 200 т/га	0–10			1,05	1,16			2,51	53,8
	10–20			1,22	1,22			2,60	53,1
	20–30			1,31	1,18			2,62	55,0
	30–40			1,30	1,31			2,77	52,8
6. Фон + торф 400 т/га	0–10			1,00	1,31			2,55	48,7
	10–20			1,00	1,21			2,57	53,0
	20–30			1,35	1,28			2,61	51,0
	30–40			1,41	1,34			2,71	50,6

### 8.2.2. Влияние низинного торфа и гуминовых препаратов на рост и урожайность сельскохозяйственных культур

Применение низинного торфа в качестве ОУ повысило урожайность выращиваемых в севообороте культур, которая была приведена к единой системе – зерновых единиц в ц/га (табл. 8.9). Высокая агрономическая эффективность в удобренных торфом вариантах продолжается уже 22 года после внесения торфа.



Таблица 8.9

**Влияние длительного последствия торфа на урожайность сельскохозяйственных культур с 1994 по 2011 гг.,  
ц/га зерновых единиц (1994–2003 гг. данные Глагольева В.П., Перченко Н.А. и др.)**

Вариант опыта	1994	1995	1996	1999	2000	2002	2003	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Итого сумма за весь период	Сред- няя	Отклонение от контроля	
																	ц/га	%
1. Контроль	6,7	26,5	9,9	27,2	10,0	13,2	6,9	16,7	26,2	30,1	16,6	12,2	11,9	9,3	223,40	15,96	—	—
2. Торф – 200 т/га	8,3	29,7	11,3	35,6	11,6	17,3	14,8	18,1	30,2	29,8	19,6	19,2	9,9	7,2	262,62	18,76	+2,8	17,5
3. Торф – 400 т/га	10,4	31,7	12,2	35,7	11,8	18,0	17,1	18,4	30,3	31,6	20,4	14,6	13,5	8,3	274,00	19,57	+3,61	22,6
4. НРК – фон	13,5	31,0	11,1	43,8	13,2	18,2	17,9	23,8	30,2	51,1	38,7	36,9	53,8	29,1	412,30	29,45	+13,49	84,5
5. Фон + торф 200 т/га	14,7	33,9	11,7	52,6	18,6	18,7	20,2	28,3	32,2	39,1	31,2	40,6	45,1	27,7	414,60	29,61	+13,66	85,5
6. Фон + торф 400 т/га	19,1	35,8	14,3	53,8	19,0	21,9	23,3	32,4	37,7	37,0	34,7	35,9	41,0	21,9	427,80	30,56	+14,60	91,5
НСР <sub>05</sub>	5,8	2,1	2,6	3,2	0,8	1,6	1,2	4,7	2,5	10,6	5,22	7,64	14,6	5,3			2,25	

Примечание: 1994, 1995, 2000, 2002 гг. – яровая пшеница, 1996, 1999 гг. – кукуруза, 2001 г. – черный пар, 2003 г. – рапс на зеленый корм, 1997, 1998, 2004 гг. – нет данных, с 2005 г. – многолетние травы

До 2007 г. на всех вариантах опыта с применением удобрений получены достоверные прибавки урожайности по сравнению с контролем, как по отдельным годам, так и по данным статистической обработки многолетних данных. Практически отсутствует разница в эффективности длительного последствия между дозами торфа 200 и 400 тонн без внесения минеральных удобрений, особенно в последние годы. Но на интенсивном минеральном фоне урожайность культур на вариантах с дозой торфа 400 т/га достоверно выше, чем 200 т/га. Это подтверждает важную роль возрастающей эффективности ОВ с ростом интенсификации земледелия.

Графический анализ данных урожайности сельскохозяйственных культур в скользящих средних с периодом в три года позволяет проследить в динамике закономерность изменений в длительном последствии торфа на урожайность сельскохозяйственных культур (рис. 8.6). Здесь прослеживается в период 2005–2007 гг. явное снижение влияния торфа и его доз внесения на урожайность – определенный «переломный момент».

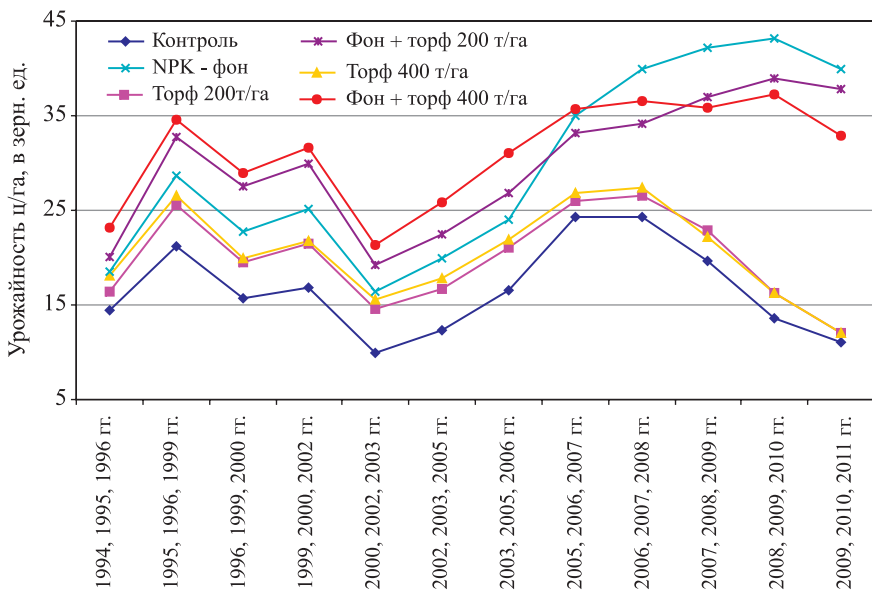


Рис. 8.6. Анализ длительного влияния мелиоративных доз торфа на урожайность сельскохозяйственных культур в скользящих средних с трехлетним периодом

До этого периода отмечается устойчивое действие торфа в зависимости от внесенной дозы торфа – более высокая доза определяет более высокую прибавку урожайности. Особенно отчетливо это проявляется на интенсивном фоне минеральных удобрений. Причем торф длительное время повышает их эффективность.

Но в период начала снижения продуктивности многолетних трав, как уже достигших своего пика развития, прослеживается следующий этап: последствие торфа уже существенно не повышает урожайность сельскохозяйственных культур, но эта тенденция еще сохраняется. Далее наблюдается преимущество минеральных удобрений в стабилизации высокой урожайности многолетних трав, в то время как без фона наблюдается закономерный спад продуктивности стареющего травяного агроценоза.

Для дальнейшего развития агроландшафта требуется вмешательство земледельца: омоложение агроценоза путем плодосмена или пересева многолетних трав, а также возобновление применения ОУ и активизация биологических ресурсов.

Гуминовые препараты из торфа повышают урожайность сельскохозяйственных культур без ограничения удаленности полей от месторождений торфа и на площадях, значительно превышающих площадь, которую можно удобрить непосредственно тем количеством торфа, которое затрачено на производство препарата.

Лен-долгунец занимает в Томской области относительно небольшие площади, но эта культура перспективна для подтаежной зоны и может обеспечивать высокую экономическую рентабельность. В полевых исследованиях в среднем за 2 года все виды обработок семян и вегетирующих растений гумостимом (0,001 %) и борной кислотой обусловили статистически достоверную прибавку урожайности соломки льна-долгунца на 11–21 % (табл. 8.10).

На урожайность семян льна-долгунца обработка перед посевом семян и вегетирующих растений гумостимом повлияли в меньшей степени, чем по соломке, но наблюдалась устойчивая тенденция повышения урожайности по годам исследований. А в комплексе обработок гумостимом (семян и вегетирующих растений) получена достоверная прибавка урожайности семян на 8 %. Максимальную эффективность обеспечило совместное применение гумостима и борной кислоты при обработке семян перед посевом: урожайность соломки повысилась на 21 %, а урожайность семян – на 13 %.

Таблица 8.10

Урожайность соломки и семян льна-долгунца в полевых опытах 2004–2005 гг. на серой оподзоленной почве, ц/га

Варианты опыта	2004	2005	Среднее за 2 года	Отклонение от контроля	
				ц/га	%
<b>Урожайность соломки</b>					
1. Контроль – без обработок	16,70	16,80	16,75	-	-
2. Обработка семян гумостимом	20,48	17,62	19,05	2,30	14
3. Обработка семян борной кислотой	19,35	19,37	19,36	2,61	16
4. Обработка семян гумостимом совместно с борной кислотой	19,97	20,47	20,22	3,47	21
5. Обработка семян + вегетирующих растений гумостимом	19,73	18,47	19,1	2,35	14
6. Обработка вегетирующих растений гумостимом	15,62	21,78	18,7	1,95	11
НСР <sub>05</sub>	0,71	0,62	1,9		
<b>Урожайность семян</b>					
1. Контроль – без обработок	7,60	7,60	7,60	-	-
2. Обработка семян гумостимом	8,58	7,76	8,17	0,57	8
3. Обработка семян борной кислотой	8,60	8,42	8,51	0,91	11
4. Обработка семян гумостимом совместно с борной кислотой	8,53	8,67	8,60	1,00	13
5. Обработка семян + вегетирующих растений гумостимом	8,25	8,17	8,21	0,61	8
6. Обработка вегетирующих растений гумостимом	8,12	7,88	8,00	0,40	5
НСР <sub>05</sub>	0,91	0,26	0,61		

Таким образом, выявлено совместное действие борной кислоты и гумостима при обработке семян перед посевом на повышение урожайности соломки и семян как эффективный прием при возделывании льна-долгунца (Патент РФ № 2425481, 2011 г.). На качество волокна и его содержание в соломке варианты опыта существенного влияния не оказали, но урожайность волокна повысилась, как и урожайность соломки.

При исследовании влияния новых гуминовых препаратов из торфа на рост и урожайность яровой пшеницы за 3 года установлена стабильная эффективность гумостима от 7 до 11 %, что обеспечивает 1,5–2,2 ц/га среднегодовой прибавки урожайности (табл. 8.11). Максимальное – при

комплексной обработке (семян и вегетирующих растений). Гумат натрия и оксигумат показывают низкую эффективность при обработке семян и при комплексной обработке. Т-1 неэффективен при обработке семян, но при двойной обработке обеспечивает достоверную прибавку урожайности 11 %. При обработке вегетирующих растений в фазу кушения все препараты проявляют стимулирующие свойства, но статистически достоверные только у оксигумата.

