

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

Морфоструктура  
и морфоскульптура  
платформенных  
равнин СССР  
И  
дна омывающих его  
морей

Ответственные редакторы  
академик И.П. ГЕРАСИМОВ  
доктор географических наук А.А. АСЕЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1986

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ <i>А.А. Асеев</i> .....	3
НОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР КАК ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ И МОРФОСКУЛЬПТУРЫ. <i>А.А. Асеев, Н.С. Благоволин, И.Э. Веден- ская, О.К. Леонтьев, Е.А. Финько</i> .....	6
РЕЛЬЕФ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ .....	14
Равнины и возвышенности европейской части СССР. <i>А.А. Асеев</i> .....	14
Кольский полуостров и Карелия (Балтийский щит). <i>А.А. Асеев, А.Л. Кудлаева, А.Д. Лу- кашов, И.М. Экман</i> .....	16
Северо-Запад. <i>А.А. Асеев, А.Б. Басаликас, И.Э. Веденская, В.А. Исаченков, Р.Я. Ка- рукяпп, Э.А. Левков, А.В. Матвеев</i> .....	22
Северо-Восток. <i>А.А. Асеев, Ю.В. Бабанов, Г.П. Бутаков, И.Э. Веденская, А.П. Дедков, А.С. Лавров, К.С. Лазаревич, Л.М. Потапенко, П.Н. Сафронов, Л.Е. Сетунская, А.А. Ференс- Сороцкий, З.С. Чернышева</i> .....	29
Центр. <i>И.Э. Веденская, А.А. Асеев</i> .....	38
Юго-Запад. <i>Н.С. Благоволин, Н.Г. Волков, Ю.Л. Грубрин, В.П. Палиенко, И.М. Рос- лый, И.Л. Соколовский, А.А. Старухин, Г.В. Холмовай, Г.И. Раскатов</i> .....	45
Юго-Восток. <i>С.К. Горелов, Л.Б. Аристархова, В.А. Брылев, А.П. Дедков, А.Д. Наумов, А.А. Романов, В.П. Философов</i> .....	53
Плато и низменности Средней Сибири, возвышенности и низкогорья Северного Таймыра .....	62
Средняя Сибирь. <i>Л.Л. Исаева, Р.О. Галабала</i> .....	63
Возвышенности и низкогорья Северного Таймыра. <i>С.А. Буланов</i> .....	81
РЕЛЬЕФ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ .....	86
Равнины Западной Сибири. <i>Г.И. Лазуков, В.А. Николаев, М.Е. Городецкая, Н.С. Евсеева, А.А. Земцов, Б.В. Мизеров, Н.Г. Чочиа</i> .....	86
Равнины и низкогорья Казахстана (Казахский щит). <i>Е.А. Финько, В.С. Зорина, З.А. Свари- чевская, Н.В. Скублова</i> .....	103
Равнины Турана и Тургая. <i>М.Е. Городецкая, М.К. Граве, Ю.М. Клейнер, А.Е. Козлова, Ф.П. Корсаков, Л.Б. Неводчикова, Л.П. Полканова, О.Ю. Пославская, А.О. Сагатов, С.О. Хондкарцян, В.В. Шолохов</i> .....	112
СТАБИЛЬНЫЕ ГЕОТЕКТУРЫ СССР. <i>А.А. Асеев, И.Э. Веденская, М.Е. Городецкая, Е.А. Финько</i> .....	134
РЕЛЬЕФ ОСТРОВНОЙ СУШИ, БЕРЕГОВ И ДНА МОРЕЙ.....	138
Острова Северного Ледовитого океана. <i>С.А. Буланов</i> .....	138
Морские берега. <i>С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева</i> .....	143
Дно морей. <i>О.К. Леонтьев, Д.Е. Гершанович, В.Д. Дибнер, А.Н. Ласточкин, С.А. Лукьяно- ва, Г.Д. Соловьева, Н.Н. Турко, Г.Б. Удинцев, А.Ф. Щербаков</i> .....	145
Балтийское море .....	146
Белое море.....	150
Баренцево море .....	151
Моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское.....	155
Северный Ледовитый океан .....	161
Берингово море .....	164
Охотское море .....	166
Японское море .....	170
Каспийское море .....	173
Черное море .....	178
Общие закономерности рельефа дна морей .....	181
ЛИТЕРАТУРА .....	183

## РЕЛЬЕФ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Особенности геотектонического развития молодых платформ нашли прямое отражение в рельефе сформировавшихся на них равнин.

Развитие опусканий, позднекайнозойская морская и плейстоценовая аллювиальная аккумуляция в центральных частях равнин, поднятия и денудация на их периферии, непосредственное отражение в их рельефе структуры осадочного чехла и следов очень молодых перестроек структурного плана создали геоморфологическое своеобразие аккумулятивных равнин молодых платформ.

Цокольные равнины на выступах складчатого фундамента, иногда называемые молодыми щитами, в большей степени, чем цокольные равнины древних щитов, сохраняют структурные связи со складчатостью и магматизмом фундамента (Казахский щит). История их развития отражает чередование аккумулятивных и денудационных фаз рельефообразования при общем преобладании последних. Им были более свойственны блоковые дифференцированные движения с образованием глыбовых низкогорий, чем, например, Украинскому, Анабарскому и даже Балтийскому щитам.

## РАВНИНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Западно-Сибирская платформенная равнина — одна из крупнейших равнин мира (3,1 млн км<sup>2</sup>). В структурно-тектоническом отношении она соответствует Западно-Сибирской плите.

До недавнего времени господствовало мнение о монотонности рельефа равнины и его генетическом однообразии, и только после геологической съемки миллионного масштаба, проведенной в 1950—1960 гг., начало складываться близкое к современному представление о геологическом строении этого региона. Было выявлено, что рельеф равнины очень разнообразен, что в ее пределах много самостоятельных возвышенностей и низменностей. В связи с этим Ю.А. Мещеряков, М.Е. Городецкая и Е.М. Николаевская предложили в конце 60-х годов орографическую схему Западно-Сибирской равнины, выделив на ней возвышенности, наклонные равнины и низменности, многие из которых получили собственные наименования<sup>1</sup>.

### *Основные черты орографии и морфоструктура*

Западная, восточная и южная границы Западно-Сибирской равнины predetermined структурно-тектоническим планом Западно-Сибирской плиты. На западе границей служит зона контакта с Уралом, на востоке равнина простирается до Северо-Сибирского плоскогорья и Енисейского кряжа, а на юге ее ограничивают выходы дислоцированных палеозойских пород Центрально-Казахстанского мелкосопочника и Алтае-Саянской горной области. Северная граница равнины

<sup>1</sup> Эта схема была утверждена Академией наук СССР и Главным управлением геодезии и картографии при Совете Министров СССР.

проходит по побережью Карского моря, таким образом, она определяется географическим фактором.

Современный облик рельефа Западно-Сибирской равнины и особенности его развития обусловлены как геологическим строением и тектоническим развитием этой территории, так и разнообразным влиянием экзогенных факторов (Архипов и др., 1970; Лазуков, 1970; Зубаков, 1972; Земцов, 1976).

В орографическом отношении на равнине выделяются три уровня. Наиболее низкий располагается в интервале от 0 до 100 м, второй — в пределах от 100 до 150 м, третий — преимущественно в интервале от 150 до 200 м (немалые площади имеют высотные отметки в интервале от 200 до 250 м). Наиболее высокий уровень обычно соответствует положительным морфоструктурам, приуроченным главным образом к краевым частям равнины, а наиболее низкий тяготеет к ее внутренней области и нередко соответствует отрицательным морфоструктурам. В такой приуроченности их отражаются особенности структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты. Исключением является располагающаяся во внутренней области равнины зона Сибирских Увалов, которая в гипсометрическом отношении относится ко второму уровню (100—150 м), а периферические, западная и восточная, части ее — даже к наиболее высокому (Городецкая, 1975).

На севере и юге равнины прослеживаются еще две субширотные зоны (Юрибейская и Танамская гряды на севере, Тобольский материк и Васюганская наклонная равнина на юге), к которым также приурочены положительные морфоструктуры, отражающие субширотные зоны наиболее активных тектонических поднятий, но в целом более слабых, чем на Сибирских Увалах.

В ориентировке основных орографических элементов явно преобладают субмеридиональные и субширотные простирания. Крупные формы рельефа, ориентированные субмеридионально, приурочены к приуральским и приенисейским районам, а также к территориям, располагающимся севернее Сибирских Увалов. Южнее господствует в основном их субширотная ориентировка (Архипов, 1971).

