

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

ландшафтов, и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными ($\text{pH} > 8,5$) и слабощелочными ($\text{pH} 7,5-8,5$) 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 ($\text{pH} 7,5-8,0$) водами, развитыми на большей части площади этих ландшафтов и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными ($\text{pH} > 8,5$) водами, приуроченными к понижениям рельефа; 5 – *зона ортоэлювиальных ландшафтов низкого-среднего (Гл)*: миграция элементов преимущественно в ионно-растворимых формах в условиях окислительных обстановок с пресными (200–400 мг/л) слабокислыми ($\text{pH} 5,5-6,5$) до нейтральных ($\text{pH} 6,5-7,0$) водами; 6 – боровые террасы и древние ложбины стока (Рб); 7 – поймы крупных рек (Рп); 8 – изолинии ($\text{л/с}\cdot\text{км}^2$) модулей подземного стока (Экогеохимия..., 1996); 9 – точки заложения региональных разрывов; 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).

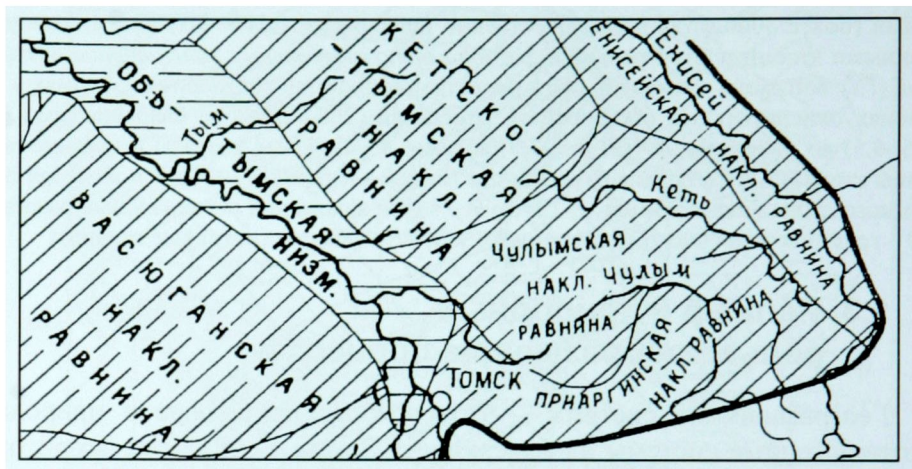
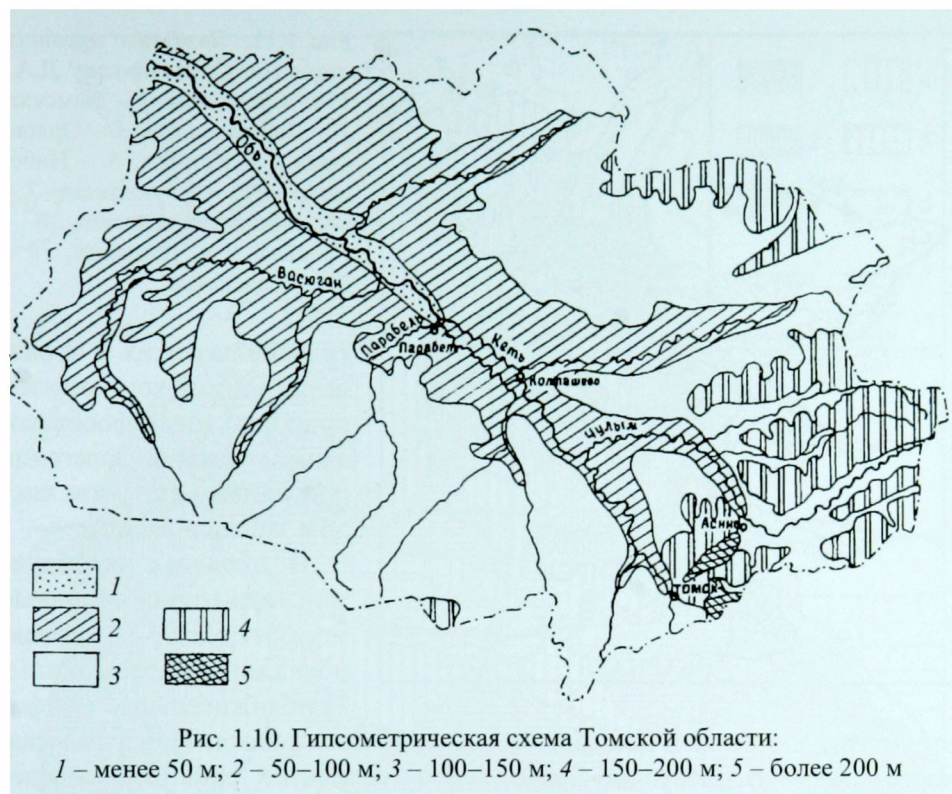


Рис. 1.9. Фрагмент орографической схемы Западно-Сибирской равнины

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.



