

И. Г. ГОЛЬБРАЙХ, В. В. ЗАБАЛУЕВ,
А. Н. ЛАСТОЧКИН, Г. Р. МИРКИН,
И. В. РЕЙНИН

**М О Р Ф О С Т Р У К Т У Р Н Ы Е
М Е Т О Д Ы И З У Ч Е Н И Я Т Е К Т О Н И К И
З А К Р Ы Т Ы Х П Л А Т Ф О Р М Е Н Н Ы Х
Н Е Ф Т Е Г А З О Н О С Н Ы Х
О Б Л А С Т Е Й**

НЕДРА
1968

И. Г. ГОЛЬБРАЙХ, В. В. ЗАБАЛУЕВ,
А. Н. ЛАСТОЧКИН, Г. Р. МИРКИН,
И. В. РЕЙНИН



МОРФОСТРУКТУРНЫЕ
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИКИ
ЗАКРЫТЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
ОБЛАСТЕЙ

5362



Издательство „НЕДРА“
Ленинградское отделение
Ленинград • 1968



Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Ласточкин А. Н., Миркин Г. Р., Рейнин И. В. Л., Недра, 1968. 152 стр.

Наряду с кратким обзором применяющихся ныне морфоструктурных методов книга содержит подробное описание трех групп методов. Во-первых, это методы, исключющие экзогенную составляющую процесса рельефообразования (построение карт тектонического рельефа и морфометрических карт). Во-вторых, — изучение суммарной расчлененности рельефа, которая может служить показателем интенсивности новейших движений. В-третьих, — метод изучения мегатрещиноватости, т. е. всевозможных спрямленных элементов рельефа и растительного покрова, отражающих разрывные нарушения. В книге описываются методика построений, приемы обработки и интерпретации получаемых результатов.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геоморфологов, ведущих исследования на закрытых территориях, и может служить методическим руководством по применению ряда морфоструктурных методов.

Табл. 4, илл. 52, библи. 351.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	4
Глава I. Основные методы морфоструктурного анализа (А. Н. Ласточкин, И. В. Рейнин, В. И. Якушев)	5
Геоморфологические методы	6
Геолого-геоморфологические методы	22
Геологические методы	24
Ландшафтные методы	26
Глава II. Учет экзогенных факторов при морфометрических построениях в морфоструктурном анализе (А. Н. Ласточкин)	29
Основные принципы применения морфометрических построений в морфоструктурном анализе	30
Геоморфологическая сущность и построение базисных поверхностей	32
Реконструкция тектонического рельефа	39
Глава III. Анализ расчлененности рельефа для оценки интенсивности новейших движений (И. В. Рейнин, В. И. Якушев)	44
Глава IV. Метод изучения мегатрещиноватости (И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, Г. Р. Миркин)	54
История вопроса	—
Вопросы терминологии	57
Характеристика мегатрещин	59
Спряженные элементы рельефа нетектонического происхождения	67
Механизм проявления трещин и разрывов в рельефе и их количественная связь с мегатрещинами	69
Выделение и измерение мегатрещин на аэрофотоснимках и топокартах	83
Глава V. Тектонический анализ мегатрещиноватости (И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, Г. Р. Миркин)	87
Связь разрывных и пликвативных структур; локальная, региональная и планетарная трещиноватость	—
Интерпретация данных изучения ориентировки мегатрещин	93
Интерпретация данных изучения густоты мегатрещиноватости	110
Возраст структурных этажей, строение которых отражается в особенностях распределения мегатрещиноватости	122
К вопросу о связи разновозрастных структурных планов	125
Границы применения методики изучения мегатрещиноватости	133
Дальнейшие пути развития методики изучения мегатрещиноватости	135
Литература	137

ПРЕДИСЛОВИЕ

Морфоструктурные методы исследований закрытых территорий в последние годы широко применялись геологами и геоморфологами ВНИГРИ при изучении тектонического строения севера Западной Сибири, Вилуйской синеклизы, Иркутского амфитеатра, Тунгусской синеклизы, некоторых районов севера Русской платформы, Мангышлака и Дальнего Востока. В процессе этих исследований применялись не только уже известные морфоструктурные методы, но и производились дальнейшая их разработка и приспособление к особенностям изучаемых территорий.

Данная книга обобщает опыт некоторых работ, проведенных во ВНИГРИ в 1961—1965 гг. Она не претендует на полный и обстоятельный обзор сложившегося к настоящему времени комплекса морфоструктурных методов. Напротив, краткий обзор этих методов, приведенный в гл. I, служит необходимым фоном для изложения достигнутых некоторыми исследователями ВНИГРИ результатов, определяя их место в комплексе морфоструктурных методов.

Это в первую очередь работы А. Н. Ласточкина, имеющие своей целью учет влияния экзогенных факторов рельефообразования и восстановление самой верхней структурной поверхности. Они позволяют внести существенные коррективы в методику построения карт базисных поверхностей (метод В. П. Философова) и обосновывают перспективную методику построения карт тектонического рельефа (гл. II).

Исследования И. В. Рейнина и В. И. Якушева (гл. III) представляют собой попытку использовать суммарную расчлененность рельефа для оценки интенсивности новейших движений и, наконец, две последние, самые обширные главы, посвящены методу изучения мегатрещиноватости, разрабатываемому И. Г. Гольбрайхом, В. В. Забалуевым и Г. Р. Миркиным. Эти главы являются наиболее полным и систематическим описанием метода, еще слабо отраженного в научной литературе.

ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Впервые основную задачу структурной геоморфологии определил в 1924 г. В. Пенк [1961], который писал, что «. . . рельеф данного участка земной поверхности, характер его движения и комплекс действующих экзогенных факторов находятся, подобно трем величинам в уравнении, в закономерном соотношении между собою». Отсюда, основная задача морфоструктурного анализа заключается в том, чтобы «. . . из совокупности морфологических фактов и экзогенных процессов путем решения трехчленного уравнения определить направление и темп движений земной коры».

К настоящему времени взгляды на цели и задачи морфоструктурного анализа в значительной степени развиты и дополнены в работах И. П. Герасимова [1946, 1959], Ю. А. Мещерякова [1957, 1960а, 1965а и др.], В. П. Философова [1960, 1963], К. И. Геренчука [1960а, б], Н. А. Флоренсова [1965], А. П. Рождественского [1965] и других, хотя теоретические предпосылки В. Пенка не потеряли своего значения. Целью морфоструктурного анализа является установление закономерностей связи между тектоническими движениями, современным и погребенным рельефом и использование этих закономерностей для выявления структурного плана территории. Особое практическое значение морфоструктурный анализ приобретает при нефтегазопромысловых работах в закрытых платформенных областях.

Успешное развитие геоморфологии в настоящее время объясняется тем, что большинство геоморфологов связывает развитие и особенности рельефа с тектоническими движениями и структурами земной коры и признает доминирующее значение эндогенных факторов рельефообразования. Рельеф представляет собой самую верхнюю (молодую) структурную поверхность, созданную совокупной деятельностью экзогенных и эндогенных факторов с преобладанием последних, которые образуют «первичные» формы рельефа (морфоструктура), осложненные различными денудационными и аккумулятивными формами (морфоскульптура).

Однако и морфоскульптурные формы рельефа непосредственно связаны с особенностями строения земной коры и подчинены новейшим тектоническим движениям, что видно из следующего. Во-первых, развитие тектонической структуры определяет начало деятельности агентов расчленения и само их существование. Во-вторых, все формы расчленения подчинены «первичным» формам тектонического рельефа. Кроме этого, известно, что тектонические процессы всегда сопряжены с неравномерным распределением плотностей

масс. Разность потенциалов силы тяжести обуславливает как гишсо-метрию тектонической поверхности, так и интенсивность ее расчленения.

На этом положении основана современная теория высот [Молоденский, 1948; Еремеев, 1951 и др.], данные которой использованы в морфоструктурном анализе В. П. Философовым [1963], а также выводы Р. М. Деменицкой [1961], Ф. Г. Гурари и Н. А. Соловьевой [1963] о связи между аномалиями силы тяжести и высотами земной поверхности.

Основным понятием структурной геоморфологии является морфоструктура [Герасимов, 1946, 1959; Мещеряков, 1965а]. Это понятие еще точно не определено, а термин «морфоструктура» имеет много синонимов (морфологическая структура, неотектоническая структура, элементы морфотектоники, геоморфологическая структура), однако во всех случаях под ними понимается структурное образование, так или иначе выраженное в рельефе. По И. П. Герасимову [1946], платформенные морфоструктуры являются следствием новейших тектонических движений.

Морфоструктурный анализ в настоящее время обладает довольно обширным арсеналом методов и приемов изучения новейшего структурного плана. Классификация их дается в работе А. П. Рождественского и др. [1963] и наиболее подробно и полно в статье А. М. Берлянта [1966], в которой они классифицируются с точки зрения использования картографических материалов. В настоящей работе все эти методы и приемы подразделяются по характеру подхода к решению основной задачи морфоструктурного анализа на геоморфологические, геолого-геоморфологические, геологические, ландшафтные и аэрофотометоды.