Наиболее ярко орографически выраженные элементы рельефа приурочены к краевым частям равнины. Здесь же фиксируется наиболее тесная и ярко выраженная зависимость рельефа от особенностей геологического строения и структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты. Наиболее крупными орографическими элементами являются возвышенности, плато и наклонные равнины (Северо-Сосьвинская возвышенность, Туринская, Ишимская, Северо-Казахская, Кетско-Тымская наклонные равнины, Приобское плато, Верхнетазовская возвышенность и др.):

Северо-Сосьвинская возвышенность занимает большую площадь и весьма разнородна в геоморфологическом и структурно-тектоническом отношениях. Абсолютные высоты достигают местами 300 м, в основном же преобладают отметки 150—200 м. Весьма выразительна и Туринская наклонная равнина, представленная тремя хорошо выраженными разновысотными ступенями, понижающимися к востоку (250—400, 150—200 и 115—150 м). Приобское плато на севере имеет высоты около 150 м, а на юге — до 300—325 м. Верхнетазовская возвышенность, где максимальные высоты достигают почти 300 м, а преобладают отметки в 150—200 м, отличается от окружающих ее пространств и глубиной и густотой расчленения, узкими долинами, крутыми продольными уклонами рек.

Во внутренней области большие площади заняты низменностями. Наиболее крупной из них является Среднеобская, которая вместе со смыкающейся с ней Кондинской низменностью занимает огромное пространство в среднем Приобье и по нижнему Иртышу. Многие низменности имеют отметки меньше 50 м. Небольшие высоты (до 20—40 м) характерны и для Нижнеобской, Надымской, Пурской, Тазовской ряда других низменностей. Эти низменности хотя и небольшие по площади, но морфологически выражены четко, хотя их краевые части нередко сходны с прилегающими к ним возвышенностями. Во внутренней области равнины возвышенности по

сравнению с возвышенностями ее внешнего пояса менее значительны и нередко располагаются в интервале высот от 50 до 100 м. Это относится к таким возвышенностям, как Ненецкая, Таз-Пурская и некоторым другим. Наиболее четко выраженные возвышенности внутренней области — Белогорский и Тобольский материки, Васюганская наклонная равнина, Юрибейская и Гыданская гряды, расположенные в основном в интервале высот от 100 до 150 м.

Основные орографические элементы Западно-Сибирской равнины находятся в тесной зависимости от структурно-тектонического плана Западно-Сибирской плиты, от особенностей рельефа доюрского фундамента и мезокайнозойского осадочного чехла. В периферических частях плиты, где кристаллический фундамент залегает неглубоко, мощность осадочного чехла сравнительно невелика и он в стратиграфическом отношении неполон, преобладают прямые положительные, в основном моноклинальные, морфоструктуры. По мере удаления от периферии плиты фундамент постепенно все более погружается (до 7 км, местами более), мощность осадочного чехла возрастает и на первое место выходят отрицательные морфоструктуры (рис. 6).

На севере равнины отчетливо проявляется преобладание субмеридионально ориентированных наиболее крупных морфоструктур, большей частью непосредственно связанных со структурами осадочного чехла (Чочия и др., 1963). Это отчетливо проявляется, например, в конфигурации и меридиональной ориентировке Ямала, Тазовского и Гыданского полуостровов, Обской и Тазовской губ. Енисейского залива, долин Оби, Надыма, Пура, Таза, Енисея и множества более мелких долин. В южной же части равнины господствуют морфоструктуры субширотного простираения, тогда как простираение большей части геологических структур осадочного чехла субмеридиональное. Разделяющие эти части Западно-Сибирской равнины Сибирские Увалы являются не только важной орографической, но и структурно-тектонической зоной. С ней совпадает и зона субширотного Транссибирского линеамента глубокого заложения.

Эти различия между севером и югом региона определяются геологическими и тектоническими факторами. В его южной половине мощность земной коры достигает 30—35 км, тогда как в северной она на 10—15 км меньше. Не менее существенно и различие в мощности пород осадочного чехла (1—3 км на юге и 5—7 км на севере). Очень велико и различие литолого-фациального состава осадочных мезокайнозойских пород (на юге преобладают континентальные, на севере морские отложения).

Для расшифровки морфоструктурного плана Западно-Сибирской равнины большое значение имеет и другой, но уже субмеридиональный Омско-Пурский линеament, прослеживаемый по геофизическим и геоморфологическим данным на огромном протяжении от побережья Карского моря до юга Западно-Сибирской равнины. Этот линеament на юге равнины разделяет ее восточную и западную половины, в пределах которых основные ориентировки морфоструктур (так же как и тектонических структур) существенно различаются. В западной половине южной части равнины они ориентированы преимущественно в север-северо-восточном направлении, а в восточной половине — в север-северо-западном. Отличия проявляются и в том, что в западной половине основные уклоны современной поверхности направлены на восток, а в восточной — на запад. Это отличие в совокупности с генеральным уклоном равнины на север хорошо отражает погруженные поверхности фундамента и увеличение мощности пород осадочного чехла к центральным районам равнины.

Мезокайнозойские структуры первого порядка в современном рельефе большей частью не выражены. Так, положительные структуры нередко располагаются в пределах современных низменностей (например, Сургутский и Александровский валы). Отметим и то, что многие морфоструктуры ориентированы вкрест простираения более древних структур. Эти особенности обусловлены тем, что в

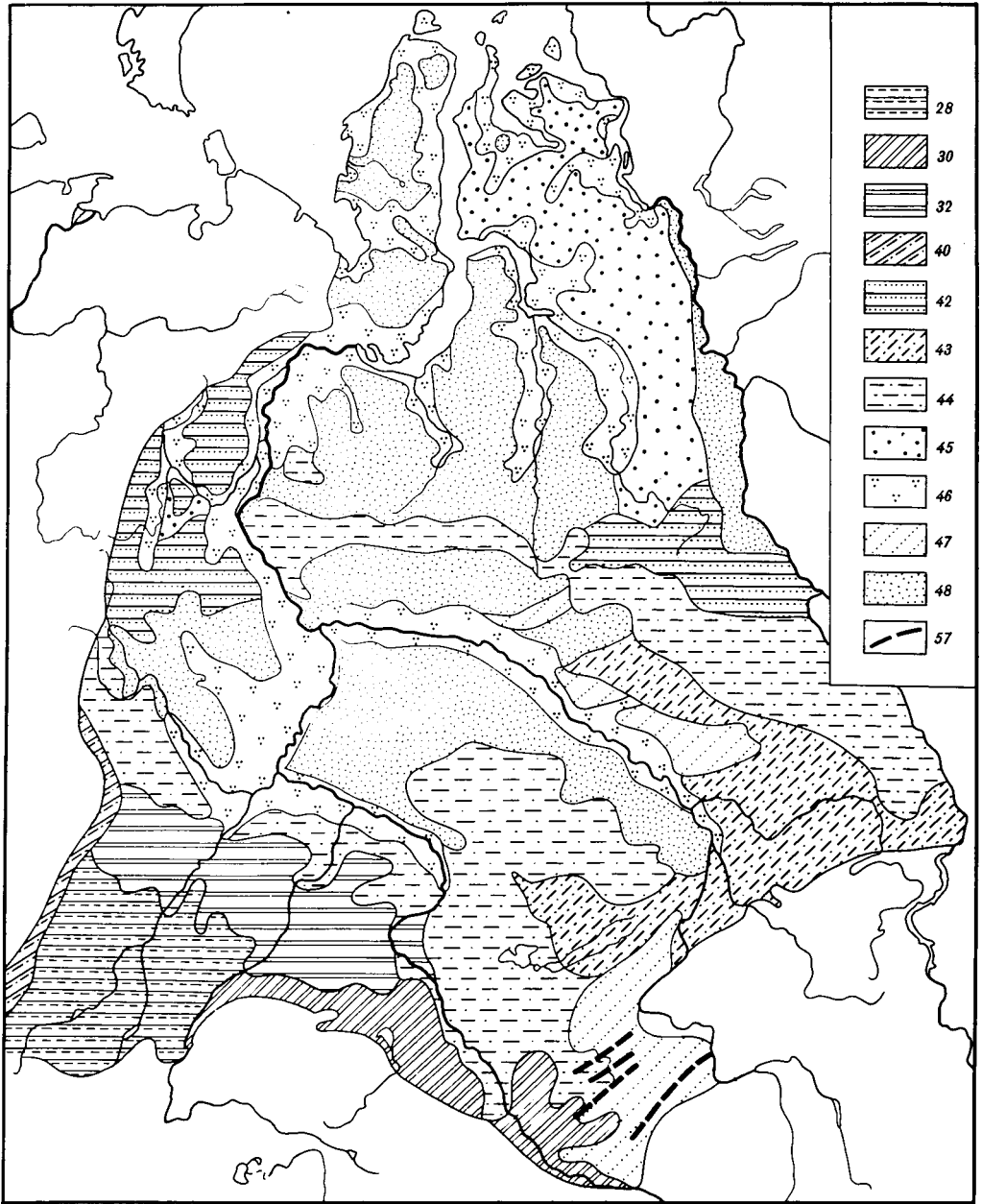


Рис. 6. Морфоструктура платформенных равнин Западной Сибири  
(Объяснение условных обозначений см. в сводной легенде морфоструктуры суши — рис. 1)

процессе формирования осадочного чехла происходили перестройки структурно-тектонического плана, отразившиеся на соотношениях разновозрастных структур и морфоструктур (прямые, инверсионные, гетерогенные). Перестройки вызывались главной тенденцией развития северных и южных районов Западно-Сибирской равнины — сменой знака движений на обширных площадях. В результате наряду с унаследованными структурами (которые преобладают) появляются и новообразованные (например, Омская и Ханты-Мансийская синеклизы) и возрастают их размеры (за счет вовлечения в опускания или поднятия смежных структур).