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

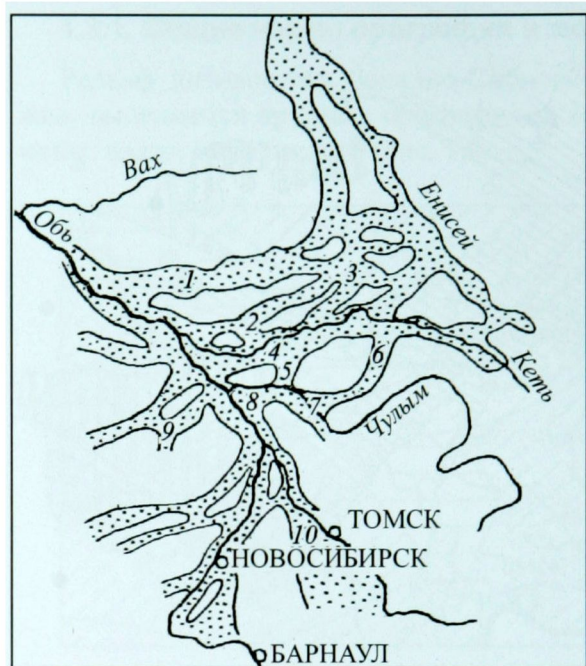


Рис. 1.11. Ложбины древнего стока (по Синельникову Д.А., 1983). Ложбины: 1 – Тымская, 2 – Пайдугинская, 3 – Орловская, 4 – Кетская, 5 – Нибегинская, 6 – Улулюльская, 7 – Мало-Большеюксинская, 8 – Лайская, 9 – Чузикская, 10 – Чернореченская

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 морфо-

структуры – 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.).