Таблица 8.11

**Действие стимуляторов роста на урожайность яровой пшеницы  
за 3 года 2006–2008 гг., ц/га. Лучаново**

Варианты опыта	Урожайность семян			Среднее за 3 года		
	2006	2007	2008	Урожай- ность	отклоне- ние от контроля	откло- нение в %
Обработка семян и комплексная обработка: семян и вегетирующих растений						
1. Контроль	13,6	22,3	24,3	20,1	-	-
2. Гумостим семена	15,6	25,1	24,0	21,6	+1,5	7
3. Гумостим семена + вег.	15,7	24,2	26,9	22,3	+2,2	11
4. Гумат натрия семена	14,0	22,8	24,2	20,3	+0,3	1
5. Гумат натрия семена + вег.	14,4	23,7	24,2	20,8	+0,7	3
6. Т-1 семена	13,7	22,6	23,2	19,8	-0,2	2
7. Т-1 семена + вег.	16,7	24,0	26,3	22,3	+2,3	11
8. Оксигумат семена	15,4	23,4	24,6	21,1	+1,1	5
9. Оксигумат семена + вег.	14,2	23,8	23,6	20,5	+0,5	2
НСР <sub>05</sub>	5,1	3,2	2,0	1,2		
Действие обработки вегетирующих растений						
1. Контроль	13,1	17,2	25,2	18,5	-	-
2. Гумостим	12,4	20,6	27,0	20,0	+1,5	8
3. Гумат	14,4	23,5	26,8	21,8	+3,1	18
4. Т-1	13,3	19,2	31,3	21,3	+2,8	15
5. Оксигумат	14,9	22,4	28,6	22,0	+3,5	19
НСР <sub>05</sub>	2,1	4,2	2,7	3,4		

**Примечание:** Варианты – стимуляторы роста растений (концентрации препарата) и виды применения. 1 – контроль (без обработок); 2 – гумостим, 0,001 % (семена); 3 – гумостим, 0,001 % (семена и вегетирующие растения); 4 – гумат, 0,75 % (семена); 5 – гумат, (семена 0,75 % + вегетирующие 0,01 %); 6 – Т – 1, (семена 0,001 %); 7 – Т – 1 (семена + вегетирующие); 8 – оксигумат (семена); 9 – оксигумат (семена+вегетирующие)

Использование торфяных гуминовых препаратов в наших исследованиях при выращивании яровой пшеницы позволило снизить отрицательное влияние неблагоприятных факторов вегетационного периода. Причем это влияние зависит как от вида используемого препарата, так и способа его применения.

Обследование посевов в 2006 г. на наличие корневых гнилей в фазу кущения (табл. 8.12) показало следующее: все препараты, кроме Т-1, в

Таблица 8.12

**Влияние гуминовых препаратов и способа их применения на зараженность яровой пшеницы корневыми гнилями в фазы кущения и цветения**

Вариант опыта	Способы применения препаратов					
	обработка семян		обработка вегетирующих растений		обработка семян + вегетир. растений	
	кущение	цветение	кущение	цветение	кущение	цветение
<b>2006 г.</b>						
Контроль	16,5	22,8	16,5	22,8	16,5	22,8
Гумостим	24,2	11,9*	19,2	15,6*	17,3	11,4*
Гумат натрия	25,0	8,5*	20,9	24,0	26,4	17,9
Биостимулятор Т-1	14,6	9,1*	16,8	9,5*	23,0	8,8*
Оксигумат	26,9	19,3	13,9	15,1*	22,4	14,3*
<b>2007 г.</b>						
Контроль	2,8	13,5	1,0	8,0	2,7	13,5
Гумостим	0,5*	9,5*	0,0	3,5	0,7	6,5*
Гумат натрия	2,5	4,0*	1,0	3,5	0,5	8,0*
Биостимулятор Т-1	0,5*	3,5*	0,0	0,0*	0,0	4,5*
Оксигумат	0,0*	6,5*	0,5	1,5*	0,2	6,0*
<b>2008 г.</b>						
Контроль	8,5	9,8	-	-	8,5	9,8
Гумостим	10,9	5,1*	-	-	3,4*	0,0*
Гумат натрия	8,0	1,8*	-	-	7,1	4,2*
Биостимулятор Т-1	8,5	3,1*	-	-	8,6	4,1*
Оксигумат	7,4	7,4*	-	-	10,6	2,7*
<b>Среднее за 3 года</b>						
Контроль	9,3	15,4	8,8	15,4	9,3	15,4
Гумостим	11,9	8,3*	9,6	9,6*	7,2	5,9*
Гумат натрия	11,8	4,8*	10,9	13,8	11,3	10,0*
Биостимулятор Т-1	7,9	5,3*	8,4	4,8*	10,6	5,8*
Оксигумат	11,5	11,1*	7,2	8,3*	11,1	7,7*

Примечание. \* различия с контролем достоверны при  $P \leq 0,05$

предпосевной обработке семян оказались менее эффективными по сравнению с использованием их для обработки вегетирующих растений. При обработке вегетирующих растений наибольшую эффективность проявил оксигумат. А при комплексной обработке семян и вегетирующих растений увеличилось распространение корневых гнилей на всех вариантах, за исключением варианта, где использовался гумостим. Необходимо также отметить, что в этот период распространение корневых гнилей на контроле было либо на уровне с опытными вариантами или ниже. К фазе цветения их распространение на контроле оказалось выше, а в опытных вариантах – снижалась.

В фазу цветения независимо от способа применения максимальную эффективность по отношению к корневым гнилям проявил препарат Т-1. Для гумостима характерным явилось то, что он был эффективен как при использовании только для обработки семян, так и при совместной обработке семян и вегетирующих растений. Оксигумат практически не повлиял на распространение корневых гнилей при обработке семян.

В 2007 г. в фазу кущения зараженность составила: на опытных вариантах 2 % растений, на контрольных делянках – 3 %. Неблагоприятные погодные условия летнего периода – обильные частые дожди способствовали увеличению зараженности корневыми гнилями в фазу колошения – цветения. На посевах опытных вариантов корневыми гнилями было заражено до 9,5 % растений, на контрольных делянках – до 14 %. В вариантах, где применялись торфяные препараты, пораженность корневыми гнилями снизилась до 3,5–5 %. Применение препаратов из торфа для обработки вегетирующих растений при неблагоприятных погодных условиях выращивания пшеницы оказалось наиболее эффективным. При низкой величине распространения корневых гнилей нельзя отдать предпочтение отдельным препаратам. Однако анализ результатов по всем способам их применения свидетельствует о том, что наименьшее поражение пшеницы корневыми гнилями наблюдалось при применении биостимулятора Т-1 и оксигумата.

В 2008 г. исследование влияния торфяных препаратов показало следующее: независимо от способа применения все препараты проявили адаптогенные и иммуномодулирующие свойства, что обеспечило достоверное снижение распространенности корневых гнилей пшеницы в фазу цветения.

Максимально снизили распространение корневых гнилей гумостим, гумат натрия и оксигумат. Причём если гумостим и оксигумат действо-

вали эффективнее при применении их для обработки семян и вегетирующих растений, то гумат натрия – при использовании его только для обработки семян. Соответственно снижение распространения корневых гнилей пшеницы составило 100, 72, 80 %.

Подводя итоги проведенных за 3 года исследований, можно сделать вывод, что все способы обработки гуминовыми препаратами из торфа благоприятно влияют на снижение зараженности корневыми гнилями яровой пшеницы от 15 до 68 %. Следует отметить, что все использованные в опытах гуминовые препараты из торфа достаточно эффективны.

Регуляторы роста в большинстве случаев обладают не фунгицидной, а фунгистатической активностью. Они не обеспечивают устойчивость к патогену, а способствуют снижению вредоносности болезни. Это согласуется с утверждением одного из ведущих микологов А.А. Ячевского (Физиология сельскохозяйственных растений..., 1969), что важно не столько помешать развитию паразита, сколько дать растению-хозяину возможность продолжать свою жизнедеятельность в присутствии паразита.

При исследовании влияния различных факторов на развитие фитопатологического процесса в вегетационный период важным является вопрос, каким образом это отразилось на инфицированности урожая пшеницы. Получение здорового, свободного от патогенной микрофлоры семенного материала – одна из основных задач в селекции и семеноводстве.

Зерно нового урожая анализировали методом влажных камер на наличие фузариоза, гельминтоспориоза и альтернариоза.

Результаты фитопатологического анализа на зараженность зерна полученного урожая грибными инфекциями, в зависимости от вида используемого торфяного препарата, обследования образцов зерна за 2 года (2007–2008 гг.) свидетельствуют о том, что гумостим и оксигумат при всех способах обработки семян и растений приводит к снижению инфицированности семян. Гумат натрия эффективен только при обработке вегетирующих растений, биостимулятор Т-1 применим для комплексной обработки семян и вегетирующих растений (табл. 8.13). Увеличение объемов производства и использования средств защиты растений при высоком их экономическом потенциале одновременно определяет усиление опасности воздействия пестицидов, накапливающихся в продуктах питания, воде и воздухе, на человека и природу. Поэтому многие страны ужесточают требования безопасности использования



пестицидов, вводят соответствующие более жесткие регламенты (Захаренко, 2006). Применение гуминовых препаратов в растениеводстве обосновано, поскольку они позволяют снизить объем применяемых пестицидов, что способствует получению более безопасной продукции.

Таблица 8.13

**Влияние вида торфяных препаратов и способа их применения на зараженность фитопатогенными грибами зерна пшеницы полученного урожая, %**

Вариант опыта	Общая зараженность, %		
	2007 г.	2008 г.	средняя за 2 года
<b>Предпосевная обработка семян</b>			
Контроль	29,0	58,0	43,5
Гумостим	18,5	37,0	27,8*
Гумат натрия	24,0	48,0	36,0
Биостимулятор Т-1	23,5	47,0	35,3
Оксигумат	15,0	30,0	22,5*
<b>Обработка вегетирующих растений</b>			
Контроль	27,0	54,0	40,5
Гумостим	15,0	30,0	22,5*
Гумат натрия	13,5	27,0	20,3*
Биостимулятор Т-1	21,3	42,5	31,9
Оксигумат	12,5	25,0	18,8*
<b>Обработка семян и вегетирующих растений</b>			
Контроль	29,0	58,0	43,5
Гумостим	15,5	30,0	22,8*
Гумат натрия	22,5	48,0	35,3
Биостимулятор Т-1	18,5	36,0	27,3*
Оксигумат	11,0	24,0	17,5*

Примечание. \* различия с контролем достоверны при  $P \leq 0,05$

Повышение урожайности пшеницы при применении гуминовых препаратов из торфа также сопровождается тенденцией увеличения прироста соломы на единицу площади (табл. 8.14). Причем наибольшее влияние на прирост соломы оказывает опрыскивание вегетирующих посевов стимуляторами, повышающее прирост соломы на 10–14 %. Обработка семян и комплекс обработок повышает сбор соломы незначительно – на 1–5 %. Вероятно, в этих способах применения гуминовые препараты стимулируют преимущественно развитие генеративных органов растений.

Таблица 8.14

**Действие стимуляторов роста на сбор соломы яровой пшеницы  
за 3 года 2007–2008 гг., т/га. Лучаново**

Варианты опыта	Сбор соломы, т/га				
	2007	2008	Среднее за 2 года	отклонение от контроля	отклонение, %
<b>Обработка семян и комплексная обработка семян + вегетирующих растений</b>					
1. Контроль	5,2	4,0	4,60	-	-
2. Гумостим семена	5,5	3,8	4,65	0,05	1
3. Гумостим семена + вег.	5,4	4,1	4,75	0,15	3
4. Гумат натрия семена	5,7	3,9	4,80	0,20	4
5. Гумат натрия семена + вег.	5,6	3,8	4,70	0,10	2
6. Т-1 семена	5,2	4,0	4,60	0,00	0
7. Т-1 семена + вег.	5,5	4,2	4,85	0,25	5
8. Оксигумат семена	5,6	3,9	4,75	0,15	3
9. Оксигумат семена + вег.	5,8	3,7	4,75	0,15	3
НСР <sub>05</sub>	0,4	0,6		0,53	
<b>Обработка вегетирующих растений</b>					
1. Контроль	5,0	4,0	4,50	-	-
2. Гумостим	5,7	4,2	4,95	0,45	10
3. Гумат	6,0	4,2	5,10	0,60	13
4. Т-1	5,6	4,7	5,15	0,65	14
5. Оксигумат	5,6	4,6	5,10	0,60	13
НСР <sub>05</sub>	0,7	0,4		0,77	

Таким образом, повышение урожайности зерновых культур при применении препаратов из торфа также вызывает тенденцию повышения количества соломы, вносимой в почву, тем самым улучшая баланс ОВ. На основании этих исследований, а также – на других культурах гумостим был допущен к прохождению ряда экспертиз и процедуры госрегистрации (Свидетельство о госрегистрации пестицида или агрохимиката № 2167 от 03.03.2011 г.).