Главная тенденция развития структур в кайнозойе выражалась в постепенном превращении мезозойских структур в более крупные структурные формы, выполаживающиеся вверх по разрезу. В связи с этим современный рельеф в основном отражает именно позднекайнозойский структурный план. Мезозойские структуры отражены в современном рельефе главным образом опосредствованно через кайнозойский структурный план.

Внешний морфоструктурный пояс представлен в основном пластово-денудационными равнинами и плато, ступенчато понижающихся к внутренним частям равнины. В их сложении участвуют слабодислоцированные или недислоцированные мезокайнозойские породы. В самых периферических частях, смежных с Уралом, Центрально-Казахстанским мелкосопочником и Сибирской платформой, вскрываются залегающие на небольшой глубине породы складчатого фундамента. При удалении от краевых частей мощность отложений осадочного чехла возрастает (в том числе и плейстоценовых отложений).

Морфоструктурный план внешнего пояса отражает главные черты структурно-тектонического плана не только осадочного чехла, но и фундамента. Это выражается, в частности, в том, что в западных (приуральских) и восточных (приенисейских) районах ориентировка морфоструктур соответствует север-северо-восточному и север-северо-западному простиранию тектонических структур. На юге Западно-Сибирской равнины морфоструктуры ориентированы также согласно с простиранием основных структур Центрально-Казахстанского мелкосопочника.

В приуральской части равнины чаще всего выражены две ступени: западная — наиболее приподнятая, денудационная и восточная — более низкая, денудационно-аккумулятивная. Наиболее крупными морфоструктурами являются Северо-Сосьвинская возвышенность и Туринская наклонная равнина.

Северо-Сосьвинская возвышенность занимает территорию Восточно-Уральской моноклинали, Ляпинского мегапрогиба и Северо-Сосьвинского мегавала. Мощность пород осадочного чехла быстро возрастает в восточном направлении, в этом же направлении уменьшаются высоты современной поверхности. Эти изменения обусловлены неравномерными, преимущественно неотектоническими, поднятиями. Максимальные амплитуды их достигают 500 м.

Туринская наклонная равнина наследует Туринский выступ восточного склона Урала, возникший еще в конце палеозоя. Рельеф этой равнины ступенчатый. Западная ступень (230—400 м) располагается в узкой приуральской полосе в зоне неглубокого залегания фундамента, а восточная ступень (150—200 м) в зоне его глубокого залегания. Отмечаются и меньшие ступени, также связанные с структурно-тектоническими особенностями. Ступенчатость Туринской равнины обусловлена неравномерностью тектонических поднятий, в общем затухающих к востоку.

В юго-западных, южных и юго-восточных районах внешнего пояса, где распространены наклонные равнины, рельеф также ступенчатый. Наиболее высокие (150—200 м и более) равнины располагаются на самом юге (Предтургайская, Северо-Казахская, Чулымская, Енисейская наклонные равнины, Приобское плато и др.). Большой частью они пластово-аккумулятивные и денудационные. Севернее располагаются более низкие (100—150 м) и в основном аккумулятивные равнины (Ишимская, Восточно-Барабинская, Кетско-Тымская наклонные равнины, Кулундинская равнина, Барабинская низменность и др.). Все эти морфоструктуры начали формироваться в олигоцене как предгорные равнины в зоне перехода складчатого обрамления к геосинеклизе. Однако оформление рельефа, близкого по своим основным чертам к современному, происходило разновременно.

Предтургайская наклонная равнина (180—230 м) представляет собой переходную зону от ступенчатых равнин Тургайского прогиба к Западно-Сибирской равнине. В пределах этой зоны происходит довольно резкое погружение (от —70 до —550 м) кристаллического фундамента в северном и восточном направле-

ниях. В этих же направлениях возрастает мощность осадочного чехла (до 200 м и больше). Предтургайская равнина расположена в зоне сочленения участков разновозрастной складчатости. Эта морфоструктура характеризуется прямым соотношением структуры и рельефа. Она приурочена к зоне распространения Куртымышской и части Северо-Казахстанской моноклиналей, что предопределяет и основные черты рельефа равнины. Амплитуды послечаганских поднятий (к концу раннего олигоцена), в основном сформировавших эту морфоструктуру, достигают на юге 140—150 м, а на севере — 50—120 м. Возраст морфоструктуры неоген-плейстоценовый.

Структурно-денудационная Ишимская наклонная равнина, располагающаяся севернее Предтургайской, приурочена к части территории, занятой Тюменским мегапрогибом, Тобольским мегавалом, Вагай-Ишимским полусводом, и к западному борту Омской впадины. Такая гетерогенность тектонического строения субстрата предопределяет и разнообразие основных особенностей морфоструктуры. Она формировалась в течение длительного времени (в мезозое и кайнозое), а близкий к современному вид приобрела в плиоцен—плейстоцене.

Северо-Казахская наклонная равнина (110—140 м) располагается в пределах Северо-Казахстанской моноклинали и на участке погружения каледонских структур под мезокайнозойский осадочный чехол. Наклон поверхности фундамента на север достигает 1000 м, а наклон современной поверхности — всего 100—130 м. С раннемелового времени до позднего эоцена на этой территории господствовали поднятия и формировались пенемены, а с конца эоцена до миоцена преобладала аккумуляция. Сюда доходила Чеганское море, широко представлены люлинворские отложения. Отмеченные особенности развития обусловили формирование в неогене основных черт современного рельефа.

Барабинская низменность (100—120 м) занимает территорию Омской и Иртышской впадин. Фундамент залегает здесь на глубине от 1,5 до 3 км. Он представлен каледонскими и герцинскими структурами. Поскольку в мезокайнозое преобладали опускания, мощность накопившихся за это время отложений весьма значительна. Широкое распространение и большая мощность неогеновых отложений указывают на преобладание опусканий и в это время. В конце плиоцена опускания сменились поднятиями, обусловившими перерыв в накоплении и размыв. В плейстоцене (особенно в раннем и среднем) происходила аккумуляция субэзральных отложений, носившихся со смежных морфоструктур, испытывавших относительное поднятие.

Приобское плато является одной из наиболее четко выраженных и весьма молодых морфоструктур. В ее пределах преобладают высоты порядка 140—150 м, ступенчато возрастающие к югу до 300 м. Наиболее высокие участки располагаются в пределах Кулундинской впадины, где фундамент залегает на глубине до 500 м и большей. Он перекрыт мощной толщей мезокайнозойских отложений, вплоть до среднеплейстоценовых. В северной части морфоструктуры располагается Томско-Каменский выступ, но и здесь неоген-плейстоценовые отложения представлены широко и мощными толщами. Большая мощность отложений, озерно-аллювиальный генезис и широкое распространение свидетельствуют о господстве в это время опусканий. Однако довольно высокое залегание неоген-плейстоценовых отложений свидетельствует о произошедшем в среднем и позднем плейстоцене значительном поднятии. Таким образом, Приобское плато является молодой гетерогенной наложенной морфоструктурой (прямой на севере и обращенной на юге).

На юго-востоке во внешнем поясе расположено несколько наклонных равнин (Приаргинская, Чулымская, Енисейская, Кетско-Тымская). Часть из них прямые, а часть обращенные морфоструктуры. Прямые морфоструктуры приурочены преимущественно к периферическим частям плиты. Большая часть морфоструктур ориентирована субширотно, т.е. согласно с простираем основных тектонических



структур. Различная интенсивность тектонических движений выражается в наклонном характере равнины, в различной глубине эрозионного расчленения.

Приаргинская наклонная равнина тесно связана со структурами Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна и находится в зоне их резкого погружения. Современная поверхность этой субширотной морфоструктуры наклонена на северо-северо-запад. На юго-востоке высоты ее достигают 350 м, а на северо-западе — 180—200 м. В структурно-тектоническом отношении Приаргинская равнина наследует в основном структуры мезокайнозойского чехла и занимает территорию Приаргинской моноклинали и восточного крыла Томско-Каменского выступа. Поверхность фундамента погружается здесь на протяжении всего лишь 50—70 км на 1 км (от —200 до —120 м). Аналогично погружаются и осадочные мел-палеогеновые породы. О длительности формирования этой морфоструктуры свидетельствует анализ мезокайнозойского разреза: эпохи аккумуляции неоднократно чередовались с эпохами денудационными.