Краткое описание этих методов приводится ниже. Несколько особо стоит метод мегатрещиноватости, который предполагает комплексное изучение прямолинейных элементов орогидрографии, полос и границ растительных сообществ и границ геоморфологических уровней (уступов). Своеобразие метода также заключается в том, что результаты его применения выходят за рамки анализа новейшего структурного плана.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геоморфологические методы включают в себя наибольшее количество приемов и построений, направленных на выявление структурного плана территории. В отличие от геолого-геоморфологических методов (см. ниже), которые прежде всего основаны на определении возраста и генезиса рельефа, эта группа методов связана с изучением плановых и высотных характеристик земной поверхности, морфологии и морфометрии ее форм. Однако и при морфографическом и морфометрическом анализе необходимо учитывать возраст и физико-географические факторы, определяющие расчленение «первичных» тектонических неровностей. Для этого разработаны основные

принципы применения этих методов при морфоструктурных исследованиях (гл. II).

По детальности исследований геоморфологические методы могут заключаться в качественном изучении различных элементов рельефа с последующей тектонической интерпретацией (морфографический метод) и в количественном анализе различных орографических и гидрографических характеристик (морфометрические методы). Поиски путей решения основной задачи структурной геоморфологии этими методами ведутся с помощью анализа как гипсометрии рельефа, так и различных гидрографических характеристик. Общее в предположениях ко всем этим методам заключается в положении о тектонической предопределенности абсолютных и относительных высот рельефа и глубокой связи элементов орогидрографии с новейшим структурным планом изучаемых территорий.

Все орогидрографические характеристики можно разделить на две группы: плановые и высотные. Это деление часто бывает условным, так как некоторые характеристики могут быть представлены одновременно во всех трех измерениях (например, форма водоразделов или расчлененность). Но оно совершенно необходимо для практических работ, в частности для выбора наиболее эффективного построения и выделения его в рациональный комплекс структурно-геоморфологических исследований на той или иной территории.

В районах, где топографические карты, созданные на основе аэрофотосъемки, имеют хорошую плановую привязку и малую точность высотной основы, наиболее целесообразно изучать плановые характеристики форм рельефа.

Там же, где топографические карты построены на основании наземных топографических работ, что обеспечивает хорошую высотную привязку, эффективнее анализировать высотные характеристики форм рельефа. Естественно, что такое деление не исключает применения по возможности всего комплекса методов, основанных на анализе как высотных, так и плановых характеристик, а только выделяет из него наиболее эффективные и точные методы для определенной территории.

Морфографические методы

Морфографические методы заключаются в качественном анализе рельефа по топографическим картам и полевым наблюдениям. При этом выявляются признаки новейших положительных и отрицательных структур, а также проводится орографическое районирование.

1. Распределение абсолютных отметок и основных элементов орогидрографии по территории анализируется в первую очередь. На гипсометрических картах выделяются наиболее возвышенные и пониженные участки, обычно значительные по площади, которые чаще всего отражают новейшие движения соответствующего знака. Однако при

этом надо всегда учитывать, что современная дневная поверхность есть результат взаимодействия этих движений с экзогенными факторами, из которых наибольшее значение имеет деятельность поверхностных текучих вод. Поэтому при качественном анализе гипсо-

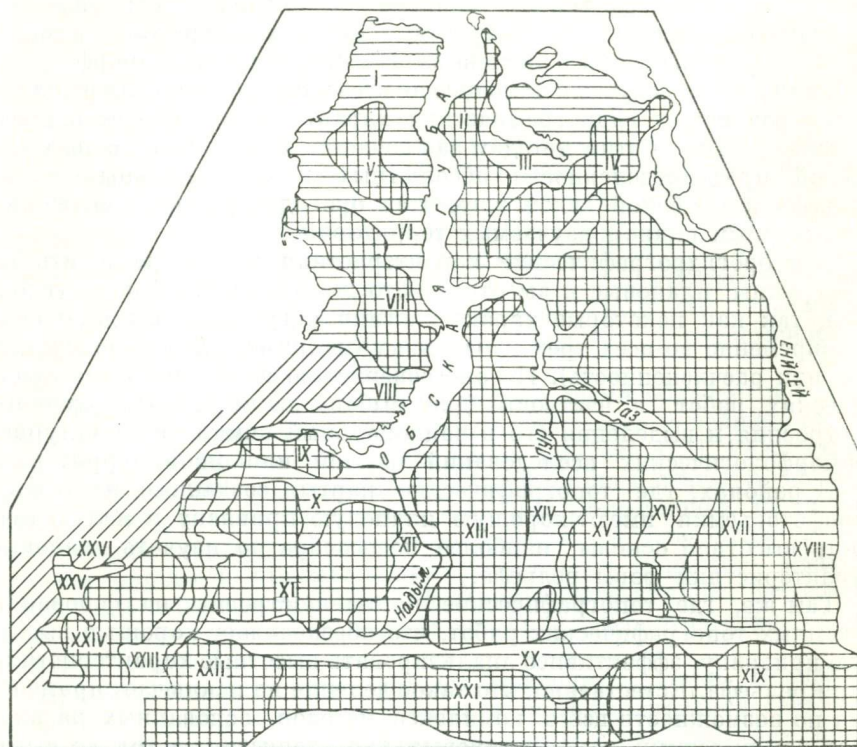


Рис. 1. Схема орографического районирования севера Западно-Сибирской плиты (составил А. Н. Ласточкин).

Низменности: I — Северо-Ямальская; III — Северо-Гыданская; VI — Нейтинская; VIII — Байдарацкая; X — Полуйская; XII — Надымская; XIV — Пуровская; XVI — Тазовская; XVIII — Туруханская; XX — Казым-Толькинская; XXIII — Усть-Обская; XXV — Сосьва-Ляпинская.

Возвышенности: II — Западно-Гыданская; IV — Средне-Гыданская; V — Средне-Ямальская; VII — Хой; IX — Салехардский увал; XI — Полуйская; XIII — Пур-Надымская; XV — Пур-Тазовская; XVII — Приенейская; XIX — Верхне-Тазовская; XXI — Нумтовская; XXII — Кандинская; XXIV — Люлимвор; XXVI — Приуральский склон.

метрии особое внимание следует обращать на поверхность водораздельных пространств, которая в меньшей степени подвергается эрозионной обработке. Крупные черты орогидрографии обычно связаны с новейшими движениями. Поэтому к отрицательным формам, в основном к крупным речным долинам, приурочены новейшие опускания и, наоборот, к водораздельным пространствам — поднятия.

Такая закономерность установлена на Русской платформе К. И. Геренчуком [1960а, б], В. П. Философовым [1960], Ю. А. Мещеряковым [1965а] и др.

Анализ гипсометрии и орогидрографии севера Западной Сибири указывает на то, что почти все крупные черты орогидрографического плана обусловлены унаследованным развитием положительных и отрицательных структур I и II порядка в новейший тектонический этап (рис. 1). На выраженность в рельефе влияют интенсивность их развития в новейшее время, а также размеры и форма. Чем больше размеры структурных элементов, тем четче они проявляются в орогидрографическом рисунке. Наиболее ярко выражены в гипсометрии вытянутые структуры (валы, прогибы), которые в большинстве своем приурочены к зонам глубинных разломов, живущих в новейший тектонический этап. Так, например, к Северо-Сосьвинской, Надымской, Пуровской, Тазовской низменностям приурочены соответственно Ляпинский мегапрогиб, Надымская впадина, Уренгойский и Худосейский мегапрогибы. Пур-Надымская, Пур-Тазовская возвышенности, а также возвышенности Хой и Люлимовор отражают известные положительные структуры: Ненецкий, Северный и Тазовский своды, Северо-Сосьвинский и Нурминский мегавалы.

Качественный анализ гипсометрии и орогидрографии сейчас приобретает большое значение и применяется на Русской платформе [Геренчук, 1960а, б; Рождественский и др., 1963; Мещеряков, 1965а и др.], Западно-Сибирской плите [Мещеряков, 1962, 1965а; Николаев, 1962; Худяков, 1963; Ласточкин, 1963 и др.], Сибирской платформе [Воскресенский, 1962; Николаев, 1962 и др.]. Результатом этого анализа является орогидрографическое районирование [Мещеряков, 1965а], которое заключается в выделении крупных положительных и отрицательных орографических элементов (возвышенности, низменности, увалы, гряды и т. д.). Основным критерием их выделения являются гипсометрические характеристики (абсолютные и относительные высоты) и расположение в общем орогидрографическом плане. Основные принципы районирования заключаются в строгой соподчиненности и соразмерности выделяемых орографических районов.

2. Вертикальная и горизонтальная расчлененность является одним из наиболее четких признаков, который отмечается при анализе картографического материала. Интенсивность расчлененности можно качественно оценить по резкой разнице в заложении горизонталей (вертикальная расчлененность) и увеличению (или уменьшению) числа потоков на единицу площади (горизонтальная расчлененность). Чаще всего эти характеристики изменяются одновременно при переходе из одной территории на другую. Наиболее четко оконтуриваются обычно большие участки с высокой суммарной расчлененностью, которые характеризуются или значительными подвижками положительного знака относительно соседних территорий, или резко дифференцированными

движениями, приуроченными к крупным разломным зонам (см. гл. III). Необходимо учитывать, что часто в придолинных участках расчленение повышается за счет литологических факторов или резких уклонов эрозионного происхождения (борта долин, уступы террас).