Применение торфа в настоящее время ограничено снижением целенаправленной промышленной добычи. Так, в Томской области имеют лицензию на добычу торфа несколько частных компаний. Стоимость торфа в Томской области с условиями поставки франко-штабель составляет 350–425 руб./т (Бернатонис, 2011). Основные технологические затраты при внесении 200 т/га торфа составляют 96 тыс. т/га (табл. 8.15).

При зернокармном использовании опытного участка получена среднегодовая прибавка урожайности 19 % (3,1 ц/га зерновых единиц).

Таблица 8.15

## Технологическая карта основных затрат на внесение 200 т/га торфа, площадь 100 га

Наименование работ	Объем работ		Сроки проведения		Состав агрегата		Нормо-смены		Фонд оплаты труда, руб.		ГСМ				Прочие расходы	
	ед. изм.	в физическом выражении	дата начала работ	рабочих дней	марка трактора, а/машины	с/х машины	норма выработки за смену	всего	тарифная ставка за норму	за весь объем работ	норма расхода, л/ед.	всего, л	цена за 1 л, руб.	стоимость всего, руб.	наименование	руб.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		16
Погрузка торфа	т	20000	01.06	53	ДТ-75М	ПФП-1,2	380	52,6	500	26316	0,1	2695	18	48505		
Перевозка до 5 км и разбрасывание	т	20000	01.06	413	Т-150К	ПРТ-10	48,4	413,2	500	206612	2,1	42000	18	756000		8,5 млн
Вспашка отвальная	га	100	03.08	9	К-744	ПН-8-35	12	8,3	500	4167	23,5	2350	18	42300		
Всего	×	×	×	475	×	×	×	474	×	237094	×	47045	×	846805		8,5 млн
<b>Итого затрат, руб. 9 583 899</b>																
Затраты на 1 т органического удобрения – 479 руб.																

Расчеты показывают, что при сложившихся ценах на зерно в 2010 г. 6 руб./кг стоимость прибавки урожая будет окупать затраты на внесение торфа 200 т/га только через 52 года. Внесение торфа 400 т/га еще менее эффективно. Очевидно, повысить экономическую эффективность позволит внесение торфа под более отзывчивые на органические удобрения и рентабельные овощные культуры и картофель. Например, при сложившихся ценах и средней урожайности картофеля в 2010 г. 162 ц/га прибавка урожайности 19 % составит:  $3078 \text{ кг/га} \times 10 \text{ руб./кг} = 30780 \text{ руб./га}$ . Такой дополнительный доход позволит окупить затраты на внесение торфа 200 т/га через 3–4 года, а прибавка в 24 % при внесении торфа 400 т/га окупит затраты через 5 лет.

Получение гуминовых стимуляторов роста из торфа требует малых объемов сырья. А высокая биологическая активность этих стимуляторов роста и развития позволяет окупить затраты на их применение более чем в 3,3 раза в виде дохода от реализации дополнительно полученной продукции (табл. 8.16).

В качестве основных выводов необходимо отметить следующее. Высокая агрономическая эффективность мелиоративных доз торфа продолжается 22 года после его внесения. По среднемноголетним данным внесение торфа 200 и 400 т/га повышает урожайность на 19 и 24 % соответственно, а на фоне ежегодного внесения НРК – на 81 и 89 %. Установлено начало «переломного момента» в период 2005–2007 гг. До этого периода наблюдали устойчивую зависимость действия торфа от внесенной дозы – более высокая доза (400 т/га) определяла более высокую прибавку урожайности, особенно на минеральном фоне. Торф здесь также достоверно превышал минеральный фон по прибавкам урожайности. Затем эта зависимость ослабла и после периода 2006–2008 гг. минеральный фон стал превышать по урожайности варианты их совместного внесения.

По результатам исследований новых гуминовых препаратов из торфа гумостим обеспечил стабильную прибавку урожайности соломки льна-долгунца на 11–21 %, а семян – на 8–13 % и зерна яровой пшеницы – на 7–11 %. В среднем за 3 года применение гумостима повлияло на снижение количества больных корневыми гнилями растений на 38–62 % от контроля и на 36–48 % снизило инфицированность патогенными грибами полученного зерна пшеницы. Максимальные результаты были получены в комплексе обработок: семян перед посевом + опрыскивание вегетирующих растений.

Таблица 8.16

**Эффективность комплексного применения гуминовых стимуляторов  
роста растений из торфа**

Показатели	Гуминовые стимуляторы роста растений из торфа							
	Гумостим		Гумат натрия		Биостимулятор Т-1		Оксигумат натрия	
	Мин.	Мак.	Мин.	Мак.	Мин.	Мак.	Мин.	Мак.
Прибавка урожая пшеницы, т/га	0,19	0,26	0,08	0,14	0,17	0,31	0,06	0,15
Концентрация рабочего раствора, % ГК	0,001+ 0,001	0,001+ 0,001	0,01+ 0,75	0,01+ 0,75	0,001+ 0,001	0,001+ 0,001	0,005+ 0,005	0,005+ 0,005
Концентрация препарата, % ГК	1	1	2	2	1	1	1	1
Объем препарата, л	10	10	10	10	10	10	10	10
Затраты на приобретение препарата, т.руб.	1	1	0,5	0,5	1	1	1	1
Объем рабочего раствора, л	10000	10000	1000	1000	10000	10000	2000	2000
Доза рабочего раствора препарата, л/га семян	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5	200+ 2,5
Площадь пашни, на которую применен 1 л препарата, га	49,4	49,4	4,94	4,94	49,4	49,4	9,9	9,9
Сбор зерна, т	9,39	12,84	0,40	0,69	8,40	15,31	0,59	1,48
Стоимость 1 т зерна, т.руб.	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2	5,2
Стоимость дополнительно полученной продукции, тыс. руб.	48,83	66,77	2,08	3,59	43,68	79,61	3,07	7,70
Затраты на хранение и реализацию ДПП (30 % от стоимости ДПП), тыс. руб.	14,65	20,03	0,62	1,08	13,10	23,88	0,92	2,31
Общие затраты, тыс. руб.	14,65+ 1	20,03+ 1	0,62+ 0,5	1,08+ 0,5	13,10+ 1	23,88+ 1	0,92+ 1	2,31+ 1
Условно чистый доход, тыс. руб.	33,18	45,74	0,96	2,01	29,58	54,73	1,15	4,39

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Западно-Сибирская равнина – уникальный в природном отношении регион, его специфику определяет высокая заболоченность. На значительной части этого региона болота – один из основных видов ландшафтов. Не является исключением в этом плане и большая часть территории Томской области.

Болота – интразональные образования, они развиты в различных географических зонах. Для их формирования необходимы условия длительного избыточного увлажнения, обусловленного местными факторами среды – особенностями рельефа, водопроницаемостью пород, разгрузкой грунтовых вод и местных напоров подземных вод, наличием зон разрывных нарушений, тектонических впадин и др.

Болота играют большую роль в формировании физико-географических условий. О.Л. Лисс и др. (2001) отмечают их неоднозначную и положительную во многих отношениях средообразующую роль. Вследствие этого исследование болот имеет как теоретическое, так и прикладное значение.

Как отмечалось ранее, изучение болот Томской области началось в 20-е гг. XX в. В работах А.Я. Бронзова, Р.С. Ильина, С.Н. Тюремнова, М.И. Нейштадта, О.Л. Лисс, Н.А. Березиной, Л.В. Шумиловой, Ю.А. Львова, Л.И. Инишевой, В.А. Базанова, Е.Я. Мульдиярова, Е.Д. Лапшиной и др. освещены генезис, структурно-функциональная организация, пространственно-временные закономерности развития, зонально-подзональные особенности болот, их средообразующие и биосферные функции; растительность и флора торфяных болот; определены направления рационального использования торфяных ресурсов, актуальность проблем охраны болот и др.

В данной монографии в отличие от предыдущих работ наибольшее внимание уделено следующим аспектам:

1. Углубленному анализу природных факторов болотообразования (климат, рельеф, гидрологические условия, почвообразование). Практически впервые на основе современных данных на конкретных примерах показано влияние тектонического строения и разрывных нарушений, а

также ряда процессов рельефообразования на пространственное распределение болот и заболачивание.

2. На основе анализа и синтеза литературных источников, материалов авторов, полученных на основе полевых маршрутных и стационарных исследований, ГИС-технологий, впервые построена ландшафтная карта болот Томской области, охарактеризованы геохимические условия и геофизические аспекты болотных геосистем, дана характеристика ландшафтной структуры заболоченных территорий.

3. В работе достаточно подробно показано влияние хозяйственной деятельности человека на ландшафты болот, а также рассмотрены возможности хозяйственного использования торфяников.

4. Проведенное исследование имеет значение по следующим позициям:

- Как проблемы охраны болотных ландшафтов с целью сохранения их гено- и ценофонда. В настоящее время сохранение водно-болотных угодий во всем мире рассматривается как одно из важнейших условий, определяющих качество жизни, а часто и как основа самого существования народов той или иной страны – они признаны важнейшим звеном экологических и экономических систем государств (Лисс и др., 2001).

- На территории Томской области развиты разнообразные болотные ландшафты. Исследование ландшафтов болот будет способствовать выявлению модельных болотных систем с целью включения их в систему охраны в рамках Рамсарской конвенции.

- Позволит на модельных болотных системах организовать экологический региональный мониторинг. Данные мониторинга могут быть использованы для разработки базовых геоинформационных систем (ГИС) и составления региональных карт-схем: уровня, теплового режимов, стока с болот, испарения с болот и др.