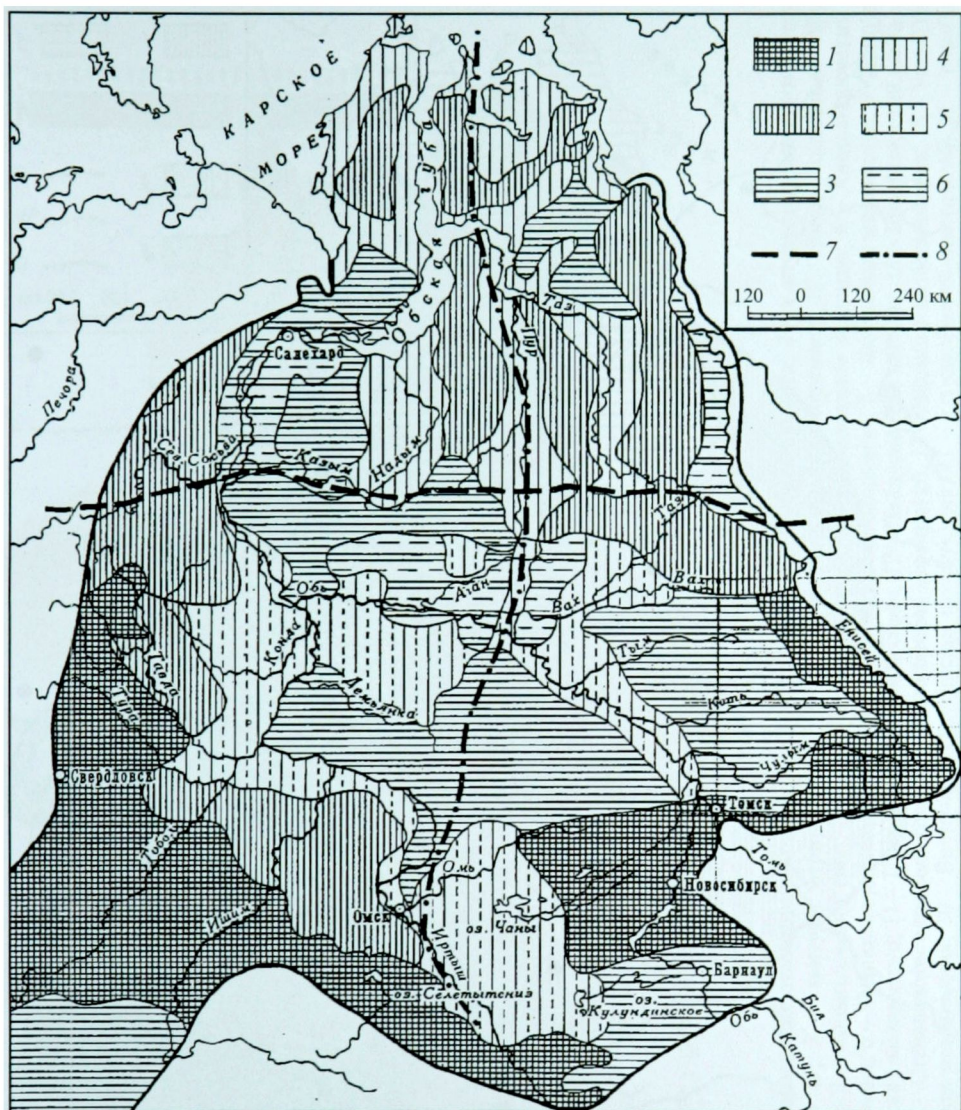


Рис. 1.12. Схема типов морфоструктур (соотношения крупных элементов современного рельефа и структур мезо-кайнозойского чехла) Западно-Сибирской и Тургайской равнин (Городецкая, 1975). Положительные морфоструктуры: 1 – прямые, 2 – гетерогенные, преимущественно прямые, 3 – гетерогенные, преимущественно 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