3. Наличие денудационных останцов и отдельных возвышенностей, которые часто образуют характерные группировки на выровненных поверхностях между речий и речных террасовых уровнях, указывает на новейшие поднятия и интенсивную эрозию в их пределах. Вместе с этим на участках поднятий при образовании останцов эрозия не успевает (или не успевала) полностью сnivelировать рельеф. Подобные останцы и отдельные возвышенности необходимо отличать от насыпных (аккумулятивных) форм (дюны, барханы, озы, камы, конечноморенные образования), от форм мерзлотного происхождения (бугры пучения, торфяные бугры) и от останцов, обязанных своим происхождением «наличию брони» из трудно размываемых пород (интрузивы, кварцитовидные песчаники и др.).

4. Асимметрия долин является многофакторным явлением и заключается в различной крутизне противоположных бортов долин. Прежде всего на поперечный профиль долин оказывают влияние силы Кориолиса, создавая в нашем полушарии правостороннюю асимметрию [Воскресенский, 1947; Шанцер, 1951; Геренчук, 1960а, б]. Затем отмечаются такие факторы, как центробежная сила Земли, центробежная сила речного потока, тектонический фактор и аномалии в гравитационном поле [Философов, 1960]. Однако, как показали работы Е. Г. Качугина [1950], О. Ю. Пославской [1952], В. Е. Хаина [1954], К. И. Геренчука [1960а, б], А. П. Рождественского и др., [1963], В. Н. Сементовского [1963], В. Я. Гвина [1963], Г. И. Худякова [1963], решающим фактором образования асимметрии являются первичные тектонические неровности, рост структур и взаимодействие последних с речными потоками. В связи с последним необходимо отметить, что асимметрия долин часто сопряжена с участками огибания высокоамплитудных структур этими долинами, причем крутой берег реки обычно расположен ближе к осевой части структуры, чем пологий. Таким образом, резкая локальная асимметрия поперечного профиля долины, связанная с изменением ее направления, указывает на наличие новейшего поднятия. Если асимметричное строение долины имеет место на всем или значительном протяжении, то это может быть связано с региональным тектоническим уклоном или с общепланетарными силами. В первом случае асимметрия долин и междуречий совпадает, т. е. имеет место полная согласованная асимметрия, по В. П. Философову [1960].

5. Форма водоразделов в большинстве случаев может быть объяснена только развитием новейших тектонических структур. Среди водоразделов можно выявить вытянутые валообразные, изометричные, куполообразные и водоразделы более сложной формы. В то время как асимметрия речных долин может иметь много при-

чин, асимметрия междуречий определяется только тектоническим фактором [Философов, 1960; Геренчук, 1960а, б]. Но так же как и в первом случае, крутой склон водораздела приурочен к наиболее активно растущему участку. Наибольший интерес представляют резко суженные водоразделы рек, которые, по В. Я. Гвину [1963], могут образоваться за счет отступления рек навстречу друг другу. При этом долины рек, стекающих с них, вытянуты по нормали к водораздельной линии. В другом случае узкие водоразделы связаны с растущей линейной структурой (вал, флексура и т. д.), и реки, разделяемые этими водоразделами, текут параллельно им.

6. Врезанные меандры встречаются на платформах значительно реже, чем перечисленные выше показатели. Тем не менее они всегда могут быть однозначно интерпретированы как яркие признаки поднятий [Николаев, 1949; Шанцер, 1951; Геренчук, 1960а, б; Рождественский, 1963; Гвин, 1963 и др.]. В пределах относительно стабильных участков долин речное русло свободно меандрирует обычно среди широкой, не очень возвышающейся над урезом воды поймы. Меандры, глубоко врезанные в аллювий современной поймы, указывают на активное поднятие за голоценовое время. Примером этого могут служить участки долин рек Турухан, Хулга и других в Западной Сибири. Меандры, врезанные в коренные породы, могут образовываться в течение более длительного отрезка времени. Так, в Западной Башкирии образовавшиеся врезанные «коренные» меандры указывают на активное поднятие в преадакчагыльское время [Рождественский и др., 1963].

7. Плановое очертание речного русла кроме гидродинамических факторов, определяющих его, зависит также от изменения высот общих и местных базисов эрозии. В основе изменения местных базисов лежат тектонические движения различного знака. Участки спрямленных русел рек указывают на их относительное поднятие, в то время как участки интенсивного развития блуждающих меандр и заболоченности поймы указывают на опускание за голоценовое время [Рождественский и др., 1963]. Ценный материал для тектонической интерпретации представляют собой разновременные топографические карты и аэрофотоснимки, на которых можно определить изменение извилистости русел во времени.

8. Ширина долин и речных террас имеет различные величины в пределах одной долины и зависит от гидрологических факторов и от неотектонических движений.

При увеличении расхода воды, т. е. при движении по реке сверху вниз, ширина долин и террас увеличивается. Резкое расширение, особенно нижних речных террас, имеет место обычно в местах впадения в изучаемую долину крупных притоков. Учитывая расширения и сужения, обязанные изменению гидрологических характеристик потока, можно выделить тектонически обусловленные изменения в ширине отдельных террас, террасового комплекса и долины в целом.

Чаще всего четкообразное строение долины обязано чередованию участков новейших опусканий и поднятий, которые пересекаются

рекой. В пределах новейших поднятий донная (глубинная) эрозия преобладает, в результате чего образуются суженные участки антецедентных долин. Образование антецедентных участков долин в результате роста антиклинальной структуры было подтверждено данными экспериментальной геоморфологии [Маккавеев и др., 1961] (рис. 2) и многочисленным фактическим материалом [Рагозин, 1948; Хаин, 1954; Николаев, 1962 и многие другие].

Наиболее часто при морфоструктурных исследованиях анализируется ширина пойменных террас или меандрового пояса [Кулаков, 1964; Соколовский, Волков, 1965 и др.]. При этом устанавливается определенная зависимость ширины этих уровней от развития локальных структур. Перед участками поднятий отмечается их расширение, а на самих участках — резкое сужение (см. рис. 3; II—14).

Большинство из указанных выше признаков новейших поднятий и опусканий в настоящее время анализируются количественно (см. ниже).

9. **П л а н о в ы й р и с у н о к р е ч н ы х д о л и н**, являющийся важным критерием при выделении положительных структур [Розанов, 1955; Лаврентьев, 1959; Аверьянова, 1959; Геренчук, 1960а, б; Философов, 1960 и др.], не поддается пока количественной оценке. Отражение антиклинальных структур в рисунке речных долин, так же как и в других гидрографических характеристиках, зависит от водности реки, наличия разломов на структуре и амплитуды новейшего поднятия. Все многообразие в плановом расположении структур и речных долин можно свести к следующей классификации речных долин по их отношению к антиклинальным структурам (рис. 3).

Местные реки, текущие в пределах структур, можно разделить на две группы.

А. Не отражающие структуру. Обычно это реки самых первых порядков. Зависимость рисунка их долин от структуры не установлена.

Б. Отражающие структуру. Они имеют радиальный характер растекания в пределах сводов, валов и поднятий и полурadiaльный на выступах. Для локальных структур на большей части Западной Сибири, например, это реки второго порядка. По ним наиболее целесообразно проводить морфометрические построения по методике В. П. Философова.

Транзитные реки по отношению к структурам можно разделить на три группы.

А. Реагирующие на структуру. Обычно представлены долинами огибания и долинами с резкими поворотами. Но, как показал совместный анализ гидросети и структурного плана на севере Западной Сибири, не все резкие повороты долин полностью структурно обусловлены. Они могут быть вызваны в основном гидрологическими факторами в случаях, когда река принимает крупный приток. Получая дополнительно большую массу воды, она изменяет свое направление, реагируя на структуру более крупного порядка. Чисто струк-

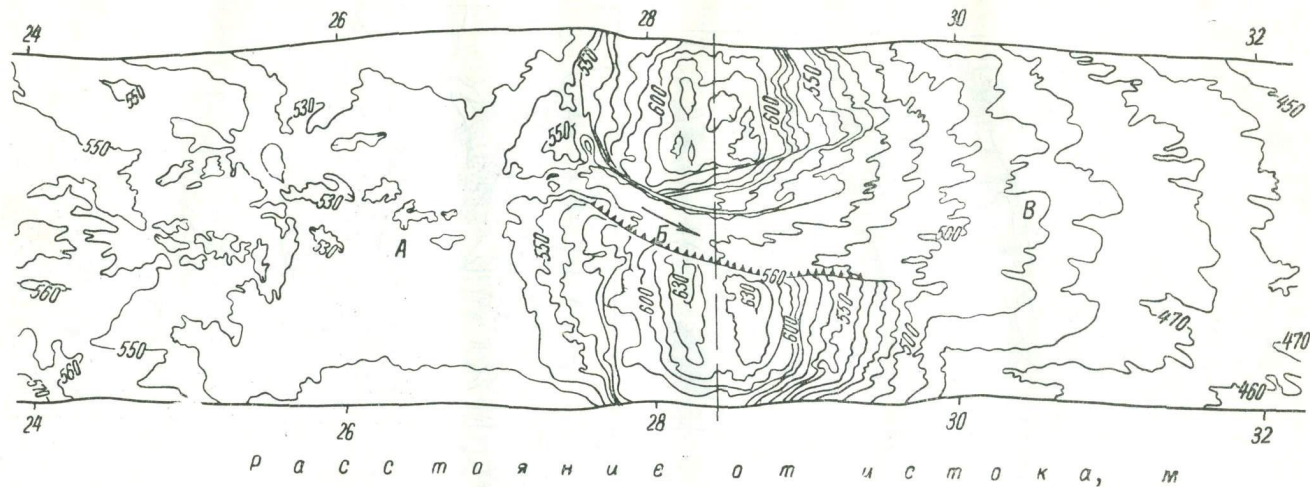


Рис. 2. План антецедентной долины, полученной в лабораторных условиях Н. А. Маккаевым и др. [1961].
 Модель осушена. А — область подпруженного озера; Б — каньон; В — внутренняя дельта реки ниже каньона.
 Ось антиклинали показана прерывистой линией, пересекающей долину.