Все вместе взятое даст информацию о региональной экологической роли болот и позволит разработать региональные критерии для выделения оптимальных соотношений между осушаемыми и не подлежащими мелиорации землями.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Аболин Р.И.* Опыт эпигенологической классификации болот // Болотоведение. – Минск, 1914. – № 3.
2. *Азьмука Т.И.* Климат почв Среднего Приобья. – Новосибирск: Наука, 1986. – 121 с.
3. *Алексеев А.И.* Завалы древесины на таежных реках Сибири // Природа. – 1957. – № 5. – С. 116–119.
4. *Алексеева А.М., Яценко И.Г.* Оценка антропогенного преобразования болотных экосистем при транспортировке нефти на основе космических снимков // Инновационные аспекты добычи, переработки и применения торфа: материалы Международ. конф., посвященной 115-летию Национального исследовательского Томского политехнического университета. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2011. – С. 49–53.
5. *Алёкин О.А.* Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 440 с.
6. *Анисимова Т.Ю., Юркин С.Н.* Итоги, состояние и перспективы комплексного торфопользования при реализации приоритетного проекта «Развитие АПК» // Торф и бизнес. – 2006. – № 3. – С. 28–34.
7. *Антонович Р.М.* Карта интерпретации магнитного поля фундамента по данным аэромагнитной съемки ЦГЭ (Сводная карта магнитного поля) // Геоцентр ТПУ. 1:500000. – Томск, 2004.
8. *Архипов С.А., Вдовин В.В.* Морфоструктура Западно-Сибирской равнины // Западно-Сибирская равнина. – М., 1970. – С. 204–225.
9. *Афонская Л.Г., Сергеев А.И.* Современные тектонические движения и их отражение в характере и степени заболоченности Западно-Сибирской низменности // Вестник Моск. ун-та. Сер. геолог. – 1970. – № 4. – С. 113–116.
10. *Баженов В.А., Ахмадишин Н.С.* «Зоны риска» Томска и проблема их познания // Экобандероль. – 2002. – № 22–23. – С. 5, 6.
11. *Баженова О.И. и др.* Пространственно-временной анализ динамики экзогенных процессов на юге Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1997. – 208 с.
12. *Базанов В.А.* Структура болот Кетско-Чулымского междуречья: дис. ... канд. биол. наук. – Томск, 1988. – 213 с.
13. *Базанов В.А., Евсеева Н.С., Пологова Н.Н.* Роль рельефа и неотектоники в формировании болот левобережья р. Кети // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1987. – Сб. 17. – С. 68–86.
14. *Базанов В.А., Льготин В.А., Скугарев А.А., Романчук Т.В.* Оценка экологических последствий осушительной мелиорации в Томской области // Охрана природы: Сб. статей. Вып. 2. – Томск: Изд-во НТЛ, 2001. – С.11–20.
15. *Базанов В.А., Егоров Б.А., Льготин В.А., Скугарев А.А.* Современная пространственная динамика Большого Васюганского болота (на примере междуречья рек



- Икса – Шегарка) // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. – Томск, 2002. – С. 190–195.
16. *Бамбалов Н.Н.* Агрогенная эволюция осушенных торфяных почв // Почвоведение. – 2005. – № 1. – С. 29–37.
  17. *Барашкова Н.К., Волкова М.А., Кужевская И.В.* Оценка современной климатической составляющей хозяйственного комплекса Томской области в холодный период года // Вестник ТГУ. – 2011. – № 351. – С. 163–198.
  18. *Березин А.Е., Базанов В.А., Савичев О.Г.* Принципы разработки кадастра торфяных болот (на примере районов нефтедобычи Томской области // Охрана природы: Сб. статей. Вып. 3. – Томск: Изд-во НТЛ, 2005. — С. 13–26.
  19. *Березин А.Е., Базанов В.А., Волостнов Д.В., Шинкаренко В.П.* Влияние старых шламовых амбаров на экологическую ситуацию вмещающих территорий // Охрана природы: Сб. статей. Вып. 2. – Томск: Изд-во НТЛ, 2001. – С. 21–43.
  20. *Березин А.Е., Дюкарев А.Г., Лапина Е.Д., и др.* Экология регионального природопользования. Препринт 2. Природно-ресурсное районирование Томской области. – Томск: Спектр ИОА СО РАН, 1997. – 40 с.
  21. *Березина Н.А., Куликова Г.Г. Лисс О.Л. и др.* Типология, районирование и пути классификации растительного покрова болот центральной части Западно-Сибирской низменности // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 174–181.
  22. *Берлянт А.М.* Виртуальные геоизображения. – М.: Научный мир, 2001. – 56 с.
  23. *Бернатонис П.В., Боярко Г.Ю., Бернатонис В.К.* Эффективность разработки торфяных месторождений в Томской области в современных условиях / Томский политехнический университет. – Сайт научной библиотеки (Томск, 2011). – URL: <http://sun.tsu.ru/mminfo/000063105/344/image/344-195.pdf> (дата обращения: 02.08.2011).
  24. *Беручаивили Н.Л.* Четыре измерения ландшафта. – М: Мысль, 1986. –182 с.
  25. *Беручаивили Н.Л., Жучкова В.К.* Методы комплексных физико-географических исследований. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. – 320 с.
  26. *Биологическая рекультивация земель в Сибири и на Урале (рекомендации и экспериментальные схемы) / под ред. С.С. Трофимова.* – Новосибирск: Наука, 1981. – 113 с.
  27. *Богдановская-Гиенэф И. Д.* О классификации болотных массивов // Вестник ЛГУ. – 1949. – № 7. – С. 55–61.
  28. *Богоявленская О.В., Пучкин В.И., Федоров М.В.* Геология СССР. – М.: Недра, 1991. 240 с.
  29. *Болота Западной Сибири: их строение и гидрологический режим.* – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 447 с.
  30. *Болотные экосистемы севера Европы: разнообразие, динамика, углеродный баланс, ресурсы и охрана: Материалы Международного симпозиума (Петрозаводск, 30 августа – 2 сентября 2005 г.).* – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. – 396 с.
  31. *Бронзов А.Я.* Верховые болота Нарымского края (бассейн реки Васюган) // Труды Научно-исследовательского торфяного института. – М.: Издание Научно-исследовательского торфяного института, 1930. – С. 11.

32. Бураков Д.А. Кривые добегания и расчет гидрографа весеннего половодья. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. – 129 с.
33. Бураков Д.А., Литвинова О.С. Водно-балансовые зависимости для прогноза стока талых вод на юге Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. – 2010. – № 3. – С. 111–120.
34. Бурлакова Л.М. Стратегическое управление земельными ресурсами в системе управления устойчивым развитием аграрного природопользования // Вестник Алтайского государственного аграрного университета. – 2007. – № 10 (36). – С. 5–9.
35. Варламов И.П. Результаты изучения новейшей тектоники Сибири и оценка перспектив ее нефтегазоносности по неотектоническим параметрам // Региональная неотектоника Сибири. – Новосибирск, 1983. – С. 78–87.
36. Варламов И.П. и др. Гидросеть Западной Сибири и Казахстана в отдельные этапы послезооценового времени в связи с решением вопросов мелиорации // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. – Новосибирск, 1979. – С. 5–14.
37. Варламов И.П., Найденова Н.Е. Кетско-Вахский крупный структурный залив. Южно-Енисейская крупная структурная ступень // Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. – М., 1981. – С. 51–56.
38. Васильев С.В., Перегон А.М. Среднемасштабное ландшафтное картографирование болотных и заболоченных территорий (на примере Васюганского болотного комплекса) // Вестник ТГУ. Сер. Биологические науки (биология, почвоведение, лесоведение). Приложение № 7, сентябрь 2003. Материалы научных конференций, симпозиумов, школ, проводимых в ТГУ. Комплексные экологические исследования ландшафтов Сибири. – С. 38–48.
39. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). – 2-е изд. / под ред. чл.-корр. Л.И. Инишевой. – Томск: ЦНТИ, 2003. – 181 с.
40. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. – М.: Наука, 1976. – 270 с.
41. Вернер А.Р. Сезонная мерзлота болотных почв Барабы при их освоении // Почвоведение. – 1959. – № 1. – С. 82–85.
42. Весенние ботанические экскурсии в окрестностях гор. Томска. – Томск, 1929. – 155 с.
43. Возобновляемые ресурсы тепловлагообеспеченности Западно-Сибирской равнины и динамика их характеристик / И.В. Карнацевич, О.В. Мезенцева, Ж.А. Тусупбеков, Г.Г. Бикбулатова; под общ. ред. О.В. Мезенцевой. – Омск: Изд-во ФГОУ ВПО ОмГАУ, 2007. – 268 с.
44. Волков И.А. Роль олового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. – М., 1976. – Кн. 1. – С. 264–284.
45. Волков И.А. Климатические колебания четвертичного периода и этапность эволюции в южной части Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. – Новосибирск, 1979. – С. 55–61.
46. Врублевский В.А. и др. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. – 96 с.

47. *Гаждиев И.М.* Эволюция почв южной тайги Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – 278 с.
48. *Галкина Е.А.* Болотные ландшафты и принципы их классификации / Сборник научных работ Ботанического института им. В.Л. Комарова АН СССР, выполненных в Ленинграде за три года Великой Отечественной войны (1941–1943). – Л., 1946. – С. 139–156.
49. *География*, общество и окружающая среда. Т. 4 / Глазовская Т.Г. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004.
50. *Геологический отчет о детальной разведке месторождения «Ваюганское» (участок № 5 у села Плотниково) Шегарского и Бакчарского района Томской области, 1987–1988 г.* – Т. 5. – 355 с.
51. *Геологический отчёт о предварительной разведке торфяного месторождения «Локсес» Каргасокского района Томской области. Книга первая.* – Новосибирск, 1992а. – 140 с.
52. *Геологический отчёт о детальной и предварительной разведках торфяных месторождений «Малаковское», «Малаковское I» Парабельского района Томской области, проведённых в 1990–1992 гг. Книга первая.* – Новосибирск, 1992б. – 305 с.
53. *Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Карабушкинское» Бакчарского района Томской области, проведённой в 1986–1987 гг. Книга первая.* – Горький, 1987. – 212 с.
54. *Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Потеряевское» Бакчарского района Томской области (1987–1988 гг.).* – Горький, 1988. – 200 с.
55. *Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Рыжиково» Томского района Томской области за 1987–1988 гг.* – Новосибирск, 1988. – 131 с.
56. *Геологический отчёт о детальной разведке торфяного месторождения «Брагино» Томского района Томской области за 1988 г.* – Новосибирск, 1988. 117 с.
57. *Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири / МПР РФ ОАО «Новосибирскгеология», РАН СО ОИ ГГМ.* – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИ ГГМ, 1999. – 228 с.
58. *Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины.* – 1:500000. – Новосибирск, 1969. – 8 л.
59. *Геоморфологическая карта Томской области. Масштаб 1: 1000000.* Томскгеомониторинг, 2002. – 1 с.
60. *Геоморфология Западно-Сибирской равнины (объяснительная записка к геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины масштаба 1:1500000).* – Новосибирск: Зап.-Сиб. книж. изд-во, 1972. – 111 с.
61. *Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и ее происхождение. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 95 с.
62. *Герасимова А.С., Коломенская Н.В., Сергеев А.И.* Инженерно-геологическая характеристика современных геологических процессов Томского Приобья // Природные условия Западной Сибири. – М., 1972. – Вып. 2. – С. 177–191.
63. *Герасимова А.С. и др.* Инженерно-геологические условия центральной части Западно-Сибирской плиты // Природные условия Западной Сибири. – М., 1971. – Вып. 1. – С.185–202.