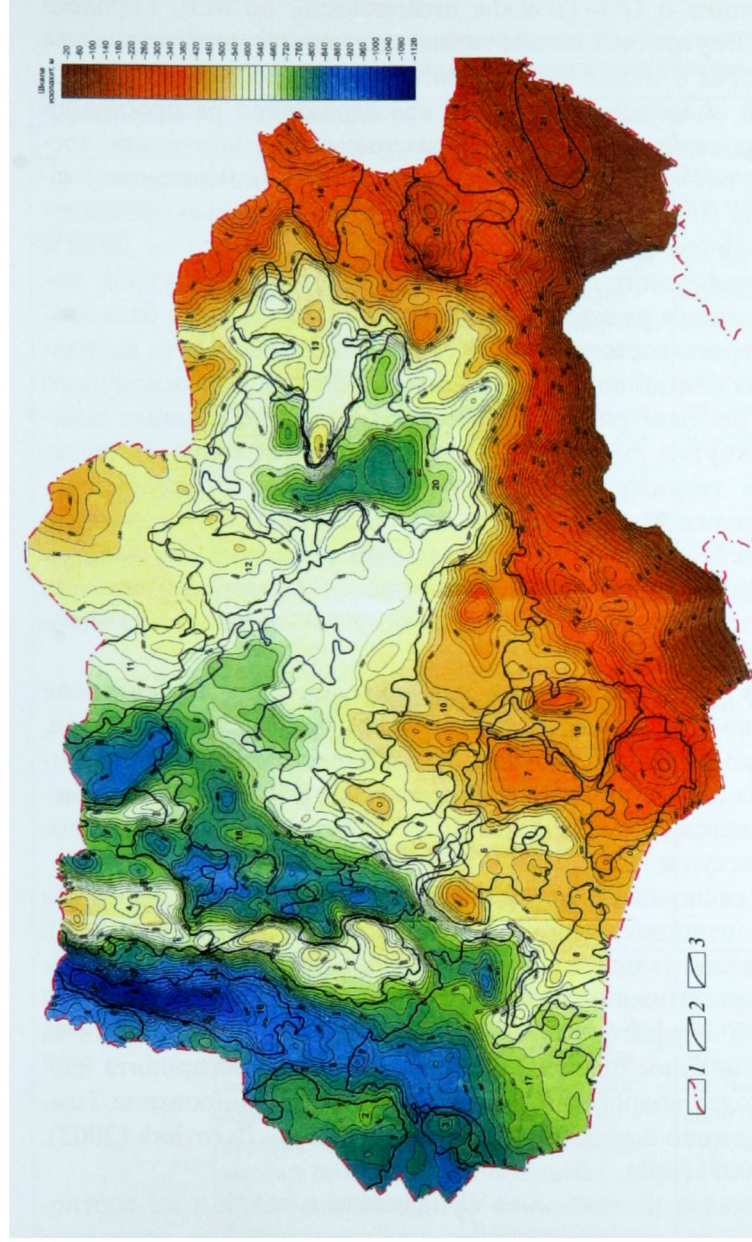


Рис. 1.14. Карта коньяк-кайнозойских отложений (Конторович, 2002); 1 – граница Томской области, 2 – контуры положительных структур, выделенных по горизонту II'; 3 – контуры отрицательных структур, выделенных по горизонту II". Номера основных структур: 1 – Нижневартовский свод; 2 – Каймысовский свод; 3 – Крапивинско-Моисеевское куполовидное поднятие; 4 – Александровский свод; 5 – Среднеवासюганский мегавал; 6 – Пудинское мезоподнятие; 7 – Горелоярское мезоподнятие; 8 – Лавровский мезовыступ; 9 – Калтачский мезовыступ; 10 – Парабельский мезовыступ; 11 – Пыль-Караминский мегавал; 12 – Пайдугутинский мегавал; 13 – Владимирский мегавыступ; 14 – Ярский мегавыступ; 15 – Степановское мезоподнятие; 16 – Колтогорский мезопрогиб; 17 – Нюрольская мегападина; 18 – Усть-Тымская мегападина; 19 – Бакчарская мегападина; 20 – Восточно-Пайдугутинская мегападина; 21 – Тегульдетский мезопрогиб; 22 – Барабинско-Пихтовая мегамоноклиналь

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 баженковского 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 баженковского 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 баженковской 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 мегавыступ 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 (Нижевартовский 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. Лыгина (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 Кетской 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 (Тибиначский), 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 моноклираль	В зоне Салаиро-Кузнецкого крупного приподнятого блока и Шегарского сводообразного 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.

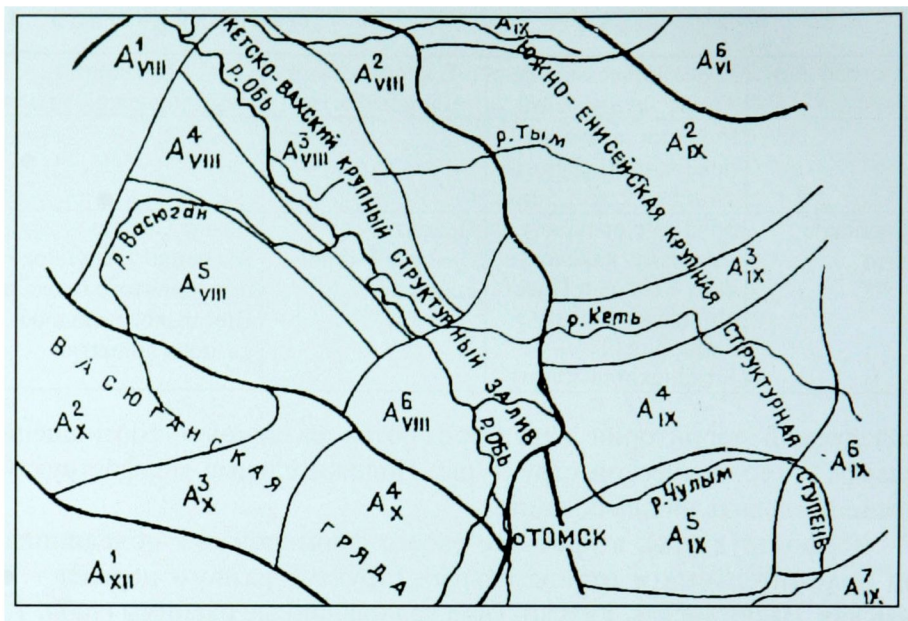


Рис. 1.15. Карта новейших тектонических элементов (ред. Н.А. Флоренсов, И.П. Варламов, 1978): A^2_{VIII} – Приобская структурная ступень; A^3_{VIII} – Кетско-Тымский прогиб; A^4_{VIII} – Средневасюганская структурная терраса; A^5_{VIII} – Васюганско-Чузикская структурная ступень; A^6_{VIII} – Колпашевский 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 – Тартасско-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. Лыготиним 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, золовый, фитогенный аккумулятивный.