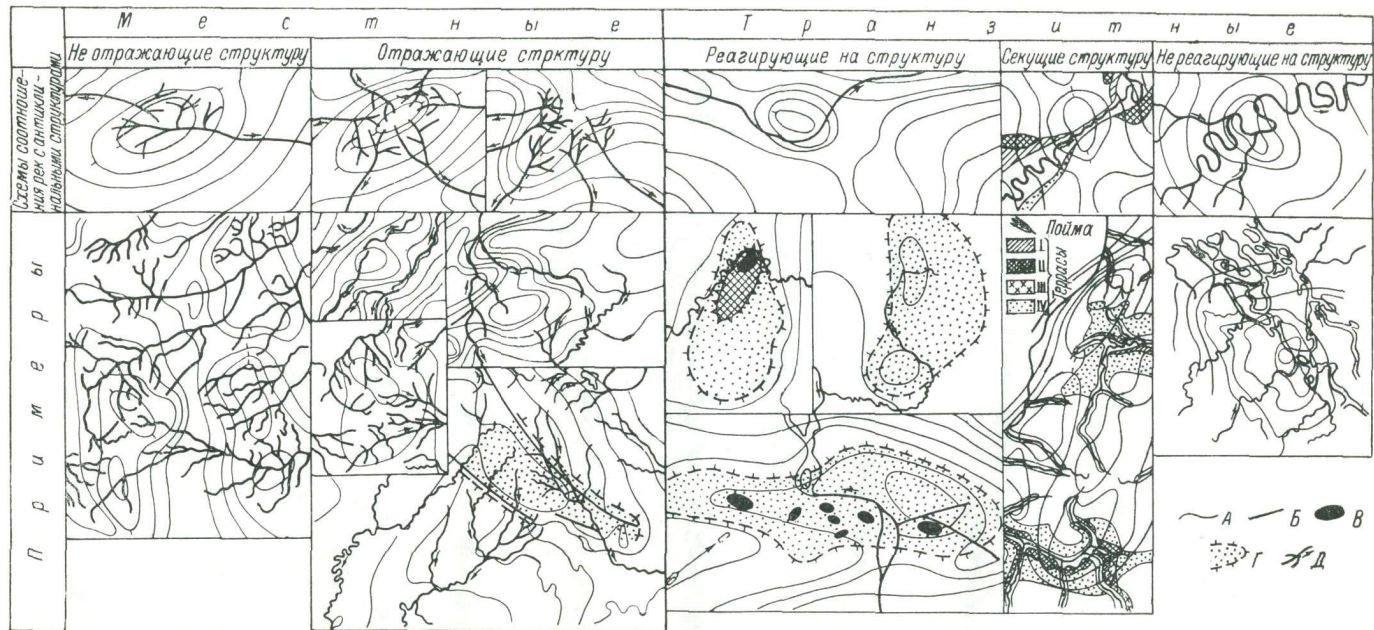


Рис. 3. К классификации речных долин по их плановому положению относительно положительных структур (составил А. Н. Ласточкин).

А — изогипсы подошвы осадочного чехла; Б — разломы в фундаменте и осадочном чехле; В — локальные поднятия; Г — границы структур I и II порядков; Д — реки.

турно обусловленными можно считать повороты в случаях, когда река выходит в другую структурную зону (например, со свода во впадину) или встречает на своем пути высокоамплитудную структуру.

Б. Секущие структуру. В этих случаях структура может быть выявлена по ширине речных террас, извилистости русла, которая резко уменьшается в пределах положительных структур, а также по асимметрии бортов долин и другим признакам.

В. Не реагирующие на структуру. Структура не отражается в общем рисунке долины и направлении реки и может быть выявлена только по характеру поперечного профиля (глубокий врез, высота уступов террас, наличие остаточных высот в пойме и т. д.).

Реки, являющиеся транзитными по отношению к одним структурам, могут быть местными и отражающими для других, более крупных структур. Различные взаимоотношения речных долин и структурных элементов проиллюстрированы на рис. 3.

Конфигурация речной сети не только указывает на место расположения новейшего поднятия, но иногда позволяет довольно точно определить его контуры. Так, на севере Сибирской платформы концентрически и радиально расположенные речные долины дали возможность П. С. Воронову (1954) выявить контуры и амплитуды (по кровле лавовых покровов пермо-триаса) Путранского и Попигайского сводов.

Таким образом, морфографический метод в морфоструктурном анализе заключается в качественном изучении всего комплекса вышеперечисленных характеристик и элементов рельефа. Результатом этого анализа должна быть специальная морфографическая карта. Основа этой карты заключается в орографическом районировании, содержание остальной части ее нагрузки должно включать в себя все морфографические признаки положительных и отрицательных структур.

Только после построения этой карты необходимо приступать к структурно-тектонической интерпретации всех признаков. При интерпретации необходимо учитывать все факторы экзогенного характера (климат, гидрологические особенности, залесенность и задернованность), а также литологические особенности поверхностных отложений, влияющие на изменение тех или иных характеристик.

Необходимо отметить, что делать какие-то выводы о характере новейших движений и тем более прогнозировать местонахождение и контуры структур можно только при условии однозначности интерпретации всего комплекса признаков на каждом рассматриваемом участке.

Часто отдельные морфографические признаки применяются как дополнительные при интерпретации морфометрических построений.

Морфометрические методы

Морфометрические методы исторически связаны с первыми попытками количественно охарактеризовать рельеф. Это стало возможным при появлении крупномасштабных карт, на которых земная

поверхность изображалась строго математическим способом — изогипсами [Волков, 1950; Марков, 1948а; Шукин, 1960]. Характеризуя различные элементы рельефа многочисленными количественными показателями, А. Гумбольдт, К. Користка, А. Пенк, К. Зонклар и другие видные ученые XIX и начала XX в. упускали из виду практическое применение этого метода и сводили все свои исследования к изучению отдельных элементов рельефа без связи их между собой или к формальному сравнению форм рельефа с правильными геометрическими фигурами (К. Риттер).

Советские исследователи впервые подчинили данные морфометрии практическим нуждам сельского хозяйства (борьба с эрозией, оценка земель и т. д.), проектирования дорожного строительства и постройки водохранилищ, а также потребностям геоморфологического картирования. При этом чаще всего применялись три количественных показателя для характеристики рельефа: ритм рельефа (горизонтальное расчленение или частота рельефа), вертикальное расчленение (глубина расчленения) и интенсивность рельефа (величина уклонов земной поверхности), которые были использованы при составлении геоморфологических карт в Институте географии АН СССР. Наряду с этими главными морфометрическими характеристиками [Ченцов, 1948; Волков, 1950] предлагались оригинальные системы показателей для общей характеристики рельефа, разрабатывались количественные показатели для характеристики его отдельных форм [Волков, 1950].

Но все эти показатели обычно количественно характеризовали не формы расчленения, а участки земной поверхности, причем эта характеристика носила формальный характер и зависела от масштаба исходных карт, выбора способов вычисления показателей, размеров учетных клеток и других субъективных факторов. То или иное распределение этих величин связывалось с деятельностью агентов расчленения и объяснялось только климатическими и реже литологическими особенностями поверхностных отложений в изучаемых районах.

Подобная точка зрения существует до сих пор в работах американских геоморфологов-морфометристов [Хортон, 1948; Strahler, 1958 и др.], цель которых заключается в установлении количественных связей между площадными, линейными и объемными параметрами водоразделов, речных бассейнов и долин. Отмечая теоретическую значимость этих работ, необходимо указать на их узко практическую направленность и полное игнорирование структурно-тектонического фактора в процессе рельефообразования, что объясняется господством до сих пор идей В. Девиса и его последователей — Повелла (J. W. Powell), Джильберта (G. K. Gilbert), Кинга (King, 1953), Шайдеггера [1964].

Впервые тектоническая интерпретация морфометрических карт (карты густоты овражно-балочной сети, глубин главнейших базисов эрозии, средних уклонов поверхности) на территорию европейской части СССР была дана С. С. Соболевым [1948]. Значение сделанной

С. С. Соболевым работы было велико. Она показала большие возможности количественного анализа гипсометрических карт при тектонических исследованиях.

В настоящее время морфометрические методы включают в себя анализ разнообразных построений, которые многие авторы предложили с целью выявления новейшего структурного плана территорий.

1. Анализ продольных профилей. Формирование продольных профилей рек связано с их гидрологическим режимом, литолого-петрографическими особенностями размываемых пород и с новейшими тектоническими движениями.

В связи со скачкообразным характером изменения важнейших гидрологических характеристик речного русла и гидрологического режима реки при переходе от потока одного порядка к потоку другого порядка, общий продольный профиль ее не представляет собой кривую с плавными очертаниями, как это считалось раньше, а имеет ступенчатый характер [Ржаницын, 1960; Лебедев, 1965 и др.]. На это указывали еще Кюнн, Досс и Болиг [Болиг, 1956]. Первый из них писал, что форма кривой продольного профиля есть функция расхода и поэтому должна меняться по всей его длине вместе со скачкообразным изменением физических характеристик реки. В связи с этим И. С. Щукин [1960] отмечает что продольный профиль «... не может представлять идеально плавной кривой, но должен слагаться из отрезков с разной величиной падения уже потому, что изменения водоносности реки происходят скачками при впадении в нее каждого значительного притока».