64. Герасько Л.И. Пологова Н.Н. О некоторых механизмах заболачивания почв таежной зоны Томского Приобья // Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации. – Красноярск, 1976. – С. 45–58
65. Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири / под ред. С.М. Новикова. – СПб.: ВВМ, 2009. – 536 с.
66. Глаголев М.В., Чистотин М.В., Шнырев Н.А., Сирин А.А. Летне-осенняя эмиссия углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области) // Агрохимия. – 2008. – № 5 – С. 46–58.
67. Глаголев М.В., Сирин А.А., Лапина Е.Д., Филиппов И.В. Изучение потоков углеродсодержащих парниковых газов в болотных экосистемах Западной Сибири // Вестник ТГПУ. – 2010. – № 3 (93). – С. 120–127.
68. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высш. шк., 1988. – 328 с.
69. Глебов Ф.З. и др. Лесоводственная эффективность гидролесомелиорации на Томском стационаре // Комплексная оценка болот и заболоченных земель в связи с их мелиорацией. – Новосибирск, 1973. – С. 209–225.
70. Головеров А.Г., Костеша О.Н., Ильенок Л.Л. и др. Палеоген среднего течения р. Чулым : Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Палеоген среднего течения р. Чулым // Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – Новосибирск, 1984. – С. 92–100.
71. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов С.В. и др. Роль циркуляционных факторов в потеплении климата Сибири // Вестник ТГУ. – 2011. – № 346. – С. 174–180.
72. Горбунов М.Г. Геологический очерк урочища Компасский бор на р. Тым (Западная Сибирь) // Ученые записки Том. ун-та. – 1962. – Т. 44. – С. 26–55.
73. Городецкая М.Е. Морфоструктура // Равнины и горы Сибири. – М., 1975. – С. 13–35.
74. Грожанкина С.М., Константинов В.Д. Заболоченные темнохвойные леса Среднего Приобья // Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации. – Красноярск, 1976. С. 19–35.
75. Горшков С.П. Экзодинамические процессы освоенных территорий. – М.: Недра, 1982. – 286 с.
76. Горюнов А.А. Экзогенные геологические процессы и явления Чулымско-Енисейского междуречья и их значение для строительства // Влияние геодинамических процессов на формирование рельефа Сибири. – Новосибирск, 1974. – С. 90–96.
77. Гузова Е.Н., Калаева А.А. (Синюткина А.А.), Седнев И.С. Некоторые особенности ландшафтов среднего течения р. Бакчар // Труды Томского государственного университета. Сер. геолого-географическая: Актуальные вопросы географии и геологии: Матер. Всерос. молодежной науч. конф. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2010. – Т. 277. – С. 17–20.
78. Гурари Ф.Г. и др. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Труды СНИИГГиМС. – Новосибирск, 1971. – Вып. 100. – 148 с.

79. *Гурари Ф.Г.* Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности: автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Новосибирск, 1962. 36 с.
80. *Добровольский Г.В., Никитин Е.Д., Афанасьева Т.В.* Таежное почвообразование в континентальных условиях. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 216 с.
81. *Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.М.* Реки и озера Советского Союза. Справочные данные. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 103 с.
82. *Дубровская Л.И., Ермашова Н.А.* Особенности гидрологического режима малых рек Обь-Енисейского междуречья // Вестник ТГУ. – 2001. – № 274. – С. 101–103.
83. *Дубровская Л.И., Ермашова Н.А.* Особенности гидрологического режима малых рек Обь-Томского междуречья // Труды Томских ученых по системам водоснабжения. – Томск: Изд. дом «Цхай и Ко», 2005. – С. 152–157.
84. *Дюкарев А.Г.* Земельный фонд, его качественный состав и использование // Природные ресурсы Томской области. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 7–22.
85. *Дюкарев А.Г.* Ландшафтно-динамические аспекты таежного почвообразования в Западной Сибири. – Томск: Изд-во НТЛ, 2005. – 284 с.
86. *Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н.* Почвенно-географическое районирование Томской области // Почвоведение. – 2002. – № 3. – С. 282–294.
87. *Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н., Мульдьяров Е.Я.* Луговое почвообразование в подтайге Западной Сибири // Почвоведение. – 2000. – № 9. – С. 1064–1069.
88. *Дьяконов К.Н., Аношко В.С.* Мелиоративная география. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 254 с.
89. *Евсеева Н.С.* География Томской области (Природные условия и ресурсы). – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 223 с.
90. *Евсеева Н.С.* К вопросу о генезисе ложбин стока юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. – 2005. – № 2. – С. 41–51.
91. *Евсеева Н.С.* Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. – Томск: Изд-во НТЛ, 2009. – 484 с.
92. *Евсеева Н.С.* Криоморфогенез на территории бассейна нижней Томи // Вестник ТГУ. – 2012. – № 354. – С. 192–198.
93. *Евсеева Н.С., Земцов А.А.* Неотектоника и ее выражение в рельефе среднего течения р. Кеть // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1980. – Вып. 13. – С. 28–36.
94. *Евсеева Н.С., Земцов А.А.* Рельеф и плейстоценовые отложения бассейна р. Кети // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1983. – Вып. 15. – С. 64–91.
95. *Евсеева Н.С., Земцов А.А.* Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. – Томск. Изд-во Том. ун-та, 1990. – 242 с.
96. *Евсеева Н.С., Головеров А.Г., Попкова Н.И.* Современные процессы рельефообразования в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1984. – Вып. 16. – С. 48–57.
97. *Евсеева Н.С., Льготин В.А.* Морфоструктура переходной зоны юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология гор и предгорий: материалы Всесоюз. школы-семинара. Барнаул – Горно-Алтайск, 24–30 сент. 2002. – С. 84–87.

98. *Евсеева Н.С., Ромашова Т.В.* Опасные метеорологические явления как составная часть природного риска (на примере юга Томской области) // Вестник ТГУ. – 2011. – № 353. – С. 199–205.
99. *Елисеева В.М., Львов Ю.А.* Торфяные болота и пути их использования // Природные биологические ресурсы Томской области и перспективы их использования. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1966. – С. 118–125.
100. *Ермашова Н.А.* Природный гидрогеохимический фон верхней гидродинамической зоны Среднего Приобья как основа оценки ее экологического состояния // Обской вестник. – 1999. – № 3–4. – С. 106–112.
101. *Ершова С.Б.* Количественная оценка поэтапных скоростей новейших тектонических движений Обь-Иртышского междуречья // Природные условия Западной Сибири. – М., 1973. – Вып. 4. – С. 25–34.
102. *Жуков В.М.* Климат и процесс болотообразования // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М., 1977. – С. 13–29.
103. *Жучкова В.К.* Организация и методы комплексных физико-географических исследований. Методическое пособие для студентов заочного и вечернего отделений географических факультетов государственных университетов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. – 72 с.
104. *Зайдельман Ф.Р., Батраков А.С., Шваров А.П.* Изменение физических свойств осушенных торфяных почв после внесения песка разными способами // Почвоведение. – 2005. – № 2. – С. 218–231.
105. *Захаренко В.А.* Больше внимания разработке и внедрению современных технологий // Защита и карантин растений. – 2006. – № 1. – С. 4–7.
106. *Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральные части). – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. – 344 с.
107. *Земцов А.А.* Основные этапы развития речных долин Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. – Новосибирск, 1979. – С. 82–85.
108. *Земцов В.А.* Речные и озерные воды и их природно-хозяйственное значение // Природные ресурсы Томской области. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 103–114.
109. *Земцов В.А., Юшкина О.А.* Загрязнение поверхностных вод нефтепродуктами: проблема и возможности регулирования // Региональная экологическая политика в условиях существующих приоритетов развития нефтегазодобычи: материалы съезда экологов нефтяных регионов. – Ханты-Мансийск, 2007. – С. 197–205.
110. *Золотарев Г.С.* Инженерная геодинамика. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 328 с.
111. *Зонин Г.В.* Современные процессы формирования рельефа и геоморфологические условия мелиорации // Природные условия освоения междуречья Обь-Иртыш. – М.: АН СССР, 1972. – С. 23–31.
112. *Иванов А.Л.* Глобальное изменение климата и его влияние на сельское хозяйство России // Земледелие. – 2009. – № 1. – С. 3–5.
113. *Иванов К.Е.* Гидрология болот. – Л.: Гидрометеоздат, 1953. – 238 с.

114. *Иванов К.Е.* Основы гидрологии болот лесной зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 500 с.
115. *Иванов К.Е.* Водообмен в болотных ландшафтах. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 280 с.
116. *Иванов К.Е., Шумкова Е.Л.* Гидрологическое обоснование и расчет выпадения лесов и расширение площадей естественного заболачивания при подтоплениях в речных системах // Тр. ГГИ. – 1967. – Вып. 145. – С. 3–26.
117. *Ильин Р.С.* Природа Нарымского края. Рельеф, геология, ландшафты и почвы. – Томск, 1930. – Т. 2. – 335 с.
118. *Инженерная геология.* Западная Сибирь. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – Т. 2. – 495 с.
119. *Инишева Л.И., Архипов В.С., Маслов С.Г., Михантьева Л.С.* Торфяные ресурсы Томской области и их использование. – Новосибирск, 1995. – 88 с.
120. *Инишева Л.И., Аристархова В.Е., Порохина Е.В., Боровкова А.Ф.* Выработанные торфяные месторождения, их характеристика и функционирование. – Томск: Изд-во Том. гос. пед. ун-та, 2007. – 225 с.
121. *Иоганзен Б.Г., Попова М.А., Якубова А.И.* Водоёмы окрестностей Томска // Труды Том. ун-та. – Томск, 1951. – Т. 115. – С. 121–190.
122. *Исаченко А.Г.* Теория и методология географической науки. – М.: Академия, 2004. – 400 с.
123. *Калаева (Синюткина) А.А.* Динамика мелиорированных болотных ландшафтов (на примере Карагайского болотного массива) // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: материалы Всерос. науч. конф. 20–22 апреля 2009 г. – Томск: ТГУ, 2009. – С. 87–89.
124. *Калаева (Синюткина) А.А., Гузова Е.Н.* Современное состояние и динамика болотных ландшафтов (на примере низинного болота южно-таежной подзоны Западной Сибири) // География, история и геоэкология на службе науки и инновационного образования: материалы Междунар. науч.-практич. конф. – Красноярск: Изд-во КГПУ, 2011. – С. 249–251.
125. *Калинин В.М.* Влияние осушения на водорегулирующую роль болот в условиях Западной Сибири // Болота и биосфера: материалы Второй научной школы (8–12 сентября 2002 г.). – Томск: Изд-во ТГПУ, 2003. – С. 79–89.
126. *Караваева Н.А.* Заболачивание и эволюция почв. – М.: Наука, 1983. – 302 с.
127. *Карта* новейших тектонических элементов. – М.: Аэрогеология, 1978. – Масштаб 1:1000000. – 1 л.
128. *Карта* современных вертикальных движений земной коры по геофизическим данным на территорию СССР. Масштаб 1: 500000. – М.: ГУГК СССР, 1989. – 4 л.
129. *Картоведение* / Берлянт А.М., Востокова А.В. и др. – М.: Аспект Пресс, 2003. – 477 с.
130. *Касимова Л.В.* Перспективные пути повышения эффективности применения торфа // Сельскохозяйственная наука Сибири: сб. научных трудов. – Новосибирск, 1999. – С. 179–186.
131. *Касьянова Н.А.* Экологические риски и геодинамика. – М.: Научный мир, 2003. – 332 с.