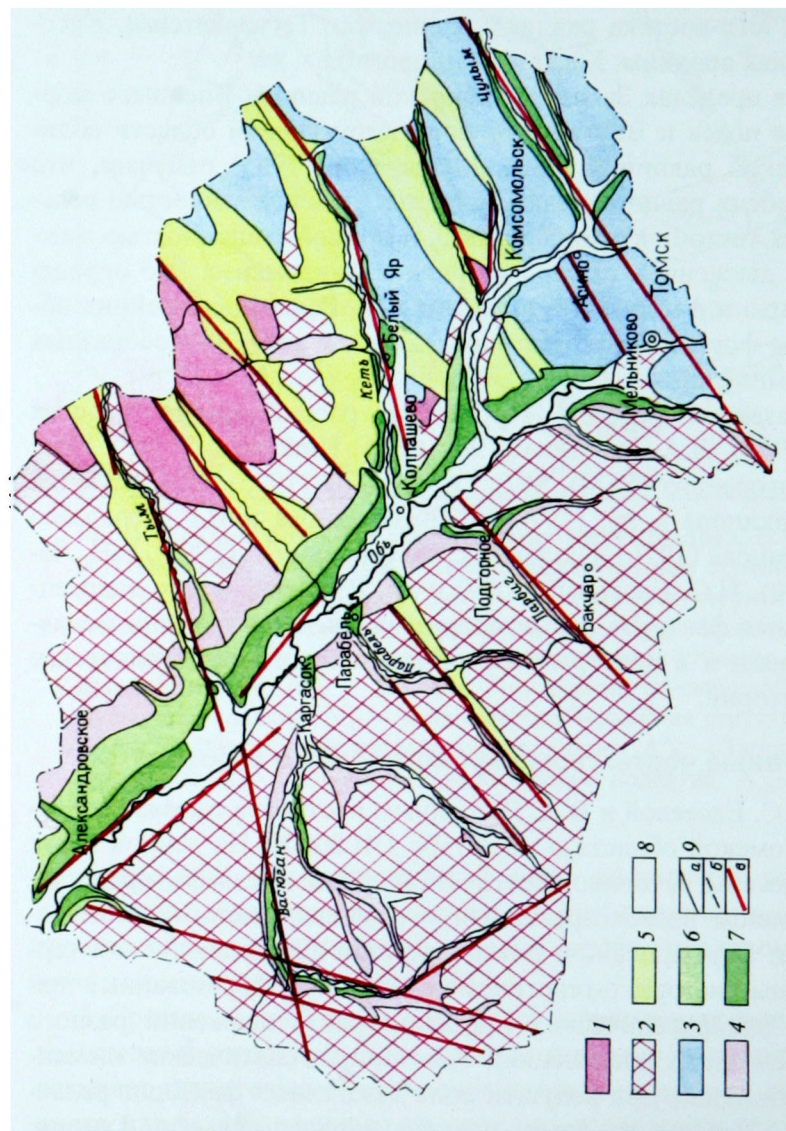
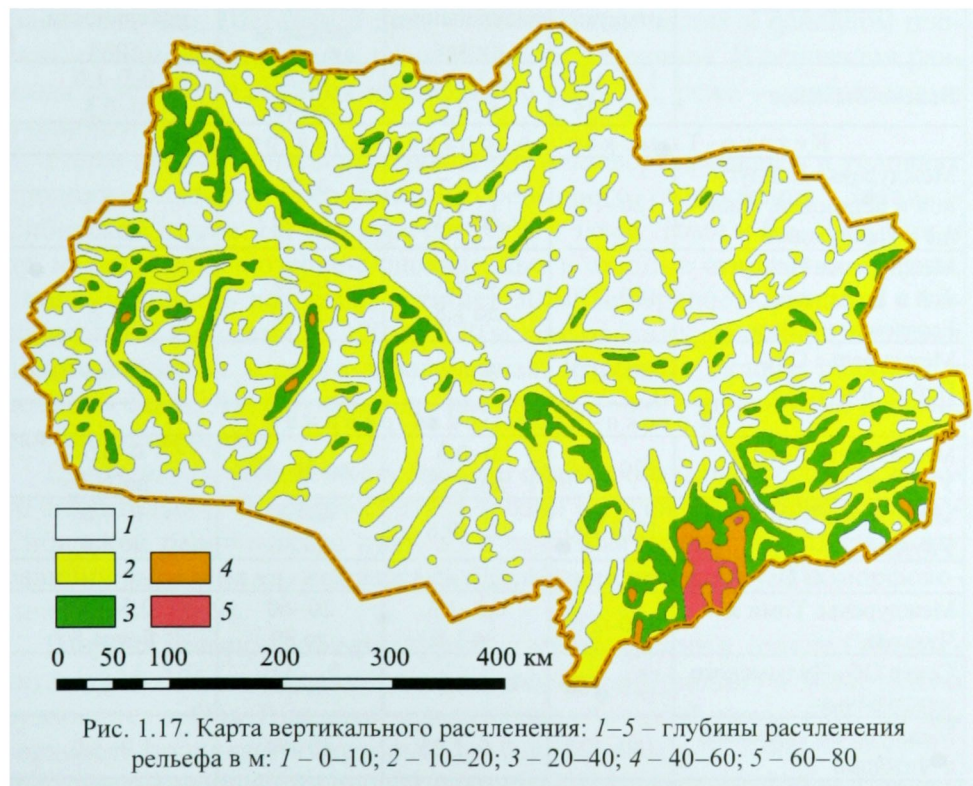