Чулымская наклонная равнина пологоволнистая, и только на юге и юго-востоке ее рельеф становится увалистым. В морфоструктурном отношении она также неоднородна, поскольку располагается в пределах Тегульдетской и Киселевской впадин и прилегающих к ним положительных структур. Фундамент залегает на различных глубинах (от 1 до 2,8 км). Фундамент перекрывается юрскими, меловыми и кайнозойскими породами. Разнородность структурно-тектонического плана отражается в особенностях рельефа: на юге равнина сравнительно высокая (200—250 м) и плоская, на севере ее отметки снижаются до 150—180 м.

Енисейская наклонная равнина протягивается в субмеридиональном направлении довольно узкой полосой вдоль правобережья и левобережья Енисея (Южно-Енисейской и Приенисейской моноклиналей). Это четко выраженная в рельефе прямая морфоструктура древнего заложения и унаследованного развития. В общем она соответствует погребенному склону Енисейского кряжа, в пределах которого отмечается быстрое погружение фундамента, увеличение мощности мезокайнозойских отложений. Погружение фундамента отражается в современном рельефе в том, что поверхность понижается вкrest простирающихся структур фундамента: на востоке равнина приподнята до 230—270 м, а на западе — всего на 150—200 м.

Крупной морфоструктурой является Кетско-Тымская наклонная равнина, занимающая обширные пространства Обь-Енисейского междуречья. Эта морфоструктура расположена на площади развития ряда структур кристаллического фундамента и осадочного чехла (Алипской и Усть-Тымской впадин, Касского мегапрогиба и др.). В основном морфоструктура инверсионная, так как большая часть структур осадочного чехла в современном рельефе не выражена. Хотя структуры ориентированы преимущественно субмеридионально, ориентировка морфоструктуры субширотная. Фундамент в ее пределах существенно погружается к западу (от 1,2 до 3 км). В соответствии с этим абсолютные отметки современной поверхности снижаются (от 180—200 до 110—120 м). Наклонный характер морфоструктуры обусловлен неравномерностью тектонических движений. В мезозое здесь происходило интенсивное осадконакопление на фоне опусканий. С конца мела — начала палеогена опускания сменялись поднятиями. К этому времени и относятся начальные этапы формирования морфоструктуры.

Севернее и северо-западнее Кеть-Тымской наклонной равнины находится одна из наиболее выразительных морфоструктур — Верхнетазовская возвышенность. Располагается она в основном в пределах Верхнетазовского свода и Енисейского выступа. Верхнетазовская возвышенность является восточным окончанием зоны Сибирских Увалов. Морфоструктура приурочена к зоне Приенисейской моноклинали. Поверхность фундамента погружается в западном направлении на глубину от 1 до 2,5 км. Верхнетазовская возвышенность отчетливо выделяется

многими особенностями рельефа, прежде всего значительными абсолютными высотами (до 285, преобладают же отметки в 200—225 м). До таких же высот поднимаются и коренные породы. Мощность плейстоценовых отложений невелика. Обращают на себя внимание аномально большая глубина и густота эрозионного расчленения, значительные продольные уклоны современных рек и слабая заболоченность территории. Все эти особенности — свидетельство интенсивного проявления тектонических поднятий. Хотя начальные этапы формирования этой морфоструктуры относятся к олигоцену или к еще более раннему времени (юр— мелу), окончательное оформление ее произошло в неоген—плейстоцене.

В северо-восточном секторе Западно-Сибирской равнины во внешнем поясе отчетливо выражены Среднетазовская, Хетская и Танамская возвышенности и Туруханская низменность, являющиеся преимущественно прямыми гетерогенными морфоструктурами субмеридионального простирания, согласно с простиранием структур погребенного фундамента Сибирской платформы. Погружение кристаллического фундамента в этой относительно узкой полосе достигает 3—4 км. В соответствии с этим возрастает и мощность пород осадочного чехла.

Среднетазовская возвышенность как и Верхнетазовская является районом интенсивных новейших поднятий, хотя и менее ярко выраженных. В связи с этим многие геолого-геоморфологические особенности обеих возвышенностей весьма сходны — значительная глубина и густота расчленения, большие абсолютные высоты (максимальные более 200 м) и высокое залегание коренных пород. Амплитуды неотектонических движений затухают к западу. Максимальные их амплитуды 200—250 м. В пределах Среднетазовской возвышенности располагается ряд разнохарактерных структур. Наиболее крупные из них (Красноселькупское поднятие, Худосейский прогиб) непосредственно выражены в рельефе, остальные — далеко не всегда.

Смежная со Среднетазовской Хетская возвышенность также хорошо выражена в рельефе. Это гетерогенная морфоструктура, имеющая на разных участках как прямые, так и инверсионные соотношения со структурой. Западная, наиболее приподнятая часть возвышенности ориентирована субмеридионально, а северная — субширотно, что не совпадает с простиранием древних структур мезокайнозойского чехла. Эта особенность является результатом проявления новейших тектонических движений, которые достигали здесь значительной активности.

К участкам наибольшего погружения фундамента (до 6—7 км) приурочена Танамская возвышенность. В структурном отношении это сложная морфоструктура. Она состоит из положительных и отрицательных структур (Танамского свода и Танамского прогиба). На поверхность нередко выходят меловые породы. Мощность плейстоценовых отложений в общем невелика. В северной, наиболее повышенной части морфоструктуры абсолютные высоты достигают 150 м. Это наиболее приподнятый участок. Амплитуда неотектонических движений достигала 150—175 м. Западный участок понижен (110—120 м) и отличается меньшими амплитудами поднятий (около 50 м).

Не менее отчетливой, но отрицательной морфоструктурой является Туруханская низменность, занимающая центральную часть Енисейской моноклинали. Кровля меловых отложений лежит здесь значительно ниже уровня моря и перекрыта толщей плейстоценовых отложений мощностью более 200 м. Поверхность низменности ровная, высотные отметки достигают всего 60—70 м, она сильно заозерена и заболочена. Речные долины ориентированы согласно простиранию морфоструктуры. От окружающих возвышенностей Туруханская низменность отделена хорошо выраженными уступами.

Внутренняя морфоструктурная область объединяет в основном пониженные участки (150—100 м и ниже), характеризующиеся развитием мощного покрова мезокайнозойских осадочных пород. В ней развиты пластово-аккумулятивные и аккумулятивные равнины, созданные преимущественно новейшими опусканиями и сложенные рыхлыми неоген-четвертичными отложениями. Рельеф этой области

представлен низкими возвышенностями и низменностями, снижающимися в северном направлении. Она разделена Сибирскими Увалами на северную и южную части, отличающиеся рядом существенных морфоструктурных особенностей. В северной части области преобладают прямые положительные и отрицательные морфоструктуры в основном субмеридионального простираения. Наиболее крупными положительными морфоструктурами являются Полуйская, Ненецкая, Таз-Пурская, Северо-Ямальская возвышенности, Гыданская и Юрибейская гряды. К отрицательным морфоструктурам относятся Нижнеобская, Надымская, Пурская, Тазовская, Ямальская и Усть-Енисейская низменности.

Полуйская возвышенность располагается в краевых частях Северо-Сосьвинского мегавала и Надымской впадины. Фундамент залегает на большой глубине (на восточной окраине до 3 км). Абсолютные отметки современного рельефа уменьшаются с востока на запад, в сторону Нижнеобской низменности. Наиболее повышенные участки характеризуются густым и глубоким расчленением, волнистой поверхностью. На ряде участков отчетливо отражаются довольно мелкие тектонические структуры (например, Полуйский вал, Куноватское поднятие). К этим участкам приурочены наиболее высокие отметки (до 200 м и больше). Здесь на поверхности или близко от нее вскрываются породы палеогена. Максимальные амплитуды новейших движений оцениваются в 150—220 м.

Ненецкая возвышенность (Тазовский полуостров, междуречье Надыма и Пура). Основная ее часть приурочена к Ненецкому своду. Севернее есть более мелкие структуры, а на юге Северный свод. Эти структуры фиксируются благодаря высокому залеганию морских палеогеновых отложений, которые на многих участках встречаются на поверхности. В отличие от Полуйской возвышенности высотные отметки этой возвышенности редко превышают 100 м (например, в пределах Талновского поднятия). Господствуют высоты в 80—90 м. Начало формирования морфоструктуры относится к раннему мелу. Следующий крупный этап поднятия был в послепалеогеновое время. Положительные движения продолжались и в плейстоцене, когда морфоструктура была сформирована окончательно.