132. *Качинский Н.А.* Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. – М., 1927. – 389 с.
133. *Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Трофимов В.Т. и др.* Геологические процессы и явления, обусловленные деятельностью поверхностных и подземных вод // Экогеодинамика Западно-Сибирской плиты. – М., 1986. – С. 28–44.
134. *Кирпотин С.Н.* Ландшафтная экология с основами управления окружающей средой. – Томск, 2007. – 262 с.
135. *Книжников Ю.Ф.* Основы аэрокосмических методов географических исследований. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. – 137 с.
136. *Ковриго В.П., Кауричев И.С., Бурлакова Л.М.* Почвоведение с основами геологии. – М.: Колос, 2000. – 416 с.
137. *Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П.* Карта современных вертикальных движений земной коры южной части Сибири // Современные движения земной коры. – М., 1980. – С. 56–62.
138. *Коломенская Н.В.* Современные геологические процессы // Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины. – М., 1977. – С. 112–120.
139. *Колпашиников Г.А., Курбатова Н.И.* Методы выявления и оценки дефляционных земель Белорусского Полесья // Задачи гидрогеологических и инженерно-геологических исследований Белоруссии. – Минск, 1984. – С. 99–113.
140. *Конторович В.А.* Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН-Гео, 2002. – 253 с.
141. *Конторович А.Э. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. – М.: Недра, 1975. – 680 с.
142. *Космогеологическая* карта линейных и кольцевых структур территории СССР / гл. ред. А.Д. Щеглов. 1:5000000. – М., 1980. – 2 л.
143. *Косов В.И.* Скважинная гидродобыча торфа – стратегическая основа перехода на инновационные, экологически безопасные и ресурсосберегающие технологии добычи и переработки торфа // Торф и бизнес. – 2007. – № 4. – С. 40–45.
144. *Кошкарёв А.В.* От компьютерной картографии к инфраструктурам пространственных данных: новая эпоха развития геоинформатики // Геоинформационное картографирование в географии и геоэкологии. – Воронеж: Истоки, 2010. – С. 20–34.
145. *Кравцова В.И.* Космические методы исследования почв. – М.: Аспект Пресс, 2005. – 190 с.
146. *Крауклис А.А.* Проблемы экспериментального ландшафтоведения. – Новосибирск, 1979. – 233 с.
147. *Кривенцов А.В.* Морской палеоген восточной части Обь-Иртышского междуречья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 87–92.
148. *Кринов Е.Л.* Спектральная отражательная способность природных образований. – М.-Л., 1947. – 272 с.
149. *Крупнов Р.А., Попов М.В.* Формирование экосистем на выработанных торфяных месторождениях со сложной техногенно-нарушенной поверхностью // Проблемы региональной экологии. – Тверь: Изд-во Твер. ун-та, 1999. – С. 66–68.



150. *Ландшафтно-интерпретационное* картографирование / под ред. А.К. Черкашина. – Новосибирск: Наука, 2005. – 424 с.
151. *Латишина Е.Д.* Флора болот юго-востока Западной Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. – 296 с.
152. *Латишина Е.Д., Бекасова Н.А.* Экологическая оценка степени мелиоративного воздействия на осушаемый болотный массив // Молодые учёные и специалисты – народному хозяйству. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1983. – С. 23, 24.
153. *Лецинский С.В.* Стратиграфия и палеогеография плейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2000. – 26 с.
154. *Лисс О.Л., Березина Н.А.* Болота Западно-Сибирской равнины. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 208 с.
155. *Лисс О.Л., Полкошников О.В.* Влияние бетонных дорог на растительность болотных фитоценозов (на примере нефтепромысла Самотлор) // Природные условия Западной Сибири. – М., 1983. – С. 169–176.
156. *Лисс О.Л., Березина Н.А., Предтеченский А.В., Скобеева Е.И.* Генезис и эволюция болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Генезис и динамика болот. – М.: МГУ, 1978. – С. 3–18.
157. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Березина Н.А. и др.* Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. – Тула: Гриф и К<sup>0</sup>, 2001. – 584 с.
158. *Лисс О.Л., Хорошева О.В.* Прогноз изменения природных условий Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – С. 89.
159. *Лиштвак И.И., Король Н.Т.* Основные свойства торфа и методы их определения. – Минск: Наука и техника, 1975. – 320 с.
160. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – М.: Высш. школа, 1977. – 479 с.
161. *Лурье И.К., Косиков А.Г.* Теория и практика цифровой обработки изображений. – М.: Научный мир, 2003. – 168 с.
162. *Лыткин И.И.* Проблемы землепользования на слабозрелых торфяных почвах // Проблемы рационального использования малоплодородных земель: материалы Междунар. науч.-практич. конф. (г. Омск, 28–29 апреля 2009 г.) / РАСХН, Сиб. отд-ние. – Омск: СибНИИСХ, 2009. – С. 47–51.
163. *Львов Ю.А.* Методические материалы к типологии и классификации болот Томской области // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 188–194.
164. *Львов Ю.А.* Характер и механизмы заболачивания территории Томской области // Теория и практика лесного болотоведения и гидроресомелиорации. – Красноярск, 1976. – С. 36–44.
165. *Львов Ю.А.* Болотные ресурсы // Природные ресурсы Томской области. – Новосибирск: Наука, 1991. – С. 67–83.
166. *Львович М.И.* Реки СССР. – М.: Мысль, 1971. – 350 с.
167. *Льготин В.А., Макушин Ю.В., Картавых О.В., Шварцев С.Л.* О некоторых проблемах формирования гидродинамического и гидрогеохимического режимов Томского водозабора // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия. – Томск: Изд-во НТЛ, 2000. – С. 473–477.

168. Макаров В.З. Ландшафтно-экологический анализ крупного промышленного города. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2001. – 176 с.
169. Малик Л.К. Гидрологические проблемы преобразования природы Западной Сибири. – М.: Наука, 1978. – 180 с.
170. Малик Л.К. Роль современной речной сети в прогрессирующем заболачивании территории // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М., 1977. – С. 104–124.
171. Мамай И.И. Основы методики изучения динамики ландшафтов. – М.: Изд-во МГУ, 1987.
172. Мамай И.И. Динамика и функционирование ландшафтов: учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. – 138 с.
173. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 168 с.
174. Мецераков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: Наука, 1965. – 390 с.
175. Мизеров Б.В., Богдасhev В.А., Кузнецова Г.Ф. Новейшие неотектонические движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. – Новосибирск, 1970. – С. 29–43.
176. Мизеров Б.В. и др. Основные черты геоморфологического строения Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сым // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. – Новосибирск, 1978. – С. 143–163.
177. Михайлов Н.И. Новые материалы о ландшафтной структуре лесоболотной зоны Срединного региона // Влияние перераспределения стока вод на природные условия Западной Сибири. – Новосибирск, 1980. – С. 95–101.
178. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов и др. – М.: Недра, 1988. – 222 с.
179. Моисеенко Т.И. Водная экотоксикология: Теоретические и прикладные аспекты. Институт водных проблем РАН. – М.: Наука, 2009. – 400 с.
180. Монастырский О.А. Чем грозит глобальное потепление // Защита и карантин растений. – 2006. – № 2. – С. 18–20.
181. Мульдьяров Е.Я. Болота юго-востока Томской области: дис. ... канд. биол. наук. – Томск, 1989. – 238 с.
182. Мур Дж.В., Раммурти С. Тяжелые металлы в природных водах: контроль и оценка влияния. – М.: Мир, 1987. – 288 с.
183. Муравьева Л.В. Пути эволюции болотных ландшафтов после торфодобычи // Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика: материалы 11-й Международной ландшафтной конференции. – М.: Географический факультет МГУ, 2006. – С. 418–421.
184. Нагорский М.П. Геологическое строение // Родной край. – Томск, 1974. – С. 15–21.
185. Назаров А.Д., Рассказов Н.М., Удодов П.А., Шварцев С.Л. Гидрогеологические условия формирования болот // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 93–103.

186. *Намсараев Б.Б., Хахинов В.В., Турунхаев А.В.* Болотные экосистемы перешейка полуострова Святой Нос // География и природные ресурсы. – 2009. – № 4. – С. 66–71.
187. *Наставления* гидрометеорологическим станциям и постам. Вып 8. Гидрометеорологические наблюдения на болотах. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 360 с.
188. *Научно-прикладной справочник по климату СССР.* Вып. 20. Многолетние данные. Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 100 с.
189. *Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири.* – М.: Наука, 1977. – 227 с.
190. *Нейштадт М.И.* Мировой природный феномен – заболоченность Западно-Сибирской равнины // Изв. АН СССР. Сер. География. – 1971. – № 1.
191. *Нейштадт М.И.* Болота Обь-Иртышского междуречья // Природные условия освоения междуречья Обь – Иртыш. – М.: Изд-во АН СССР, 1972. – С. 322–347.
192. *Нейштадт М.И.* Возникновение и скорость развития процесса заболачивания // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. – М., 1977. – С. 39–47.
193. *Никитин Е.Д., Орлов В.И., Афанасьева Т.В.* Динамика развития почвенного покрова таежной зоны // Прогноз изменения природных условий Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – С. 20–35.
194. *Никаноров А.М.* Гидрохимия: учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001. – 444 с.
195. *Николаев В.А.* Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. – Новосибирск: Изд-во СО РАН СССР, 1963. – 34 с.
196. *Николаев В.А.* Тектоника мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск, 1968. – С. 83–108.
197. *Николаев В.А.* Геологическое строение // Рельеф Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск, 1988. – С. 17–58.
198. *Новохатин В.В.* Процесс промерзания и оттаивания осушаемых сезонно-мерзлотных почв Северного Зауралья // Материалы научных чтений посвященных 100-летию закладки первых полевых опытов И.И. Жилинским. – Новосибирск, 1997. – С. 82–86.
199. *Новохатин В.В.* Динамика промерзания и оттаивания осушаемых сезонно-мерзлотных болотных ландшафтов Западной Сибири // Мелиорация и водное хозяйство. – 2006. – № 1.
200. *Олейников А.Н.* Геологические часы. – Л.: Недра, 1987. – 151 с.
201. *Оленин А.С., Марков В.Д.* Клад солнца. – М., 1983. – 111 с.
202. *Орлов В.И.* Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири. – Л.: Недра, 1968. – 172 с.
203. *Основы методики структурно-геоморфологических исследований при нефтегазописковых работах.* – М.: Недра, 1978. – 264 с.
204. *Ответит земля урожаем.* – Новосибирск: Зап.-Сиб. книжн. изд-во, 1985. – 67 с.

205. *Отчёт* о НИР Института торфа Академии наук Белорусской ССР по заданию 02.11.01. Разработать и выдать рекомендации по рациональному освоению крупных торфяных месторождений Западной Сибири и Северо-Запада с учётом охраны окружающей среды. – Минск, 1985. – 68 с.
206. *Оценка* воздействия на окружающую среду Верх-Тарского месторождения нефти. – Томск: НПФ «Геомониторинг», 1993. – 172 с.
207. *Оценка* воздействия на окружающую среду Чкаловского месторождения нефти. – Томск: НПФ «Геомониторинг», 1993. – 165 с.
208. *Павлов А.П.* О рельефе равнины и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод // *Землеведение*. – 1898. – Т. 5. – Кн. 3–4. – С. 91–148.
209. *Панафидин П.В.* Почвы автономных положений Суйгинского леспромхоза Томской области и их изменение под влиянием хозяйственной деятельности // *Охрана и рациональное использование природных ресурсов Западной Сибири*. – Томск, 1985. – С. 50–51.
210. *Парначев В.П., Манакова А.В.* Геоэкологические аспекты состояния поверхностных и подземных вод города Томска // *Обской вестник*. – 1999. – № 1/2. – С. 105–116.
211. *Патент* РФ № 2425481. С1. (51) МПК А01С 21/00 Способ выращивания льнадолгунца / И.Б. Сорокин, Э.В. Титова, Л.В. Касимова, А.В. Кравец. Зарегистрирован в Госреестре изобретений РФ 10 августа 2011 г. – 2011. – Бюл. № 22. – 4 с.
212. *Перченко Н.А., Глагольев В.П., Слесарев О.В., Азаренко В.Г.* Эффективность и продолжительность действия торфа на серых оподзоленных почвах Томской области // *Торф в сельском хозяйстве: сб. научных трудов ГНУ СИБНИИТ*. – Томск, 2002. – С. 166–170.
213. *Петров А.И.* Динамика характеристик снежного покрова на малом заболоченном водосборе в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // *Вестник ТГУ. Приложение*. – 2005. – № 15. – С. 96–98.
214. *Петров И.Б., Бачурин Г.В.* Гидролого-геоморфологические процессы и рельеф южнотаежного Прииртышья // *Региональная геоморфология Сибири*. – Иркутск, 1973. – С. 43–61.
215. *Полкошников О.В.* Влияние бетонных дорог на болотные фитоценозы // *Биологические науки*. – 1981. – № 10. – С. 66–71.
216. *Полунин Г.В.* Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного пояса. – М.: Наука, 1983. – 249 с.
217. *Попов В.К., Коробкин В.А., Рогов Г.М. и др.* Формирование и эксплуатация подземных вод Обь-Томского междуречья. – Томск: Изд-во Том. гос. архитектур.-строит. ун-та, 2002. – 143 с.
218. *Почвенная карта* Томской области. 1:1000000. – Новосибирск, 1987. – 1 л.
219. *Прейс Ю.И.* Региональные особенности болотообразовательного процесса в лесной зоне Западной Сибири // *Материалы III Всероссийской школы-конференции «Актуальные проблемы геоботаники»*. II часть. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 132–136.
220. *Природные режимы* средней тайги Западной Сибири / под ред. В.С. Михеева. – Новосибирск: Наука, 1977. – 302 с.