Рис. 1.16. Геоморфологическая карта-схема. Составлена Н.С. Евсеевой, В.А. Лыгиным (2002). Денудационно-аккумулятивный рельеф, водораздельные равнины: 1 – зоплейстоценового возраста; 2 – зоплейстоцен-ранне-неоплейстоценового возраста; 3 – ранне-средне-неоплейстоценового возраста; 4 – средне-неоплейстоценового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

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 *раннелепистоценового* 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).



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 ²	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 Улуяла	120–160	0–0,6 до 1,25	до 40–60	0–0,5 до 1–3
Междуречье Чулыма и Улуяла	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 Чаи и Шегарки	80–100	0,6–1,25	20–40	3–11,0

Эоплейстоцен-ранннеоплейстоценовая 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 прадолины 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 – олигоценовые и плиоценовые.

Ранне-средннеоплейстоценовая 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, Улуюла и др. расчленены многочисленными реками, балками и оврагами.

Средннеоплейстоценовая 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 средннеоплейстоценовой 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).

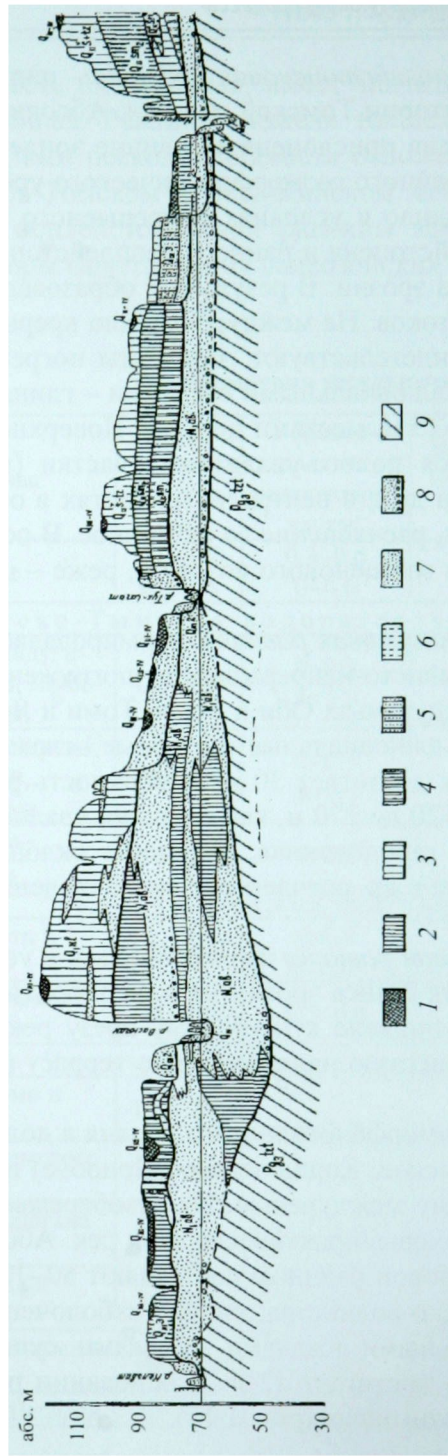


Рис. 1.18. Геологический разрез Васюганской равнины и долин Васюгана, Тух-Сигата и Нюрольки (Земцов, 1976): 1 – торф; 2 – глина; 3 – суглинок; 4 – переслаивание суглинков и глин; 5 – переслаивание супеси и песков; 6 – супеси; 7 – песок; 8 – песок с галькой; 9 – дочетвертичные породы. Pg₃trt – тургарская свита; N₁ab – абросимовская свита; Q₁kl – кельватская свита; Q₁₁sm – тобольская, самаровская свиты и ширтинско-газовский горизонт Q₁₁s-tz; отложения: Q_{III}3 – третьей; Q_{III}2 – второй; Q_{III}1 – первой надпойменных террас и Q_{IV} – 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
Малояксинская	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 масштабах 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 пенеппенизированной 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 гряды, встречаются плосковолнистые участки, местами сохранились остатки русел длиной до 3 км. Гряды, как правило, вытянуты параллельно бортам ложбин в северо-восточном направлении. Высота гряд от 3 до 15 м, ширина достигает 1,0 км, а длина – несколько километров. Склоны гряд обычно пологие, но местами крутые, до 30–35° (Евсеева, Земцов, 1990). Ширина гряд варьирует от 100 до 1000 м. Очертания гряд в плане различны, понижения между грядами заозерены, заболочены. Озера, как правило, имеют округлую форму, а площадь их достигает 10 км².

Генезис крупных гряд, 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 прослои, 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 Чузикской 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,