Таз-Пурская возвышенность является сложной морфоструктурой, располагающейся в пределах Тазовского свода, Верхнетолькинского и Пурского (Уренгойского) мегапрогибов и ряда более мелких структур. Поверхность фундамента залегает здесь еще глубже (3—4 км). Во многих местах на поверхности вскрываются палеогеновые отложения. Как на Ненецкой возвышенности, так и на Таз-Пурской нет аномально больших высот. Преобладают отметки в 70—80 м. Рельеф плоский, сильно заозеренный. Суммарные амплитуды новейших поднятий достигали 100—150 м. Этапы формирования этой морфоструктуры аналогичны этапам, пройденным Ненецкой возвышенностью.

Юрибейская и Гыданская гряды в основном соответствуют Гыданскому и Ерофеевскому мегавалам. В их пределах высоко поднимаются коренные породы. Морфоструктуры характеризуются повышенными гипсометрическими отметками и значительной глубиной эрозионного расчленения, лесницей морских и речных террас. Все это отражает интенсивные неотектонические движения, амплитуда которых оценивается в 100—150 м, а местами даже в 250 м (район Енисейского залива).

Нижнеобская низменность в основном инверсионная морфоструктура, основная часть ее располагается в пределах положительных структур (Северо-Сосьвинского свода, Ангальского поднятия). Лишь в пределах распространения Шурышкарской мульды она является на отдельных участках прямой морфоструктурой. Низменность характеризуется широким развитием поймы и надпойменных террас; каждый из этих уровней достигает в ширину нескольких десятков километров. Против устья Казыма, например, лишь одна пойма Оби имеет ширину более 50 км. В зоне пересечения Ангальского поднятия долина Оби резко суживается, а террасы представлены фрагментарно узкими сегментами.

Надымская низменность приурочена к Надымской впадине, где глубина залегания фундамента определяется в 4—5 км. Большую мощность имеют морские плейстоценовые отложения (до 200—250 м). Подошва их залегает на 150—200 м ниже уровня моря. Участками на поверхности встречаются палеогеновые отложения. Геолого-геоморфологические данные позволяют утверждать, что в плейстоцене низменность испытывала преимущественно опускания, суммарная амплитуда которых оценивается в 100—150 м.

Не менее выразительна Пурская низменность, приуроченная к зоне Омско-Пурского линеамента. Она располагается в Уренгойском мегапрогибе. Фундамент залегает на глубине 5—7 км. В связи с этим очень велики мощности пород осадочного мезокайнозойского чехла, в том числе и плейстоценовых отложений, подошва которых залегает на 150—200 м ниже уровня моря. Суммарная амплитуда неоген-плейстоценовых движений достигала примерно 150—200 м. Тектонические движения были интенсивными и в более раннее время. Так, олигоценные отложения атлымской свиты на склонах смежной Ненецкой возвышенности фиксируются на отметках в 50—60 м, а в пределах впадины они вскрыты на 230—240 м ниже.

Тазовская низменность также наследует в основном крупную отрицательную структуру (Среднетазовский мегапрогиб). Однако южная ее часть располагается в пределах Часельского мегавала, следовательно, низменность является сложной, но в основном прямой морфоструктурой. Важным морфоструктурным элементом является Усть-Енисейская низменность, хотя площадь ее и невелика. Она наследует Енисейский мегапрогиб, в пределах которого глубина залегания фундамента достигает 5—7 км. Мощность плейстоценовых (преимущественно морских) отложений достигает здесь, как и в других низменностях севера региона, 150—200 м, а местами 300 м.

Самостоятельную морфоструктурную зону образуют возвышенности Сибирских Увалов. Они протягиваются в субширотном направлении через всю Западно-Сибирскую равнину, захватывая и внешний морфоструктурный пояс, где к ним относятся возвышенности Люлинвор и Верхнетазовская. Во внутренней области зона Сибирских Увалов представлена возвышенностью Белогорский материк и увалом Нумто.

Возвышенность Белогорский материк одна из наиболее выразительных морфоструктур внутренней области. Располагается она в зоне сочленения Ханты-Мансийской и Надымской впадин, осложненных более мелкими положительными и отрицательными структурами. Так, северные участки возвышенности приурочены в основном к зоне чередования прогибов и валов (в рельефе они не выражены). Именно к этим участкам приурочены наиболее высокие отметки возвышенности (до 230 м). Фундамент залегает глубоко, мощность мезокайнозойского осадочного чехла достигает нескольких километров. Велика мощность и палеогеновых отложений, которые на значительной площади поднимаются до современной поверхности (на правом берегу Оби, в левобережной части бассейна Казыма). В краевой западной части возвышенности фиксируется максимальная глубина и густота эрозионного расчленения (до 100 м и более). Таким образом, возвышенность Белогорский материк является наложенной новообразованной морфоструктурой и ее морфологическая выраженность обусловлена неотектоническими движениями.

Увал Нумто — сложная морфоструктура. Абсолютные отметки в его пределах достигают 130—160 м и понижаются к северу. Увал Нумто переходит в окружающие пространства весьма постепенно, тем не менее он представляет собой главный водораздел большей части крупных рек, текущих в северном и южном направлениях (Надыма, Пура, Агана и др.).

Южнее Сибирских Увалов морфоструктурное строение Западно-Сибирской равнины весьма разнообразно, сложно и имеет ряд отличительных особенностей от

строения северной половины равнины. Здесь преобладают обширные низменные равнины (Кондинская, Среднеобская, Среднеиртышская, Обь-Тымская). Большая часть морфоструктур ориентирована здесь субширотно. Отрицательные морфоструктуры в основном прямые, положительные — инверсионные.

Весьма примечательными морфоструктурами являются возвышенность Тобольский материк и Васюганская наклонная равнина, образующие субширотную зону, в известной мере аналогичную зоне Сибирских Увалов.

Возвышенность Тобольский материк является сложной (в основном инверсионной) морфоструктурой, развитой в области Ханты-Мансийской впадины, Верхнедемьянского мегавала и Каймысовского магасвода. Рельеф плоский, преобладают отметки 100—110 м. Северо-западная часть возвышенности несколько выше (до 120—140 м) и заметно сильнее расчленена речной и овражно-балочной сетью. Анализ условий залегания и генезиса палеоген-неогеновых отложений свидетельствует, что в это время здесь была область прогибания и повышенной аккумуляции озерных и аллювиально-озерных отложений. Позже (в плиоцен—плейстоцене) преобладали поднятия. Современный облик морфоструктура получила в плейстоцене.

Васюганская наклонная равнина также гетерогенная морфоструктура с разнородным структурно-тектоническим планом. В ее пределах имеются как положительные (Средневасюганский, Парабельский своды и др.), так и отрицательные структуры (Колтогорский мегапрогиб, Нюрольская, Бокчарская впадины и др.); в единую морфоструктуру эти структурные элементы были объединены в неоген-плейстоцене. Фундамент местами опущен до 3,5 км.

Приподнятость Тобольского материка и Васюганской наклонной равнины до 140—160 м, значительная глубина и густота расчленения их периферии речной и овражно-балочной сетью обусловлены неотектоническими, в основном плейстоценовыми, движениями.

В бассейнах нижнего Иртыша и средней Оби огромная территория занята Кондинской и Среднеобской низменностями.

Кондинская низменность располагается в пределах западной части Ханты-Мансийской впадины и северной части Восточно-Туринской моноклинали. Одной из наиболее характерных особенностей рельефа низменности является равнинность и террасированность. Высотные отметки основной по площади части низменности не достигают и 50—60 м. Особенности структурно-тектонического плана проступают в ряде черт современного рельефа и гидрографической сети. Так, Иртыш и ряд других рек на отдельных участках ориентированы согласно с простиранием структур фундамента на север-северо-восток, на других же участках — на север-северо-запад, что соответствует простираниям новейших структур.

Среднеобская низменность по площади самая крупная и соответствует бассейну средней Оби на ее субширотном участке. Основная часть этой морфоструктуры располагается на месте Юганской и Ханты-Мансийской впадин, а ее периферические части — в основном в районах развития положительных структур (Ляминский, Сургутский, Нижневартовский своды и др.). На востоке низменности проходит зона Уренгойского мегапрогиба. Поверхность фундамента залегает на большой глубине (в центральной части глубже 3 км). Депрессия на месте морфоструктуры существовала еще в юрское время, а огромные по площади пресноводные бассейны — в палеогене и в первой половине неогена. Позже условия стали субаэральными. В плейстоцене процессы аккумуляции усилились. Одной из наиболее характерных черт этой низменности является террасированность. Террасы сильно заболочены и заозерены, реки интенсивно меандрируют, глубина вреза незначительная, что указывает на ее тектоническое погружение.