221. *Природные условия* центральной части Западно-Сибирской равнины / Т.В. Афанасьева, И.А. Березина, В.И. Василенко и др. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 212 с.
222. *Прозоров Ю.С.* Биогеоэцотическая (фациальная) классификация болот // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 200–204.
223. *Пиеничников Б.Ф.* Пирогенная эволюция ландшафтов япономорского побережья России // Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика: материалы 11-й Международной ландшафтнотной конференции. – М.: Географический факультет МГУ, 2006. – С. 418–421.
224. *Пьявченко В.И.* Некоторые результаты комплексного изучения болотно-лесных биогеоэценозов // Осушение лесных земель. – Л., 1978. – С. 41–43.
225. *Пьявченко Н.И.* О взаимоотношениях леса и болота // Лесоведение. – 1980. – № 3. – С. 24–32.
226. *Пьявченко Н.И.* Гидрологическая роль торфяных месторождений и использование их в сельском хозяйстве // Почвоведение. – 1981. – № 10. – С. 139–140.
227. *Пьявченко Н.И.* Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. – М.: Наука, 1985. – 152 с.
228. *Рагозин Л.А.* О геоморфологическом проявлении тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности // Тр. Второго съезда ВГО. – 1948. – Т. 2. – С. 69–77.
229. *Растительный покров* Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: Наука, 1985. – 248 с.
230. *Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья* / под общ. ред. акад. РАСХН Н.З. Милащенко. – М.: 1993. – 864 с.
231. *Ресурсы поверхностных вод СССР* / под ред. Н.А. Паниной. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – Т. 15. – 406 с.
232. *Романов В.В.* Гидрофизика болот. – Л.: Гидрометеоздат, 1961. – 360 с.
233. *Романова Е.Д.* Типы болотных массивов и закономерности распределения их на территории Западной Сибири // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 167–174.
234. *Ромашова Т.В.* Геоэкологическое значение мониторинга климатических сезонов года (на примере г. Томска) // Теоретические и прикладные вопросы современной географии: материалы Всерос. науч. конф. 20–22 апреля 2009 г. – Томск: Томский госуниверситет, 2009. – С. 329–331.
235. *Ромашова Т.В.* Климатические изменения на юге Томской области в глобальном контексте // Актуальные проблемы экологии и природопользования Сибири в глобальном контексте: сб. статей в двух частях. Часть вторая. – Томск: Изд-во Том. политехнич. ун-та, 2007. – С. 334–337.
236. *Ромашова Т.В.* Сезонные ритмы климата и их влияние на развитие эрозии почв (на примере юга Томской области): дис. ... канд. геогр. наук. – Томск, 2004. – 239 с.
237. *Ромашова Т.В., Соколович Г.Е., Пеккер Я.С. и др.* Скрытые закономерности изменения климата г. Томска в период 1967–1997 гг. // Измерения, моделирование и информационные системы как средства снижения загрязнений на город-

- ском и региональном уровне: Программа и тезисы Международной конференции «ENVIROMIS 2002». Томск, 6–12 июля 2002 г. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2002. – С. 97.
238. *Ростовцев Н.Н.* Западно-Сибирская плита // Тектоника нефтеносных областей. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – Т. 2. – С. 299–340.
239. *Рубцов Н.И.* Ландшафтные классификации болот на основе признаков рельефа // Типы болот СССР и принципы их классификации. – Л.: Наука, 1974. – С. 44–50.
240. *Рудкевич М.Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. – М.: Недра, 1969. – 268 с.
241. *Русакова И.В.* Содержание и качественный состав гумуса дерново-подзолистой супесчаной почвы при длительном применении соломы зерновых и зернобобовых культур // Агрохимия. – 2009. – № 1. – С. 11–17.
242. *Рутковская Н.В.* Климатическая характеристика сезонов года Томской области. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. – 116 с.
243. *Савичев О.Г.* Водные ресурсы Томской области. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. – 248 с.
244. *Савичев О.Г.* Химический состав болотных вод на территории Томской области (Западная Сибирь) и их взаимодействие с минеральными и органоминеральными соединениями // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т. 314. – № 1. – С. 72–77.
245. *Савичев О.Г., Скугарев А.А.* Распространение и гидрохимические особенности болотного процесса на территории Томской области // Гидрогеология, инженерная геология и гидрогеология: материалы науч. конф. – Томск, 2005. – С. 174–182.
246. *Салищев К.А.* Картография. – М.: Высш. школа, 1982. – 272 с.
247. *Седнев И.С.* Экологическое состояние ландшафтов участка Бакчарского болотного массива // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 334. – С. 176–180.
248. *Седнев И.С., Калаева (Синюткина) А.А.* Изучение биогеоценозов Иксинского болота по стратиграфии торфяной залежи // Отражение био-, гео-, антропо-сферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове: сб. материалов IV Всероссийской научной конференции с международным участием. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. – Т. 1. – С. 234–237.
249. *Сельскохозяйственный* энциклопедический словарь / редкол.: В.К. Месяц (гл. ред.) и др. – М.: Советская энциклопедия, 1989. – 655 с.
250. *Сеньков А.А.* Изменение химического состава природных вод лесоболотных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в районах нефтедобычи // Вестник Томского государственного университета. Серия «Биологические науки». Приложение. – 2003. – № 7. – С. 190–195.
251. *Сенников В.А., Сляднев А.П.* Агроклиматические ресурсы юго-востока Западной Сибири и продуктивность зерновых культур. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 152 с.
252. *Сергеев Е.М.* Инженерная геология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 384 с.
253. *Сергеев Е.М.* Инженерная геология. – М.: Знание, 1985. – 48 с.

254. *Сергиенко В.М., Баджиев Р.А.* Отражение новейших структур в рельефе севера Западно-Сибирской низменности // Геоморфология. – 1986. – № 2. – С. 92–98.
255. *Сиденсер А.К.* Экспедиция Министерства путей сообщения на водоразделе Оби и Енисея // Известия Русского географ. об-ва. – 1878. – Т. 14. – Вып. 13. – С. 205–252.
256. *Сидоров В.А., Богдасарова М.В., Франтов В.Е.* Западная Сибирь (Среднее Приобье, Салымское месторождение нефти) // Современная геодинамика и нефтегазоносность. – М., 1989. – С. 172–187.
257. *Сильвесторов В.Н.* Пояснительная записка к карте четвертичных отложений Томской области масштаба 1:500000 (тема 55). – Томск, 1997. – 91 с.
258. *Синельников Д.А.* Теоретико-методические аспекты дешифрирования космических снимков на примере анализа морфологии древних ложбин стока Обь-Иртышского междуречья // Космические методы изучения природной среды Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1983. – С. 42–48.
259. *Синюткина А.А.* Классификация болотных геосистем Томской области // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 357. – С. 192–195.
260. *Сирин А.А., Суворов Г.Г., Глаголев М.В. и др.* Антропогенные изменения торфяных болот в России: возможные последствия для эмиссии и поглощения парниковых газов // Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода: прошлое и настоящее: материалы Третьего Международного полевого симпозиума. Ханты-Мансийск, 27 июня – 5 июля 2011 г. – С. 200–201.
261. *Сиротина Е.А., Титова Э.В.* Влияние оптимальных доз биологически активных удобрений на основе торфа на трансформацию органического вещества почвы и урожайность сельскохозяйственных культур // Агрохимия: наука и производство: материалы Межрегиональной науч.-практич. конф. (Кемерово, 16 декабря 2004 г.). – Кемерово, 2004. – С. 18–20.
262. *Скворцов А.В.* Геоинформатика. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2006. – 336 с.
263. *Сморкалова А.Г.* Характеристика ливневых дождей по Омской, Томской и Тюменской областям // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. – Вып. 9. – С. 30–34.
264. *Соколовский Л.Г.* Гидрогеологическая стратификация платформенных областей // Тр. Всесоюз. НИИ гидрогеологии и инженерной геологии. – 1982. – Вып. 148. – С. 56–65.
265. *Сорокин И.Б., Титова Э.В., Глаголев В.П., Сиротина Е.А.* Длительное воздействие торфа в качестве удобрения в серой оподзоленной почве // Сибирский вестник сельскохозяйственной науки. – 2008. – № 4. – С. 28–33.
266. *Сочава В.Б.* Теоретическая и прикладная география. Избранные труды. – Новосибирск: Наука, 2005. – 288 с.
267. *Сочава В.Б., Михеев В.С., Ряшин В.А.* Обзорное ландшафтное картографирование на основе интеграции элементарных геосистем // Докл. Ин-та географии Сиб. и Дальн. Вост. – 1965. – Вып. 10. – С. 9–23.
268. *Справочник: Мелиорация и водное хозяйство. Осушение* / под ред. Б.С. Маслова. – М.: Ассоциация Экоств, 2001. – 608 с.
269. *Сребрянская П.И.* Явления сезонного замерзания и оттаивания почв Центральной Барабы // Труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М.: АН СССР,