Таким образом, гидрологический фактор необходимо учитывать при анализе продольных профилей главным образом путем выяснения влияния резкого увеличения расходов в месте впадения крупных притоков. При анализе обширного фактического материала по продольным профилям рек Украины и прилегающих районов выяснено [Соколовский, Волков, 1965], что 85,7% от общего числа участков с аномальным падением профиля обязано тектоническим движениям, 8,3% — изменению гидрологических характеристик и 6% связано одновременно с несколькими причинами, в том числе со сменой литологического состава пород. Однако некоторые исследователи (Гарецкий, Лебедев, 1965) отмечают, что факторы литологического и гидрологического характера играют гораздо большую роль в формировании продольного профиля реки. Поэтому тектоническая интерпретация карт падений профилей рек, которая предлагается многими исследователями [Мещеряков, 1960а, б; Мещеряков, Филькин, 1960; Зятькова, 1961а, б; Сетунская, 1959; Кожурина, 1956; Волков, 1961 и многие другие], может дать искаженную картину новейших движений.

Анализ продольных профилей рек проводится путем выявления отклонений падений рек на отдельных участках от средних значений их для данного района [(Рождественский, Журенко, 1961); Гвин, 1963]. Ю. А. Мещеряков и В. А. Филькин [1960] предлагают выделять величины падений рек (в сантиметрах на километр) обычно

для отрезков 5—10 км и 40—60 км в зависимости от конкретных ландшафтных условий и изолинией с отметкой 20 см/км отделять друг от друга разнородные в неотектоническом отношении площади. Другой метод [Волков, 1961; Соколовский, Волков, 1965; Фердман, 1965] заключается в построении карт изодеф, т. е. линий равных значений деформаций продольных профилей — отклонений топографических профилей от их геометрических аналогов, рассчитанных по формуле И. В. Иванова [1951].

При анализе продольных профилей рек по предлагаемым методам трудно объективно учесть влияние многих нетектонических факторов, которые на разных территориях играют различную роль в их формировании. Это может существенно отразиться на эффективности этих методов, особенно в районах с неточным определением высот местности.

2. Метод В. П. Философова. Наиболее распространенным морфометрическим методом является комплекс построений, предложенных В. П. Философовым [1960], из которых самыми важными являются карты порядков долин, базисных поверхностей и остаточного рельефа. Карта порядков долин является основой для составления последующих карт. Определение порядков по правилу В. П. Философова [1960] и Н. А. Ржаницына [1960] (гл. II) позволяет расчленить всю гидросеть на отрезки, по которым затем проводятся изобазиты — линии равных высот продольных профилей. В итоге получается базисная поверхность N -го порядка — обобщенная картина продольных профилей рек, порядок которых равен или больше числа N . При тектонической интерпретации этой поверхности анализируются по сути дела все продольные профили рек N -го и более высоких порядков. В этом большое преимущество такого построения по сравнению с методами анализа отдельных продольных профилей рек. Карта остаточного рельефа составляется путем вычитания базисной поверхности из гипсометрической. При этом получается выявленный скрытый остаточный рельеф. Явный остаточный рельеф выражен на топографических картах замкнутым контуром горизонталей, в пределах которого не должно быть ни одной реки N -го порядка.

При интерпретации морфометрических карт (базисной поверхности N -го порядка и остаточного рельефа) используются следующие признаки положительных структур.

- | | | |
|---|---|-------------------------------|
| 1. «Заливы» изобазит | } | Характер базисной поверхности |
| 2. Замкнутые изобазиты | | |
| 3. Уменьшение заложения между ними | | |
| 4. Повышенная концентрация остаточных высот | | |
| 5. Их мощность | } | Характер остаточного рельефа |
| 6. Взаимное расположение явного и выявленного остаточного рельефа | | |
| 7. Расположение остаточных высот по отношению к характерным формам базисной поверхности | | |

Построение подобных морфометрических карт на территории Вилуйской синеклизы, севера Западно-Сибирской низменности, проделанные авторами настоящей работы, а также на всех других платформенных территориях СССР показали высокую эффективность данного метода [Рождественский и др., 1963; Худяков, 1963; Кирюшина, 1963; Хаин, 1962; Николаев, 1962 и др.]. Однако при этом выявились некоторые трудности интерпретации этих карт и отдельные случаи низкой эффективности морфометрического метода В. П. Философова.

Так, например, далеко не всегда при интерпретации имеются все признаки положительных структур. Чаще всего интерпретатору приходится иметь дело с половиной из перечисленных признаков, а иногда и того меньше. При полном наборе признаков в зависимости от тектонических и физико-географических условий в разных районах каждый из них имеет различное значение, т. е. при переходе из одного района в другой критерии выделения положительных структур по значимости меняются местами. Кроме этого, часто трудно объективно выделить по морфометрическим картам крупные структурные зоны, установить какие-либо закономерности в группировке положительных структур, не впадая в субъективизм. При интерпретации карт мы выделяем только положительные структуры. Отрицательные структуры с более или менее точным определением их границ выделить невозможно. Это не дает нам цельной картины новейшего структурного плана. Указанные трудности, возникающие при интерпретации карт базисных поверхностей и остаточного рельефа, определили скептическое отношение некоторых исследователей к методике, предложенной В. П. Философовым [1960, 1963]. Нам кажется, что эти недостатки не есть следствие ошибочности методики в целом, а являются следствием ее недоработки.

3. Реконструкция тектонического рельефа. Первая попытка охарактеризовать рельеф земной поверхности, сняв влияние эрозий современной гидросети, была предпринята А. Пенком [Марков, 1948а, б], который ввел понятие о вершинной поверхности. Затем к этому вопросу обращались Леви, А. Гейм, К. К. Марков [1948а, б] и другие исследователи. В платформенных областях П. С. Вороновым (1954) была реконструирована расчлененная поверхность пермо-триасового лавового покрова (на северо-западе Сибирской платформы), Ю. А. Мещеряковым [1960а, б] разработан метод деформаций поверхностей выравнивания (см. ниже) и В. П. Философовым [1960] — построение карт вершинных поверхностей. Все эти методы, различные по подходу, имели одну цель, а именно восстановление тектонической «первичной» поверхности в том виде, который она могла бы иметь, если бы в процессе своего формирования и позднее не подвергалась эрозионному воздействию текущих поверхностных вод.

В последнее время одновременно и независимо друг от друга методика реконструкции тектонического рельефа развивается Н. Г. Шубиной, Л. Б. Аристарховой [1965] и А. Н. Ласточкиным (см. ниже).

По методу первых двух авторов карта тектонического рельефа рисуется на топографической основе путем обобщения горизонталей, выступы которых соединяются плавными линиями. В случаях значительного удаления групп высотных отметок или останцов от положения горизонтали близкого к ним значения они должны быть объединены замкнутой «тектоизогипсой». Признаки интерпретации локальных поднятий заключаются в общей беспокойной рисовке «тектоизогипс», уменьшении заложения между ними, в наличии резких выступов или замкнутых «тектоизогипс», что встречается значительно реже. Отрицательные структуры выражены на карте большим заложением «тектоизогипс». Указанный метод применяется сейчас в Прикаспийской низменности, на Южном Урале и на других территориях, которые характеризуются явной выраженностью унаследованных новейших структур в рельефе. Однако, по существу, этот метод близок к картографической генерализации, теоретически не обоснован и поэтому может дать ошибочную картину новейшей тектоники в районах с более сложным соотношением структурных элементов и рельефа. Порочность подобной генерализации заключается в том, что при проведении «тектоизогипс» не учитывается различное эрозионное воздействие разнопорядковых рек, которые создают различные по масштабам долины.

4. Анализ ширины долин и речных террас. Количественный анализ ширины речных террас и долин дает представление о тектонических движениях различного возраста. Ширина пойм и меандрирующего пояса указывает на голоценовые движения. В зависимости от возраста террас, анализируя их ширину, можно определить характер тектонических движений за время их формирования. Кроме того, можно анализировать ширину долин, что позволяет судить об общей направленности тектонических движений с момента образования долины до наших дней. При попытках определить возраст тектонических движений по ширине долин необходимо учитывать, что долины могут быть «постериальными» (последующими) [Карлов, 1951], т. е. образованными в соответствии с созданными до них или одновременно с ними тектоническими уклонами, и antecedentными, образованными при врезании долин в более молодые, чем сами долины, структурные формы [Философов, 1960]. В первом случае ширина долин вряд ли будет удовлетворительно отражать новейший тектонический план. Тем не менее в большинстве случаев речные долины в платформенных областях являются более древними по отношению к новейшим структурным формам (морфоструктурам). Поэтому развитие последних сказалось на формировании речных геоморфологических уровней и долины в целом.

Наиболее распространенными является анализ пойм и меандрирующего пояса [Кулаков, 1962; Гвин, 1963; Соколовский, Волков, 1965; Мещеряков, 1965а, б и др.]. Ю. Н. Кулаков [1962] предложил метод изучения голоценовых движений по аномалиям ширины пойм, сущность которого сводится к следующему. Вводится понятие «нормальной ширины поймы» — величины, зависящей от расхода воды или

практически от длины вышележащих водотоков бассейна. Затем вычисляются коэффициенты, выражающие отклонение реальной ширины поймы от вычисленного для данной точки нормального ее значения.