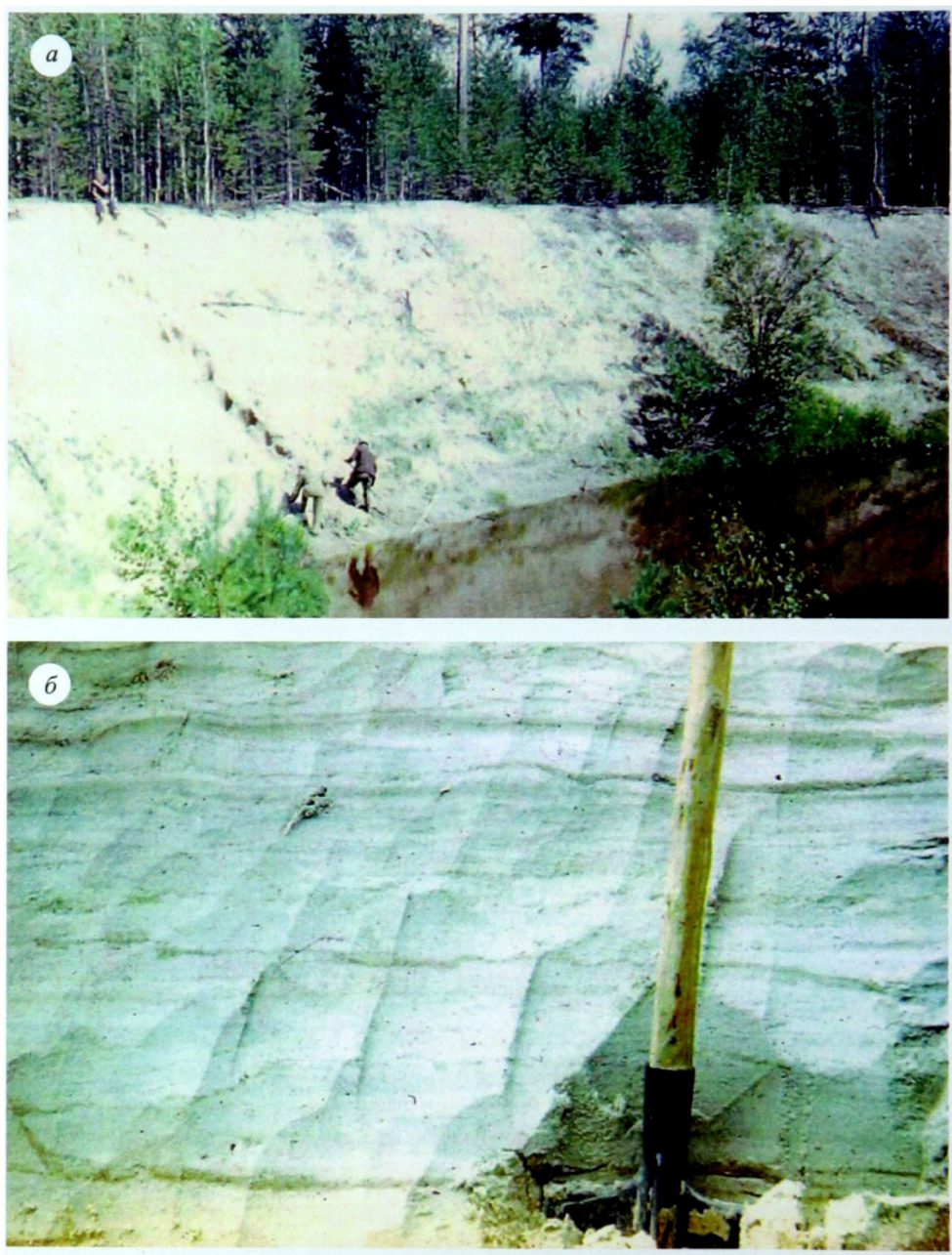


Рис. 1.19. Обнажение Кетской ложбины стока в среднем течении р. Кеть: *а* – общий вид, *б* – горизонтальная и волнистая слоистость песчаных отложений, слагающих ложбину (фото Н.С. Евсеевой, 1976)

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 слюдистые. 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 прибровочной 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	Относитель- ные высоты, м	Ширина площадки, км	Ширина долины, км
Обь:				
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	
Чулым:				
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	
Чая:				
III терраса	90–95	в сред. 15	до 10	до 10
II терраса	80–90	10–12	до 10	
I терраса	80–70	7–8	5–6	
пойма	65–70	3–4	2–3	
Кеть:				
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	
Васюган:				
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	
Тым:				
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 сартанского похолодания (Сильвестров, 1997). И.А. Волков (1979) на основании данных радиоуглеродного метода датирования считает, что вторая терраса образовалась в каргинско-сартанское 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 сартанского 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-гривистому типу, а в низовьях Кети и ряде других притоков – к проточно-гривистому. 