1954. – Т XVII. – С. 141–143.
270. *Стариков Э.В., Жидовленко В.А.* Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР: Совещание III // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1987. – № 56. – С. 161–164.
271. *Станкевич В.С., Рубин П.Р.* Осушение и освоение болот и заболоченных земель. – М., 1956. – 79 с.
272. *Сулакишина Г.А.* Исследование пространственной изменчивости инженерно-геологических свойств пород и ее практическое использование: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Томск, 1973. – 44 с.
273. *Сулакишина Г.А.* Инженерно-геологическая характеристика лессовых пород междуречья Томи и Чулыма // Физико-механические свойства и вопросы формирования лессовых пород Сибири. – М., 1968. – С. 76–96.
274. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла. – М.: Недра, 1981. – 143 с.
275. *Строкова Л.А.* Состав и свойства покровных отложений Томского Приобья // Обской вестник. – 1999. – № 1–2. – С. 122–127.
276. *Сысуев В.В.* Физико-математические основы ландшафтоведения. – М.: МГУ, 2003. – 175 с.
277. *Тамонов А.М., Новиков М.Н., Тужилин В.М.* Технология приготовления и эффективность использования торфорастительных компостов // Совершенствование технологического и технического обеспечения производства и применения органических удобрений: материалы Всерос. науч.-практич. конф. (11–13 сентября 2002 г.). – Владимир: РАСХН – ВНИИПТИОУ, 2003. – С. 94–98.
278. *Тарханов О.В.* Цена реформ на селе // Вестник РАСХН. – 1998. – № 5.
279. *Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / под ред. О.Г. Жеро, В.А. Кондрашова, А.Э. Конторовича и др.; Приложение к 3-й книге В.С. Суркова, О.Г. Жеро «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты».* – М., 1981. – 1 л.
280. *Тектоническая карта центральной и южной частей Западно Сибири / под ред. В.П. Коробейникова, Л.В. Смирнова, В.С. Суркова; Министерство природных ресурсов России, СНИИГГ и МС. 1:5000000.* – Новосибирск, 1995. – 1 л.
281. *Телицын В.Л.* Агрогенная эволюция и оптимальное использование почв болотных систем: дис. ... докт. с.-х. наук. – Тюмень, 2002. – 383 с.
282. *Тимофеев Д.А.* Терминология флювиальной геоморфологии. – М.: Наука, 1981. – 262 с.
283. *Титова Э.В.* Современное состояние и перспективы рационального использования торфяных ресурсов Сибири // Проблемы изучения и использования торфяных ресурсов Сибири: материалы Международной научно-практической конференции. – Томск, 2009. – С. 90–105.
284. *Титова Э.В., Глагольев В.П., Сорокин И.Б.* Влияние низинного торфа на свойства серой оподзоленной почвы южно-таёжной зоны Сибири // Торф и бизнес. – 2005. – Пилотный номер. – С. 24–27.
285. *Толстой М.П., Малыгин В.А.* Основы геологии и гидрогеологии. – М.: Недра, 1976. – 279 с.



286. *Томский* статистический ежегодник (1980, 1985, 1995, 1999, 2000). – Томск: Облстат, 2001. – 188 с.
287. *Торф*. Ресурсы, технологии, геоэкология / под ред. В.И. Косова. – СПб.: Наука, 2007. – 452 с.
288. *Трифонова Л.И.* Климат // География Томской области / под ред А.А. Земцова. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. – С. 42–76.
289. *Трофимов В.Т.* Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 276 с.
290. *Трофимов В.Т., Красилова Н.С.* Геодинамические критерии оценки состояния эколого-геологических условий // Геоэкология. – 2000. – № 3. – С. 257–263.
291. *Тюменцев Н.Ф.* О болотах и урманах Привасюганья // Вопросы охраны природы Западной Сибири. Вып. 2. – Новосибирск, 1960. – С. 34–43.
292. *Туремнов С.Н.* Торфяные месторождения. – М.: Недра, 1976. – 487 с.
293. *Туремнов С.Н., Виноградова Е.А.* Геоморфологическая классификация торфяных месторождений // Тр. Моск. торф. ин-та. – 1953. – Т. 2. – С. 217–231.
294. *Уланов А.Н., Косолапов В.Н.* Использование тофяных месторождений в народном хозяйстве // Совершенствование технологического и технического обеспечения производства и применения органических удобрений: материалы Всероссийской научно-практической конференции (11–13 сентября 2002 г.) / РАСХН – ВНИИПТИОУ. – Владимир, 2003. – С. 67–71.
295. *Усов М.А.* Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. – Томск, 1934. – 87 с.
296. *Федько И.В., Гостищева М.В., Исмадова Р.Р.* К вопросу об использовании биологически активных гуминовых веществ в медицине // Химия растительного сырья. – 2005. – № 1. – С. 49–52.
297. *Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геологии. – М.: Наука, 1978. – 238 с.
298. *Фотиади Э.Э. и др.* Составление карты скоростей современных вертикальных движений земной коры Западно-Сибирской плиты // Современные движения земной коры. Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. – М.: Наука, 1987. – С. 72–76.
299. *Харанжевская Ю.А.* Подземный сток бассейна р. Чая (Западная Сибирь) и его многолетняя изменчивость: дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск: ТПУ, 2011. – 193 с.
300. *Харанжевская Ю.А., Седнев И.С., Воистинова Е.С., Иванова Е.С.* Эколого-мелиоративное районирование заболоченной территории южно-таёжной подзоны Западной Сибири. Рекомендации по рациональному использованию болот. – Томск: Ветер, 2008. – 47 с.
301. *Хмелев К.Ф.* Закономерности развития болот во взаимодействии с окружающей средой (на примере Центра европейской части СССР) // Значение болот в биосфере. – М., 1980. – С. 133–147.
302. *Хмелев В.А., Гончаренко А.В.* Бонитет почвенного покрова Западной Сибири // Бонитировка почв на генетико-производственной основе. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 174–187.

303. *Хмелев В.А., Каличкин В.К., Азаренко В.Г., Шитилин Н.Н.* Агроэкологические основы землепользования в Томской области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 255 с.
304. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
305. *Храмов А.А., Валуцкий В.И.* Лесные и болотные фитоценозы Восточного Васюганья (структура и биологическая продуктивность). – Новосибирск: Наука, 1977. – 220 с.
306. *Хромов С.П., Петросянец М.А.* Метеорология и климатология: учебник. – 5-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 528 с.
307. *Хромых В.С.* Функционирование и динамика пойменных ландшафтов. – Томск: Томский государственный университет, 2008. – 128 с.
308. *Хромых В.В., Хромых О.В.* Работа с данными дистанционного зондирования в ГИС. Учебно-методический комплекс / (Электронный ресурс): интерактив. учеб. – Электрон. дан. и прогр. – Томск: Институт дистанционного образования ТГУ, 2007. – 1 электрон. опг. диск (CD-ROM). – URL: <http://ido.tsu.ru/bank.php?course=170> (68,7 Мб)
309. *Хромых В.В., Хромых О.В.* Учебная географическая практика в окрестностях Томска и в Хакасии. – Томск, 2010. – 106 с.
310. *Хромых В.В., Хромых О.В.* Цифровые модели рельефа: учебное пособие. – Томск: Изд-во НТЛ, 2011. – 188 с.
311. *Хромых О.В., Хромых В.В.* Ландшафтный анализ Нижнего Притомья на основе ГИС: естественная динамика долинных геосистем и их изменения в результате антропогенного воздействия. – Томск: Изд-во НТЛ, 2011. – 160 с.
312. *Цибулькинова М.Р., Ильченко О.А.* Состояние использования общераспространенных полезных ископаемых Томской области в 2009 году // Экологический мониторинг: состояние окружающей среды Томской области в 2009 году. – Томск, 2010. – С. 42–44.
313. *Черняева Е.И., Черняев Е.В., Кошарев В.Л.* Геолого-геофизическая модель Северной площади // Известия Том. политех. ун-та. – 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 414–432.
314. *Челюков М.А., Челюков В.М.* Охрана труда в торфяной промышленности. – М.: Недра, 1975. – 160 с.
315. *Чечкин С.А.* Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 205 с.
316. *Чжан Ч., Титова Э.В., Сорокин И.Б., Касимова Л.В.* Применение гуминового удобрения из торфа Гумостим в КНР // Инновационные аспекты добычи, переработки и применения торфа: материалы Международной конференции, посвященной 115-летию НИ ТПУ. – Томск: Изд-во ТПУ, 2011. – С. 113–117.
317. *Чистотин М.В., Сирин А.А., Дулов Л.Е.* Сезонная динамика эмиссии углекислого газа и метана при осушении болота в Московской области для добычи торфа и сельскохозяйственного использования // Агрохимия. – 2006. – № 6. – С. 54–62.
318. *Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И.* Четвертичная геология. – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.

319. *Шаблинская Н.В.* Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печорской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. – Л.: Недра, 1982. – 155 с.
320. *Шацкий С.Б.* Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – Новосибирск, 1984. – С. 9–15.
321. *Шварцев С.Л., Рассказов Н.М., Сидоренко Т.Н., Здвижков М.А.* Геохимия природных вод района Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 139–149.
322. *Экзогенные* геологические процессы на территории Томской области в 2000 г. – Томск: ТЦ «Томскгеомониторинг», 2001. – Вып. 6. – 72 с.
323. *Экогеохимия* Западной Сибири. Тяжелые металлы и радионуклиды / Авторы: Н.А. Росляков, В.П. Ковалев, Ф.В. Сухоруков и др.; науч. ред. Г.В. Поляков. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. – 246 с.
324. *Экологический мониторинг: Состояние окружающей среды Томской области в 2005 году* / гл. ред. А.М. Адам; редкол.: В.А. Коняшкин, С.Н. Воробьев, Ю.В. Лулева; Департамент природн. ресурсов и охраны окружающ. среды Том. обл., ОГУ «Облкомприрода». – Томск: Графика, 2006. 148 с.
325. *Экологический мониторинг: Состояние окружающей среды в 2010 году.* – Томск: Изд-во «Графика ДТР», 2011. – 144 с.
326. *Экосистемы* ландшафтов запада северной тайги (структура, динамика) / ред. А.Д. Волков, А.Н. Громцев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. 194 с.
327. *Юркин С.Н.* Перспективы техногенного использования торфяников в агроландшафтах // Совершенствование технологического и технического обеспечения производства и применения органических удобрений: материалы Всероссийской науч.-практич. конф. (11–13 сентября 2002 г.) / РАСХН – ВНИИПТИОУ. – Владимир, 2003. – С. 71–74.
328. *Burrough P.A.* Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. – Oxford, 1996. – 194 p.
329. *Chrisman N.* Exploring Geographic Information Systems. – New York: John Wiley & Sons, 1997. – 298 p.
330. *Marston R.A.* The Geomorphic significance of Log sters in Forest streams // Ann. Assoc. Amer. Geogr. – 1982. – Vol. 72. – No. 1. – P. 99–108.
331. *McGeer J.C., Szebedinsky C., McDonald D.G., Wood C.M.* Effects of chronic sublethal exposure to water-borne Cu, Cd or Zn in rainbow in rainbow trout 2: Tissue specific metal accumulation // Aquat. Toxicol. – 2000. – Vol. 50. – P. 245–256.
332. *Zeiler M.* Modeling Our World. – Redlands: ESRI Press, 1999. – 200 p.

*Научное издание*

**Евсеева** Нина Степановна  
**Синюткина** Анна Алексеевна  
**Харанжевская** Юлия Александровна  
**Воистинова** Елена Сергеевна  
**Ромашова** Татьяна Владимировна  
**Хромых** Вадим Валерьевич  
**Земцов** Валерий Алексеевич  
**Сорокин** Игорь Борисович  
**Гузова** Елена Николаевна  
**Сиротина** Елена Александровна  
**Жилина** Татьяна Николаевна  
**Квасникова** Зоя Николаевна  
**Хромых** Оксана Владимировна  
**Хромых** Валерий Спиридонович

## **ЛАНДШАФТЫ БОЛОТ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ**

Редактор *Т.С. Портнова*  
Дизайн, верстка *Д.В. Фортеса*

---

Изд. лиц. ИД № 04000 от 12.02.2001. Подписано к печати 01.10.2012.  
Формат 60 × 84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс».  
Усл. п. л. 23,25. Уч.-изд. л. 26,04. Тираж 300 экз. Заказ № 47.

---

ООО «Издательство научно-технической литературы»  
634050, Томск, пл. Новособорная, 1, тел. (3822) 533-335

Отпечатано в типографии ЗАО «М-Принт», г. Томск, ул. Пролетарская, 38/1