Указанный метод позволяет анализировать значения ширины пойм для рек разных порядков, которые изображают на картах в виде изолиний, охватывающих всю территорию. Превышения их над нормальными значениями определяют участки относительных опусканий и наоборот.

Данное построение строго учитывает гидрологический фактор и позволяет абстрагироваться от него. Карта ширины пойм, построенная для территории Усть-Енисейской впадины, показала высокую эффективность этого метода.

5. Анализ коэффициента асимметрии. Количественная оценка асимметрии речных долин и междуречий предлагается В. Н. Сементовским [1963] и Г. И. Худяковым [1964]. Последним была построена карта коэффициентов асимметрии речных долин и водоразделов на отдельные участки Западно-Сибирской низменности. Коэффициент определяется делением длины пологого склона долины (или междуречья) на длину крутого и «является в большинстве случаев хорошим показателем направления на локальных, так и общих (в зависимости от порядка анализируемого бассейна) тектонических перекосов современной поверхности» [Худяков, 1964]. Так оценивает это построение его автор. Однако следует признать, что карта коэффициентов асимметрии на неизученных площадях не может быть интерпретирована однозначно, контуры морфоструктур на ее основании определены быть не могут. Поэтому это построение следует признать лишь как дополнительное в комплексе морфометрических методов.

6. Анализ коэффициента извилистости. По изменению извилистости речного русла в количественном выражении на протяжении всей долины можно определить характер современных движений. Коэффициент извилистости реки как отношение длины спрямленного участка русла к реальной его длине между заданными точками анализировался в работах А. П. Рождественского и др. [1963], А. В. Цыганкова [1963] и других.

Картограмма коэффициентов извилистости для некоторых рек севера Западной Сибири, построенная Ю. А. Воскресенской, И. Л. Кузиным и И. В. Рейниным (1962 г.), позволяет говорить о том, что меандрирование реки теснейшим образом связано со структурным планом. Все известные ко времени построения этой картограммы положительные структуры нашли свое отражение в уменьшении коэффициента извилистости. Однако не всегда они выражены отчетливо. Интересно проследить изменение коэффициента сверху вниз по течению рек. Перед положительной структурой он обычно резко возрастает, что связано, вероятно, с усилением боковой эрозии в результате поднятия участка долины, расположенного ниже по течению. На структуре коэффициент уменьшается, так как река усилившейся глубинной эрозией старается скомпенсировать поднятие.

Ниже по течению коэффициент принимает те же (или близкие) значения, которые характеризовали реку до пересечения ее долиной антиклинальной структуры.

Наиболее целесообразно строить карты коэффициентов извилистости по принципу, разработанному Ю. Н. Кулаковым [1962] для карты ширины пойм. В таком случае анализ извилистости русел по площади может сыграть значительную роль в комплексе структурно-геоморфологических исследований.

7. Анализ расчлененности рельефа. Расчлененность рельефа представляет собой показатель, который наиболее трудно выразить количественно. С. В. Калесником [1936], Н. М. Волковым [1950] и другими определялось вертикальное расчленение (глубина, расчленения, «энергия» рельефа); С. С. Соболев [1948] дал тектоническую интерпретацию вертикальной расчлененности (глубина главных базисов эрозии) и горизонтального расчленения (густота овражно-балочной сети) на территории Русской платформы.

В настоящее время эти показатели уступают место более сложным картометрическим характеристикам суммарной расчлененности [Знаменщиков, 1950; Худяков, 1964; Сементовский, 1963; Бухарцев, 1962]. Основная цель этих построений заключается в выявлении и более правильной оценке расчлененности и установлении связи между ее интенсивностью и новейшими тектоническими движениями. Оценка этих методов и дальнейшая разработка одного из них дана в гл. III.

Существует много других морфометрических построений, которые предложены применительно к отдельным небольшим территориям. К ним относятся карты осреднения заложений, густоты устьев, длин участков рек одного порядка (карты «изолонг»), карты поверхности «зеркала высот» В. Я. Гвина [1963], карты превышений рельефа И. М. Пасуманского [Кузин и др., 1963], карты регионального фона и локальной составляющей базисной поверхности А. М. Берлянта [1966].

Эти методы не имеют пока широкого применения и требуют теоретического обоснования. К сожалению, существует ряд построений, загромождающих морфометрический метод, не проверенных эмпирически и теоретически слабо обоснованных. К ним, в частности, относятся построения, предлагаемые А. Ф. Грачевым [1963], взятые им из работ А. Н. Стралера [Strahler, 1956]. Они не проверены ни на одном конкретном районе и не имеют структурно-геоморфологического смысла, так как при их интерпретации невозможно учесть экзогенные рельефообразующие факторы и выявить характер и интенсивность тектонических движений.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

В группу геолого-геоморфологических нами объединяются методы, объектом применения которых являются поверхности выравнивания денудационного и аккумулятивного характера. Как отме-

чает Ю. А. Мещеряков [1960а, б], объединение «геоморфологического» и «геологического» подходов к изучению поверхностей выравнивания, выражающееся в совместном анализе денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания, значительно расширяет возможности изучения деформаций земной коры.

Изучение поверхностей выравнивания (геоморфологических уровней) для выявления характера, направленности и интенсивности новейших движений, а также для изучения соотношения новейшего и более древних структурных планов идет в основном по двум направлениям — это выявление деформаций геоморфологических уровней и изучение особенностей их планового расположения.

Анализу деформаций поверхностей выравнивания посвящено большое количество опубликованных работ [Мещеряков, 1959, 1965а, б; Николаев, 1962; Хаин, 1964а, б; Горелов, 1960, 1964; Гниловский, Горелов, 1960; Воскресенский, 1956 и др.]. Методика изучения этих деформаций особенно хорошо разработана для районов юго-востока Русской платформы.

Поверхности выравнивания (полигенетические поверхности) юго-востока Русской платформы, да и других районов, в той или иной степени деформированы, причем степень деформированности повышается, естественно, с увеличением возраста поверхности. При анализе поверхностей выравнивания необходимо учитывать их первичный уклон, который, особенно для денудационных поверхностей, мог достигать значительной величины. Сравняться между собой могут только одновозрастные поверхности. Изучение деформаций полигенетических поверхностей юго-востока Русской платформы велось методом изображения рельефа каждой поверхности с помощью различных цветных изолиний (изогипс). Анализ таких карт, которые Ю. А. Мещеряков [1960б] предлагает называть структурно-геоморфологическими (в отличие от структурно-геологических), позволяет выявить тектонические элементы крупного плана и локальные структурные формы, возникшие на протяжении новейшего тектонического этапа. Один из первых опытов построения таких карт, как отмечает Ю. А. Мещеряков, принадлежит Хейесу и Кемпбеллу, которые в 1894 г. изображали в изолиниях современное положение деформированного мелового пенеплена в Аппалачах.

Деформации поверхностей выравнивания методом изогипс изучали Д. В. Борисевич [1954], С. К. Горелов [1960], Е. Е. Милановский [1957], Н. И. Николаев, [1947], М. В. Проничева [1960] и другие. Работы Ю. А. Мещерякова [1960б, 1965а] и указанных авторов позволяют сделать вывод о том, что во многих районах этот метод является весьма эффективным средством изучения новейшего структурного плана и выделения локальных структур. Кроме того, он позволяет сделать выводы об истории формирования структур и подразделить их по степени активности. Изучение деформаций геоморфологических уровней позволяет также количественно оценить амплитуды движений за время, прошедшее с момента формирования данного уровня.

Не следует забывать, что основой любых структурно-геоморфологических построений должна служить геоморфологическая карта, построенная по принципу выделения геоморфологических уровней разного возраста и генезиса.

Составленная по генетически-возрастному принципу геоморфологическая карта является основой и для второго направления анализа поверхностей выравнивания — изучения закономерностей их планового расположения. Взаиморасположение полигенетических поверхностей, их размеры и количество, по всей вероятности, тесно связаны с новейшим структурным планом.

Как показали исследования ВНИГРИ на севере Западной Сибири и на северо-востоке Русской платформы (Сафронов и др., 1966), распределение геоморфологических уровней находится в тесной связи с новейшим структурным планом. Так, на севере Западной Сибири участки широкого развития самого древнего геоморфологического уровня (V морской террасы) приурочены к крупным положительным структурам мезо-кайнозойского чехла. И наоборот, в пределах крупных отрицательных структурных форм мы видим широкое развитие молодых геоморфологических уровней [Герман, Кисляков, Рейнин, 1963].

Для районов, подобных Западной Сибири, где прослеживается прямое соотношение структурных планов, такой анализ поверхностей выравнивания помогает в прогнозировании более древних структур.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для лучшего понимания истории формирования морфоструктур и их связи с более древними структурными формами необходимо восстановить ход их развития, что неразрывно связано с привлечением разнообразного геологического материала. Для этого используются данные по фациальным и литологическим изменениям неоген-антропогеновых пород, их мощности, стратиграфические, палеонтологические и петрографо-минералогические данные.

Следует отметить, что для областей преобладающей неоген-антропогеновой аккумуляции и для преимущественно денудационных областей, естественно, привлекаются разные методы.