Среднеиртышская низменность невелика по площади, но в структурном и геоморфологическом отношении весьма выразительна. Располагается она в пределах разнородных структур (Тюменского мегапрогиба, Тобольского мегавала, Муром-

цевского прогиба и др.). Фундамент залегает на глубине 3—4 км. В мезозое и палеогене в условиях устойчивого прогибания происходила повышенная аккумуляция отложений. Рельеф низменности плоский, ступенчатый (за счет террасированности). Наиболее высокие уровни (около 70—100 м) сформированы в среднем, а более низкие в позднем плейстоцене и голоцене.

### *Морфоскульптура*

Морфоскульптура Западно-Сибирской равнины как в генетическом, так и в морфологическом отношении очень многообразна, и степень ее сохранности и морфологической выраженности различна (рис. 7). Объясняется это тем, что она формировалась в течение длительного времени и под влиянием многих рельефообразующих факторов, причем неоднократно палеогеографические изменения приводили к тому, что одни и те же факторы играли в разные эпохи различную роль. Кроме того, происходило наложение морфоструктур друг на друга, древние морфоструктуры перерабатывались развивавшимися после их формирования процессами.

Поверхности выравнивания распространены на юге Западной Сибири. На юго-западе они относятся к денудационным, а на юго-востоке — к аккумулятивным равнинам (Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей, 1977). Рельеф их поверхности плоский, слабоволнистый.

На Западно-Сибирской равнине выделяются две полигенетические поверхности выравнивания. Формирование более древней относят к ранне-среднеплиоценовому времени, более молодая поверхность выравнивания датируется позднеплиоценовым—раннеплейстоценовым временем. Формирование их происходило в условиях превышавшегося и вновь возникшего денудационно-аккумулятивного выравнивания и корообразования. Поверхности выравнивания приурочены к краевой, тектонически наиболее активной зоне Западно-Сибирской равнины, поэтому их высота и тип (они или денудационные, или аккумулятивные) различны.

Западно-Сибирская равнина дренируется крупнейшими реками Земли. Небольшие продольные уклоны русел обусловили значительную ширину долин (на нижней и средней Оби, например, ширина поймы на некоторых участках достигает 50—60 км). Это обуславливает заозеренность долин и присутствие в разрезах поймы и надпойменных террас озерных отложений. В связи с частыми колебаниями уровня Северного Ледовитого океана и перемещениями его береговой линии в низовьях многих рек на севере развиты морские террасы. Неоднократные оледенения, во время которых речные долины в течение длительного времени оставались перекрытыми ледниковыми покровами, приводили к перерывам развития речной сети. Во внеледниковой области ее развитие было непрерывным, но на самом юге сказывалось влияние горных оледенений.

Господствующими направлениями речных долин Западно-Сибирской равнины являются субмеридиональное, субширотное, северо-западное и северо-восточное. Наличие спрямленных на протяжении сотен километров участков долин, неоднократное чередование суженных и расширенных отрезков, резкие коленообразные изгибы указывают на тесную зависимость рисунка гидрографической сети от структурно-тектонических особенностей территории.

Анализ развития речных долин показывает, что их особенности зависят не только от неотектонических движений и новейшего структурно-тектонического плана, но и от структур осадочного чехла и даже кристаллического фундамента. Например, коленообразные изгибы рек связаны с обтеканием положительных структур. Участки радиального расхождения долин характерны для положительных структур, а радиального схождения — для отрицательных. Удивительно прямолинейная практически на всем протяжении долина Пура — яркое свидетельство наследования ею Гыдан-Омской зоны разломов. Не менее ярким примером являет-

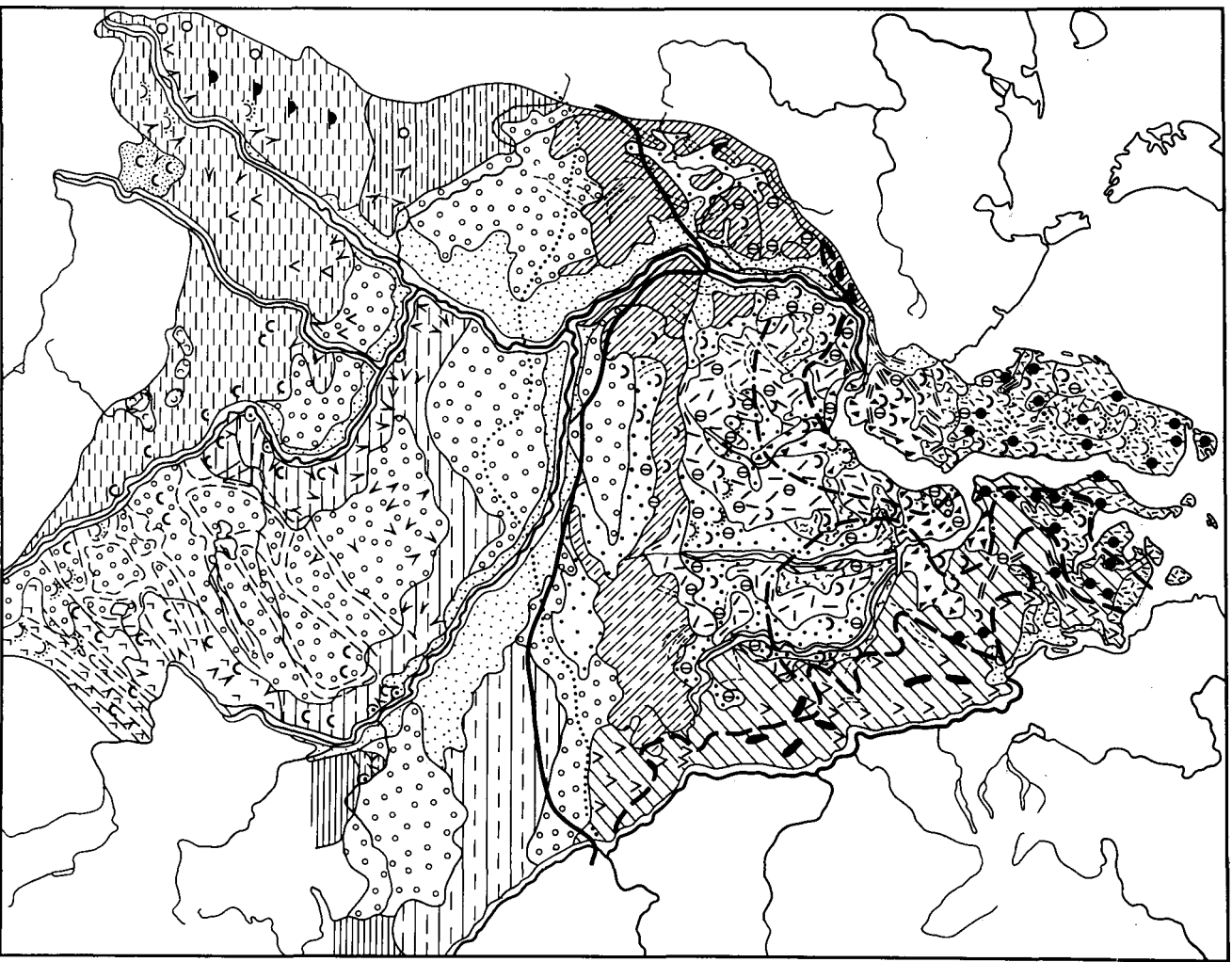
ся долина средней и нижней Оби. Субширотный участок средней Оби и нижняя Обь между Белогорским материком и Ангальским поднятием (район Салехарда) приурочены к Ханты-Мансийской и Нижнеобской впадинам, характеризуются значительной (десятки километров) шириной и обилием протоков и стариц. В то же время для участков пересечения Обью Белогорского материка и Ангальского поднятия характерно резкое сужение долины, уменьшение числа протоков и озер. Наглядным примером обтекания положительных структур является долина отрезка Иртыша между Павлодаром и Ханты-Мансийском. Долина Енисея, которая в отличие от большей части других речных долин Западной Сибири неширока, имеет узкую пойму (иногда практически она совсем отсутствует), узкие, фрагментарно встречающиеся участки террас (преимущественно цокольных). Эти особенности являются отражением ее приуроченности к зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, где фиксируются субмеридиональные разломы.

Большая часть речных долин Западно-Сибирской равнины имеет лестницу широких аккумулятивных, реже эрозионно-аккумулятивных террас. Последние преобладают только в долине Енисея. Эта особенность также отражает в основном специфику тектонического развития территории. Число террас в большинстве долин достигает трех-четырех, иногда пяти. Долина Енисея выделяется и в этом отношении, в ней выше впадения Подкаменной Тунгуски на некоторых участках фиксируются до девяти подпойменных террас. В низовьях Оби, Надьма, Пура, Таза и Енисея все речные террасы замещаются морскими террасами. Причем в связи с колебаниями уровня Северного Ледовитого океана зона их сочленения находится значительно южнее современной береговой линии. Это особенно относится к IV террасе, сформировавшейся в основном в эпоху казанцевской трансгрессии.