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: олигоценные, миоценные, эоплейстоцен-ранннеоплейстоценные у крупных рек и среденнеоплейстоценные 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 ± 50 лет до 11750 ± 45 лет; в южной тайге – от 200 ± 60 лет до 8450 ± 60 лет; в подтайге – от 440 ± 80 до 6090 ± 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, Улужула, 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^{14} , 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).

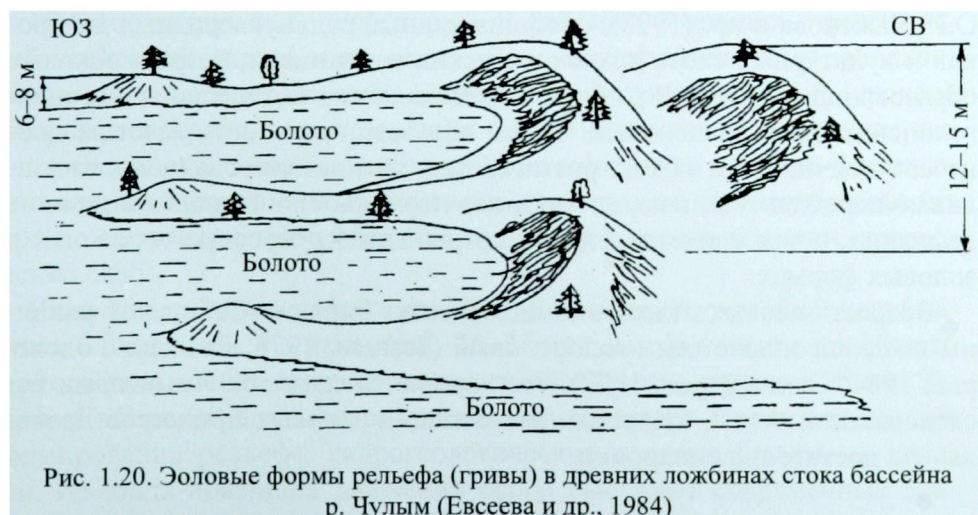


Рис. 1.20. Эоловые формы рельефа (гряды) в древних ложбинах стока бассейна р. Чулым (Евсеева и др., 1984)

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 субэдральных 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 развеивание 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 развеивание 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 поздненеоплейстоцен-голоценовый и голоценовый. Таким образом, активность эоловых процессов подчинялась закону ритмичности: они активизировались 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 поздненеоплейстоцен-голоценовый (Земцов, 1976; Евсеева, Головеров, 1984; Сильвестров, 1997), что хорошо согласуется с выводами исследователей о том, что эпохи активизации эоловых процессов проявлялись достаточно синхронно.