При анализе неотектоники платформенных областей довольно широко применяется метод изучения стратиграфических перерывов и составление карт «денудационных срезов». Сопоставление этих карт с различными морфоструктурными картами и структурными картами более древних структурных планов позволяет раскрыть историю формирования структур и решить важные вопросы унаследованности тектонических движений [Шатский, 1946; Николаев, 1962; Геренчук, 1958, 1960а, б и др.].

В областях аккумуляции, где накопились мощные толщи неоген-антропогеновых континентальных или морских осадков, наиболее применим метод анализа мощностей и фаций. Этот метод также ши-

роко применяется и при палеотектоническом анализе древних осадочных толщ.

При анализе мощностей и фаций континентальных и морских неоген-антропогенных отложений используются несколько разные методики, хотя основные принципы этого анализа общие.

Распределение фаций в пространстве имеет очень большое значение для изучения тектоники, и в частности неотектоники. Распределение фаций отражает батиметрические особенности рельефа дна древних бассейнов, характер и положение береговой линии, тем самым разделяя области денудации и аккумуляции. Подводный рельеф шельфовых морей благодаря малому воздействию экзогенных процессов является почти прямым отражением тектоники. Области накопления морских осадков и осадков внутриконтинентальных бассейнов — это области опусканий. Области суши — области поднятий. В пределах развития морских осадков более глубоководные фации соответствуют участкам относительно больших опусканий. Фации отмелей или мелководий — это участки относительно меньших опусканий или даже относительных поднятий.

Примеров применения карт фаций для выяснения новейшего структурного плана можно привести довольно много [Хаин, 1959; (Гарецкий, Яншин, 1960)], но мы остановимся на анализе фаций морских неоген-антропогенных отложений севера Западной Сибири [Галеркина и др., 1963]. На севере Западной Сибири широким распространением пользуются морские и ледово-морские осадки ямальской серии, имеющие возрастной диапазон плиоцен — средний плейстоцен. Анализ фациальных особенностей разреза — соотношения грубообломочного материала с тонкоотмученными разностями — указывает на то, что за время их накопления области сноса (Урал и Средне-Сибирское плоскогорье) претерпели два этапа усиления тектонической активности и разделяющий их этап тектонической стабильности. Плановое расположение различных литолого-фациальных разностей (ледово-морских, морских, прибрежно-морских) четко подчеркивает характер распределения глубин бассейна, причем преобладание в разрезе ледово-морских и прибрежно-морских фаций приурочено к положительным структурам мезо-кайнозойского чехла, которые в новейший тектонический этап унаследовали древнюю структурную форму и направленность движений.

Важность фациального анализа для изучения тектоники отмечалась в большом количестве работ [Мещеряков, 1960а, б, 1965а, б; Николаев, 1962; Хаин, 1954, 1964 и др.]. В. Е. Хаин приходит к выводу о том, что «... карты фаций дают качественное представление о распределении областей тектонического поднятия данного времени и даже позволяют различить зоны более интенсивных и менее интенсивных движений».

В отличие от метода анализа фаций анализ мощностей дает количественную оценку. Он проводится путем построения геологических профилей и, главное, карт мощностей (в изопактах). Только совместное рассмотрение данных литолого-фациального анализа и анализа

мощностей с учетом палеогеографической обстановки может дать хорошие результаты.

Анализ мощностей и фаций континентальных неоген-антропогенных отложений также может быть использован при изучении морфоструктурных особенностей территории. Теоретические основы применения анализа мощностей и фациальных особенностей аллювия для выяснения режима тектонических движений изложены в работе Е. В. Шанцера [1951] и Ю. А. Мещерякова [1961]. Они отмечают, что различия нормальных мощностей аллювия на реках разных климатических зон не превышают вариаций нормальной мощности для рек одной и той же климатической зоны. Основными причинами накопления аномальных мощностей аллювия являются региональные опускания земной коры и колебания базиса эрозии. И то и другое — явления тектонические. Е. В. Шанцер [1951] пишет: «... для равнинных стран значительные отклонения мощностей древнего аллювия от нормы почти целиком следует приписывать влиянию тектонических факторов».

На тектонические движения очень чутко реагирует и литологический состав аллювия. Характерно что литологический состав аллювия подчеркивает участки поднятий даже в такой равнинной области, как Западная Сибирь. Так, Л. К. Зятькова [1961а, б] для центральной части Западной Сибири отмечает следующие особенности аллювия на участках молодых поднятий: наименьшая мощность четвертичных отложений по сравнению с соседними районами, появление в доколе более древних пород, появление в составе поймы и террасового комплекса более грубозернистого материала. Для районов, испытывающих общее погружение, характерно обратное сочетание признаков. Этому вопросу посвящено довольно большое количество работ [Зятькова, 1961а, б; Карташов, 1960; Попов, 1956; Козловский, 1951 и др.].

ЛАНДШАФТНЫЕ МЕТОДЫ

Как известно, многие компоненты ландшафта чутко реагируют на проявление новейших и современных движений. К этим компонентам прежде всего относятся поверхностные воды и растительность. Здесь мы коротко остановимся на растительности как индикаторе особенностей новейших движений.

Растительность является косвенным показателем новейших тектонических движений, так как влияние последних на нее передается в основном через особенности рельефа (орографические особенности, углы наклона склонов, вертикальная и горизонтальная расчлененность рельефа и т. д.). Следует отметить, что новейшие движения, выраженные в виде дизъюнктивных нарушений, могут проявляться и непосредственно в растительном покрове и особенностях планового расположения отдельных растительных группировок. На связь растительности с новейшими тектоническими движениями указывали многие исследователи [Викторов, 1955; Виноградов, 1955; Виногра-

дов, Мирошниченко, 1956; Покрасс, Кац, 1953; Сочава, 1950; Зятькова, 1961а, б и др.]. В. Б. Сочава [1950] отмечает, что движения земной коры оказывают влияние на характер растительного покрова через посредство и одновременно с множеством других факторов, имеющих более общее экологическое значение.

Очень интересными являются наблюдения над поведением болот в связи с новейшими движениями [Покрасс, Кац, 1953; Зятькова, 1961а, б]. Эти исследования показали, что развитие болот тесно связано с режимом новейших движений. Так, выяснилось, что малая интенсивность новейших движений, а соответственно и малая расчлененность рельефа приводят к заболачиванию территории при благоприятных физико-географических условиях. Наоборот, при интенсивных движениях положительного знака и соответственно при значительной расчлененности рельефа болотообразования не происходит, а возникшие ранее болотные массивы разрушаются. Л. К. Зятькова [1961а, б], проводя структурно-геоморфологические исследования в центральной части Западной Сибири, одним из признаков проявления новейшей тектоники считает поведение болот. Она отмечает, что районы поднятий характеризуются большой интенсивностью болотной солифлюкции. Для районов опускания характерна трансгрессия болот на прилежащие ранее не заболоченные участки. Динамика развития ландшафтов Западной Сибири, в целом показанная в работах В. И. Орлова, также находится в тесной связи с новейшими тектоническими движениями, что выяснилось при сравнении этих данных, проведенном Н. В. Шаблинской, со структурно-тектоническим планом территории. Можно отметить также работу М. Н. Никонова [1950], который для района Мещерской низменности отмечал тесную взаимосвязь накопления и размещения торфяных залежей с новейшими тектоническими движениями.

Естественно, что в процессе исследования элементов ландшафта, в той или иной степени связанных с новейшими движениями, необходимо использовать материалы аэрофотосъемки. Вопросам дешифрирования аэрофотоматериалов для решения целого ряда задач геологии и геоморфологии посвящено большое количество работ. В частности, применение аэрометодов при изучении новейших тектонических движений рассмотрено в обобщающей статье В. П. Мирошниченко и С. С. Шульца [1961]. Здесь же мы остановимся лишь на некоторых особенностях ландшафта, хорошо прослеживающихся на аэрофотоснимках и важных для выяснения новейшего структурного плана. Для разных ландшафтных областей выделяются разные дешифровочные признаки новейших движений. Так, для засушливых областей с развитием солянокупольных структур прекрасные результаты дает геоботаническое дешифрирование, так как в районах развития соляных куполов образуются аномальные растительные группировки. А. М. Швыряева [1964] отмечает, что особенно важно геоботаническое дешифрирование там, где молодые движения еще мало отразились в рельефе. М. Н. Горяинова, Н. К. Медведева и Е. Г. Мяло [1964] путем ландшафтно-геоботанического дешифрирования

аэрофотоснимков выделяют фитогадеоаномалии, связанные с локальными опусканиями, локальными поднятиями, аномалии растительности, непосредственно приуроченные к разрывным нарушениям и связанные с реликтовыми формами рельефа. Подобное направление работы для районов с малой контрастностью рельефа очень перспективно и важно.