Весьма своеобразной и очень хорошо разработанной была речная сеть конца плиоцена—начала плейстоцена. Днища существовавших в то время речных долин вскрываются скважинами значительно ниже современной поверхности, особенно на севере Западно-Сибирской равнины, где они вскрыты на 200—300 м ниже уровня океана. При движении к югу высотные отметки их днищ возрастают и уже в бассейнах нижнего Иртыша и средней Оби становятся положительными, но все же не достигают уреза современных рек. Наиболее крупные из этих долин характеризуются большими глубинами (максимально до 200—300 м), значительной шириной (десятки километров) и большими (по сравнению с современными) продольными уклонами русел. В долинах преобладали процессы эрозии. Установлено, что на месте наиболее крупных современных долин в то время также существовали долины: в ряде случаев наследуются долины даже сравнительно небольших

### Рис. 7. Морфоскульптура Западной Сибири

Азональная. Типы, созданные эрозионно денудационными процессами: 1 — увалистый; 2 — холмисто-увалистый; 3 — плоский и слабоволнистый; 4 — пологоувалистый и увалистый, созданный процессами аккумуляции и последующей эрозии. Комплексы эрозионных, карстовых и суффозионно-просадочных форм: 5 — овраги; 6 — воронки, поля; 7 — пещеры; 8 — западины, степные блюдца; 9 — оползни. Зональная. Комплексы форм унаследованно развивающейся криогенной и нивально-криогенной морфоскульптуры; 10 — термокарст; 11 — бугры пучения; 12 — нерасчлененный комплекс криогенных форм на равнинах. Типы реликтовой морфоскульптуры: 13 — волнистый и пологохолмистый моренных равнин, созданный процессами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции; 14 — увалистый, созданный процессами ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и последующей эрозии; 15 — пологоувалистый. Комплексы форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции; 16 — конечноморенные гряды и маргинальные озы; 17 — моренные холмы; 18 — ложбины стока ледниковых вод. Комплекс аккумулятивных форм разного генезиса; 19 — озовые, местами переработанные современными процессами; 20 — береговые валы; 21 — то же, или моренные гряды (дискуссионные). Полигенетические формы: 22 — гривно-ложбинные; 23 — эрозионно-мерзлотно-тектонические или моренные гряды (дискуссионные); 23 — ложбины стока ледниковых вод. Границы: 24 — оледенения максимального среднеледстоенового (самаровского); 25 — то же, позднеплейстоценового; а — по данным В. А. Николаева, б — по данным Г. И. Лазукова; 26 — области неглубокого залегания многолетнемерзлых пород. Генезис четвертичных рельефообразующих покровов: 27 — морской; 28 — озерный; 29 — аллювиальный; 30 — озерно-аллювиальный; 31 — ледниково-морской; 32 — делювиально-пролювиальный; 33 — лёссовый. Генезис дискуссионный: 34 — водно-ледниковый или ледниково-морской; 35 — водно-ледниковый или морской; 36 — водно-ледниковый или озерно-аллювиальный; 37 — озерно-ледниковый или морской. Комплекс флювиальных форм: 38 — речные долины



- |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
|  | 1  |  | 2  |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  | 6  |  | 7  |  | 8  |
|  | 9  |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |  | 15 |  | 16 |
|  | 17 |  | 18 |  | 19 |  | 20 |  | 21 |  | 22 |  | 23 |  | 24 |
|  | 25 |  | 26 |  | 27 |  | 28 |  | 29 |  | 30 |  | 31 |  | 32 |
|  | 33 |  | 34 |  | 35 |  | 36 |  | 37 |  | 38 |  |    |  |    |



рек. Такая хорошо выраженная унаследованность объясняется тем, что большая часть долин (особенно крупных) приурочена к отрицательным тектоническим структурам. Однако в современном рельефе долины того времени не выражены, так как они погребены под мощной толщей осадков разного генезиса (морских, ледниковых, аллювиальных, озерных, субаэральных).

Смена в конце плиоцена—начале плейстоцена тектонических поднятий опусканиями обусловила длительную трансгрессию Полярного бассейна и постепенное погребение гидрографической сети. Речная сеть, близкая к современной, начала закладываться в конце среднего—начале позднего плейстоцена. С этого времени в речных долинах начали формироваться выраженные в современном рельефе террасы. Таким образом, речная сеть на значительных пространствах Западной Сибири весьма молодая. В южных внеледниковых районах она развивалась непрерывно с неогена.

Рельеф междуречных пространств, также претерпевший ряд преобразований, развивался под воздействием многих факторов. Главными среди них были неотектонические движения, оказывающие большое влияние на все другие факторы рельефообразования (экзарационно-аккумулятивную деятельность ледниковых покровов, морские трансгрессии и регрессии и др.). Большую роль играли и рельефообразующие процессы, связанные с многолетней мерзлотой, которая в ледниковые эпохи распространялась значительно южнее, чем в настоящее время.

Выше уже отмечалось, что наблюдаемая степень густоты и глубины расчленения территории связана со спецификой проявления неотектонических движений. Особенно густо и глубоко расчленены наиболее быстро воздымавшиеся положительные структуры — Белогорский и Тобольский материк, Верхнетазовская, Хетская и некоторые другие возвышенности. На подмываемом Обью западном склоне Белогорского материка глубина расчленения достигает, а местами и превышает 100 м. Для Верхнетазовской возвышенности характерны глубоко врезанные, сравнительно узкие речные долины с невыработанным продольным профилем. В пределах структур с меньшими скоростями поднятия (Ненецкая, Таз-Пурская возвышенности и др.) густота расчленения заметно меньше, а его глубина не превышает 50 м, более пологи и продольные уклоны русел. Территории в области внешнего морфоструктурного пояса, как правило, расчленены глубже, но все же и здесь, даже в пределах отрицательных морфоструктур, большей частью весьма незначительно.

Огромные площади к северу от Сибирских Увалов занимает морфоскульптура морского типа. Ее южная граница совпадает с границей максимального распространения ямальской трансгрессии (ранний—средний плейстоцен), в конце которой была сформирована морская аккумулятивная равнина (с высотными отметками до 80—120 м, а в пределах наиболее активных структур — до 200 и даже до 280 м). В настоящее время она занимает междуречные пространства рек севера Западно-Сибирской равнины. В формировании ямальской свиты заметное участие принимали ледниковые и ледниково-морские отложения, сформировавшиеся ледниками, спускавшимися с Урала и Средне-Сибирского плоскогорья. Местами поверхность морской равнины осложнена грядовым полигенетическим рельефом. Участками он представляет собой подводные морские аккумулятивные гряды, местами — образования мерзлотного или эрозионного генезиса. Такие участки нередко приурочены к выходам на поверхность палеогеновых отложений.

Большую площадь занимает аккумулятивная равнина Казанцевского возраста (с отметками 50—80, иногда до 90 м). Аккумулятивных формирований типа гряд на ней очень мало, практически не встречается и грядово-линейный рельеф. Казанцевская равнина сложена более мелководными отложениями, чем ямальская равнина. Более молодые (позднеплейстоцен-голоценовые) образования морского генезиса представлены тремя террасами прибрежно-морской и лайдовой аккумуляции, широко распространенными на Ямале, Гыдане, севере Тазовского

полуострова и в низовьях Енисея. На поверхности террас изредка встречаются формы прибрежно-морской аккумуляции и абразии (песчаные гряды, валы, межгрядовые понижения и др.).

Морфоскульптура ледникового и водно-ледникового типа представлена в основном морскими, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми равнинами самаровского и зырянского оледенений (Мизеров, 1966; Лазуков, 1970; Архипов, 1971; Зубаков, 1972; Земцов, 1976; и др.). Наибольшие площади заняты ледниково-аккумулятивными равнинами самаровского оледенения. В краевой зоне самаровского ледникового покрова и за его пределами широко распространены обширные плоские и слабо расчлененные поля зандровых равнин. Ледниковый рельеф сохранился лишь в области зырянского оледенения, которое далеко в глубь Западно-Сибирской равнины не проникало. В этой области участками представлен хорошо морфологически выраженный холмистый, холмисто-грядовый и грядовый рельеф. Особенно четко он представлен на мысе Салемал (нижняя Обь), в бассейне Турухана и на ряде участков по левобережью Енисея. Выделяется (в основном в бассейне Енисея) несколько полос холмисто-грядового рельефа, которые многими исследователями сопоставляются со стадиями последнего оледенения. Ледниково-аккумулятивная природа этих образований признается не всеми геоморфологами (Чочия, Кузин, 1964; Генералов, 1981). Поэтому и границы оледенения проводятся по-разному. На Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн, кроме того, отражена различная трактовка генезиса многих грядовых форм и аккумулятивных покровов.

Морфоскульптура флювиального типа распространена широко на всей Западно-Сибирской равнине во внеледниковой области она явно господствует над всеми другими типами морфоскульптуры. Флювиальные формы рельефа формировались во все этапы развития и представлены как эрозионными, так и аккумулятивными формами. В связи с разным геологическим возрастом элементы флювиальной морфоструктуры в морфологическом отношении весьма разнообразны (от очень слабо до очень хорошо сохранившихся). Основными формами ее являются аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные равнины и террасы, а также различного рода промоины, овраги, балки и речные долины в целом.

Во внешнем морфоскульптурном поясе из наиболее древних форм рельефа сохранились аллювиальные, аллювиально-озерные и озерные равнины неоген-раннеплейстоценового возраста. В связи с различным характером проявления неотектонических движений эти равнины разновысотны и представлены в разных районах различным числом уровней. В общем же они относятся к равнинам с высотными отметками, превышающими 120—130 м.

Обширные пространства занимают аллювиально-озерные и озерные равнины среднеплейстоценового возраста, формировавшиеся в эпоху самаровского оледенения. В их сложении участвует мощная толща осадков, накапливавшихся в условиях высокого положения базиса эрозии (уровень ямальского моря) и тектонических опусканий. В связи с этим мощность осадков достигает десятков метров. В разрезах значительное место занимают озерные фации. Поверхность этой полигенетической равнины на больших площадях является ныне междуречьем, плоским, субгоризонтальным, сильно заозеренным и заболоченным. В северном направлении (в зоне Сибирских Увалов и севернее их) она переходит в охарактеризованную морскую ямальскую равнину. На правобережье субширотного отрезка долины Оби формирование равнины осуществлялось не только речными потоками, но и талыми ледниковыми водами. В предгорьях Алтая эта равнина переходит в пятую надпойменную террасу Оби. Время формирования рассматриваемого уровня характеризовалось наименьшей (за весь новейший этап) глубиной расчленения.

Широко распространена аллювиально-озерная равнина, формировавшаяся в казанцевское межледниковье и являющаяся ныне IV надпойменной террасой

(50—80 м). Ее формирование на обширных пространствах в северной части Западной Сибири явилось начальным этапом образования сети современных речных долин; в это время заложился плановый рисунок гидросети. На поверхности наиболее низких — I и в меньшей мере II надпойменных террас на многих участках развиты эрозионно-аккумулятивные формы (гряды, валы, староречья, озерные западины и т.п.).

На юге Западной Сибири довольно широко распространен гривно-ложбинный рельеф. На одних участках гривно-ложбинные формы ориентированы согласно с простираем современных речных долин, на других — вкрест их простираения. По вопросам его генезиса и возраста до сих пор не прекращаются дискуссии. По мнению авторов этого раздела, этот рельеф большей частью имеет эрозионно-аккумулятивное происхождение. Вместе с тем существуют аналогичные образования и эолового генезиса.

Морфоскульптура денудационного типа развита главным образом на юге Западно-Сибирской равнины. Она представлена в основном несколькими уровнями денудационных равнин, распространенных в диапазоне высот от 110 до 400 м. Все они приурочены к внешнему морфоскульптурному поясу. Формирование равнин происходило преимущественно в неогене. Их цоколь сложен разновозрастными породами палеозоя и чаще мезокайнозоя. Встречаются и коры выветривания. Плейстоценовые отложения распространены неповсеместно и, как правило, мало мощны. В генетическом отношении это чаще всего супесчано-суглинистые субаэральные отложения.

При составлении Геоморфологической карты СССР масштаба 1:2,5 млн ее авторам не удалось преодолеть отмечавшиеся выше расхождения границ самаровского и зырянского оледенений. Учитывая, что этот вопрос требует дальнейшего исследования, было сочтено целесообразным привести на ней два варианта их границ.

Максимальным было самаровское среднеплейстоценовое оледенение. Ледниково-аккумулятивный рельеф этого возраста не сохранился. Поэтому граница проводится по геологическим данным, что обусловило ее схематичность. Многие исследователи считают, что уральский и сибирский ледниковые покровы этого оледенения соединялись. В связи с этим граница этого оледенения проводится непрерывной линией от Урала до Средне-Сибирского плоскогорья. По мнению же других геоморфологов, эти покровы в эпоху зырянского оледенения не смыкались. Не существовало и огромного подпрудного озерного бассейна, так как речной сток на север отсутствовал.

Размеры зырянского оледенения (поздний плейстоцен) также определяются весьма различно. Нет единогласия по этому вопросу и между авторами этого раздела, что явилось причиной показа на Геоморфологической карте СССР двух вариантов границ этого оледенения. Согласно представлению одних исследователей, зырянские ледники далеко в пределы Западно-Сибирской равнины не заходили, а льды, спустившиеся с Урала, перекрывали долину Оби только в районе Салехарда. Но была ими перекрыта только его юго-западная часть. На востоке Сибирский ледниковый покров доходил только до правобережья Турухана, где развит хорошо выраженный ледниково-аккумулятивный рельеф. Другие исследователи считают, что зырянское оледенение охватывало большую территорию. По их мнению, в бассейне нижней Оби льды достигали верховьев Куновата и на значительной площади распространялись на правобережье Оби. На востоке, по их мнению, льды достигали долины Таза.

Отложения максимальной ранне-среднеплейстоценовой трансгрессии Полярного бассейна известны на обширных пространствах севера Западной Сибири вплоть до Сибирских Увалов. Однако, поскольку они еще слабо изучены, южная граница максимальной трансгрессии определена лишь схематично, и поэтому на Геоморфологической карте СССР масштаба 1:2,5 млн не показана. Уровень моря поднимался в это время на 100—120 м выше современного.

Казанцевская трансгрессия Полярного бассейна (первая половина позднего плейстоцена) охватывала заметно меньшую площадь. Ее уровень превышал современный уровень океана на 50—70 м. Наиболее далеко на юг она проникала по речным долинам, образуя заливы типа современных губ. Эта трансгрессия была наиболее тепловодной за весь плейстоцен.

## РАВНИНЫ И НИЗКОГОРЬЯ КАЗАХСТАНА (КАЗАХСКИЙ ШИТ)

Казахский щит — выступ сложнодислоцированного, складчато-глыбового основания Урало-Сибирской эпигерцинской платформы. В морфоструктурном отношении он представляет целостную область преимущественного развития цокольных равнин и островных низкогорий со специфическим, мелкосопочным типом расчленения. Это обусловило широко распространенное название территории как Центрально-Казахстанский мелкосопочник.

На юго-западе, западе, севере и северо-востоке Казахский щит граничит с платформенными морфоструктурами Чуйской, Тургайской и Иртышской синеклиз, а на юге и юго-востоке — с орогенной областью Центрально-Азиатского пояса. На западе его морфологически выраженная граница с пластово-денудационными равнинами Тургая проходит около 66° в.д. Частично она связана с разрывными нарушениями (Николаев, 1962). На севере, северо-востоке и юго-западе цокольные равнины щита через промежуточную полосу полупогребенных цокольных равнин довольно плавно переходят в пластово-денудационные равнины Иртышской и Чуйской синеклиз. Наиболее условны южная и юго-восточная границы щита, поскольку переход платформенных морфоструктур в орогенные не везде четкий. В этой части его, в пределах Балхашской, Алакольской и Зайсанской предгорных впадин, широко представлены разнообразные переходные морфоструктуры зоны сочленения платформенных равнин и орогенов.

### *Основные черты орографии и морфоструктура*

В орографическом отношении для рассматриваемой территории характерна монолитность, проявляющаяся в слабой дифференциации его рельефа на крупные орографические единицы и преобладании равнин с абсолютными отметками, превышающими 200 м (максимальная абсолютная высота 1565 м). Однако между западной и восточной частями территории (граница между ними проходит по 71° в.д.) отмечаются известные различия. В западной части крупные орографически обособленные возвышенности — Кокчетавская, Улутауская — и Сарысу-Тенгизский водораздел разделены относительно пониженными равнинами Тенгизской и Сарысуйской впадин. В восточной части щит имеет форму обширного ступенчато-сводового поднятия (Центрально-Казахстанского) с более коротким южным и растянутым северным склонами. В этой части его особенно ярко проявляется ярусное устройство поверхности — широкое развитие системы разновысотных уровней, как региональных, так и локальных.

Представление о многоярусном ландшафте Казахского щита наиболее последовательно развивалось в работах Г. Ц. Медоева (1960) и его последователей. Однако в отношении генетической оценки этой ярусности исследователи не имеют единого мнения. Остается дискуссионным вопрос о том, представляют ли эти разновысотные уровни поверхности выравнивания различного возраста или являются в разной степени деформированными фрагментами единого пенеплена. Наиболее распространено представление, согласно которому современный морфоструктурный план Казахского щита сформировался на основе древнего пенеплена. На Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР масштаба 1:2,5 млн (1971)