Другим примером дешифрирования особенностей ландшафта для изучения новейших движений является изучение линейно-грядового рельефа на севере Западной Сибири [Андреев, 1960; Андреев, Белорусова, 1962; (Кузин, 1962, 1963); Кузин, Рейнин, Чочиа, 1964]. На севере Западной Сибири, в подзонах тундры и лесотундры, т. е. в районах развития многолетнемерзлых пород, широко распространены линейно-грядовые формы, имеющие очень четкое отражение на аэрофотоснимках благодаря перемежаемости болотной и лесной растительности (в подзоне лесотундры) и смене влаго- и сухолюбивых растительных группировок в тундровых районах. Смена положительных и отрицательных линейных форм рельефа обусловлена целым рядом физико-геологических процессов, ведущими из которых являются тектонические, криогенные и эрозионные. В большинстве случаев гряды как положительные формы рельефа возникли благодаря процессам пучения в многолетнемерзлых глинистых грунтах. Межгрядовые понижения — результат эрозионной деятельности и, возможно, частично результат просадочных процессов. Наибольший интерес для выявления новейшего структурного плана представляет собой линейность гряд. Как показали исследования, линейность грядовых форм рельефа на севере Западной Сибири обусловлена структурными особенностями района. Направление грядовых поясов связано с простиранием основных структур мезо-кайнозойского чехла, а линейность отдельных гряд и межгрядовых понижений — с тектонической трещиноватостью субстрата, на котором они развиты. Из приведенных примеров видно, что широкое применение аэрофотоматериалов при изучении новейшего структурного плана имеет очень важное значение, так как позволяет расширить количество информации, получаемой при изучении особенностей ландшафта, связанных (хотя бы и косвенно) с новейшими движениями.

Настоящий обзор методов морфоструктурного анализа, естественно, не является исчерпывающим и представляет собой общую картину, отражающую современный уровень морфоструктурных исследований. Дальнейшие работы в области морфоструктурного анализа должны быть направлены на теоретические обоснования и уточнения существующих методов, на разработку новых приемов и построений, а также на выработку рациональных комплексов для территорий с различными тектоническими и физико-географическими особенностями.

УЧЕТ ЭКЗОГЕННЫХ ФАКТОРОВ ПРИ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ В МОРФОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ

При недоучете разнообразия агентов расчленения, физико-географических условий и при отсутствии геоморфологического обоснования морфометрические построения являются малоэффективными, формальными и загромождают морфоструктурный анализ. Это является результатом сугубо эмпирического подхода в поисках случайных связей между рельефом и новейшим структурным планом и механического перенесения выявленных закономерностей на обширные территории.

Из всего многообразия сложно наложенных друг на друга форм рельефа при морфоструктурном анализе надо выявить те, которые созданы новейшими тектоническими движениями, или, если это невозможно, анализировать характеристики форм рельефа, которые так или иначе связаны с новейшим структурным планом. При этом необходимо учесть или исключить роль экзогенных факторов в рельефообразовании, важнейшим из которых в платформенных областях является эрозионная деятельность речных потоков.

Способ, при помощи которого можно учесть или исключить эрозионный фактор и этим самым выявить структурно обусловленные формы рельефа или аномалии в распределении различных характеристик рельефа, определяет подход к решению основной задачи морфоструктурного анализа. Сейчас, вероятно, можно назвать два пути решения этой задачи.

Первый путь заключается в анализе различных гидрографических характеристик (ширины меандрирующего пояса, речных террас и долин в целом, коэффициента извилистости русла, уклонов продольных профилей, деформаций речных террас, расчлененности и др.), которые, как это доказано многочисленными исследованиями [Козловский, 1951, 1952; Зеккель, 1948; Маккавеев и др., 1961; Аверьянова, 1960; Мещеряков, 1961, 1965 а, б и др.], определяются двумя основными факторами — эрозионной деятельностью рек и новейшими и современными тектоническими движениями. Подвергая морфометрическому анализу гидрографические характеристики, авторы многочисленных построений [Сетунская, 1959, 1960; Зяткова, 1960; Худяков, 1964; Цыганков, 1963 и др.] считают, что аномалии в распределении различных количественных показателей связаны только с развитием тектонических структур, а от учета всех остальных факторов искусственно и необоснованно абстрагируются. Этот формальный подход и объясняет малую эффективность многих морфометрических построений.

При анализе гидрографических характеристик эрозионный фактор снять не удастся, так как именно благодаря ему созданы долины,

террасы, поймы и другие формы долинного рельефа. Однако интенсивность эрозионных процессов, которая отражается в характеристиках этих элементов, в немалой степени зависит от характера и темпа новейших тектонических движений. Таким образом, на основании изучения эрозионных процессов и их результатов можно сделать выводы о новейшей тектонике. И здесь очень важно учесть влияние гидрологических факторов на интенсивность эрозии, что достигается при анализе гидрографических характеристик только путем выделения отрезков гидросети с равными эрозионными свойствами в пределах одного физико-географического района. Для этого ниже предлагаются основные принципы применения морфометрических построений и на основании их вводится ряд коррективов в правило построения базисных поверхностей по методу В. П. Философова [1960].

Другой путь решения основной задачи морфоструктурного анализа заключается в реконструкции форм тектонического рельефа, при которой эрозионный фактор полностью исключается. Впервые попытка восстановления самой верхней структурной поверхности без форм эрозионного расчленения была предпринята П. С. Вороновым [1958] (см. гл. I), затем В. П. Философовым [1960] в построении карт вершинных поверхностей и Ю. А. Мещеряковым [1960а, б; 1965а, б) при анализе деформаций поверхностей выравнивания.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ В МОРФОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ

В настоящее время имеются все возможности применять количественные методы в морфоструктурном анализе не формально, а учитывая все природные условия, в которых формируется рельеф. Особое значение это имеет при структурно-тектонической интерпретации планового распределения различных гидрографических характеристик, при которой необходимо учитывать влияние гидрологических факторов на их величины.

Прежде всего, при морфометрических исследованиях какой-либо территории необходимо расчленение ее на районы, однородные по физико-географическим условиям [Ласточкин, 1966].

Наиболее конкретно на значение учета климатических особенностей, литологического состава поверхностных отложений и генезиса рельефа при тектонической интерпретации морфометрических карт указывают А. П. Полканова [1963] и Г. П. Корнев [1965]. Последний пишет, что морфометрический анализ без учета различий в интенсивности и характере агентов денудации может дать положительные результаты только в пределах единой климатической зоны.

Таким образом, несмотря на то, что интенсивность эрозионных процессов связана со структурными особенностями территорий, она находится также в непосредственной зависимости от климатических, гидрологических и литологических условий, задренованности и общих геоботанических особенностей, т. е. весь комплекс физико-

географической обстановки во главе со структурно-тектоническим фактором определяет интенсивность эрозионных процессов.

Необходимость физико-географического районирования выявилась при морфоструктурном анализе севера Западно-Сибирской низменности, большая роль в котором отводилась морфометрическим построениям по методике В. П. Философова. При анализе различных морфометрических карт мы пришли к выводу о том, что общих критериев их интерпретации для всей этой обширной территории установить нельзя [Ласточкин, 1966]. При полном наборе признаков антиклинальных структур в зависимости от тектонических и физико-географических условий в разных районах каждый из них имеет различное значение, т. е. при переходе из одного района в другой критерии выделения положительных структур по значимости меняются местами.

Расчленение изучаемой территории на районы с однородными физико-географическими условиями (ландшафты) возможно на выработанных основных положениях ландшафтоведения [Солицев, 1949; Исаченко, 1961].

Важным свойством ландшафта является однородность климатических условий, которая сохраняется при любых колебаниях климата. Сложное сочетание двух общих географических закономерностей на территории одного ландшафта — зональности и азональности — создает своеобразные, характерные только для него растительные и почвенные условия. Равное количество осадков и испарение при литологически однородных поверхностных отложениях обуславливает одинаковый модуль стока на территории ландшафта, что в свою очередь определяет близкие гидрологические характеристики однопорядковых рек. Эрозионное расчленение рельефа зависит также от задернованности и залесенности, мерзлотных и других условий, которые также однородны в пределах одного ландшафта. Если, кроме того, принять во внимание генетическое единство ландшафта [Исаченко, 1961], то можно сказать, что взаимодействие между тектоническими движениями и другими компонентами на его территории однородно и одноименные агенты расчленения (однопорядковые реки, ветер, мерзлотное пучение и т. д.) обладают одинаковой рельефообразующей способностью. Поэтому тектонические структуры на территории каждого ландшафта выражаются в дневном рельефе своеобразно и однородно.

Другим важным принципом применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе является проведение и анализ морфометрических построений по рекам с одинаковым эрозионным воздействием на рельеф. В пределах каждого ландшафта протекают реки с различной эрозионной и влекущей способностью при прочих однородных физико-географических условиях. Они по-разному реагируют на тектонические структуры. Поэтому при структурно-тектонической интерпретации количественных показателей этих характеристик необходимо учитывать, что на их формирование в каждом данном отрезке реки накладываются определенный и обычно

значительный отпечаток гидрологические факторы. Игнорирование этого может привести к тому, что интерпретация морфометрических карт может дать картину, обратную истинной.

Это выявилось при проведении сравнения высот продольного профиля долины и глубин до структурной поверхности по материалам сейсмического профилирования на р. Северной Сосьве.

За структурную поверхность был принят отражающий горизонт А, который проходит в самых низах осадочного чехла и наиболее точно соответствует кровле палеозойского фундамента. Связь между глубинами до горизонта А и высотами продольного профиля оценивалась при помощи известного в математической статистике коэффициента линейной корреляции r , который отражает степень статистической зависимости между этими величинами. Оказалось, что каждый отрезок реки в соответствии со своей водностью по-разному отражает рельеф структурной поверхности, которая в данном районе поднимается, образуя структуру первого порядка — Северо-Сосьвинский мегавал. В среднем течении реки рельеф прямой ($r > 0$), в нижнем — обращенный ($r < 0$). Таким образом, даже отрезки одной реки, различные по водности и другим гидрологическим параметрам, по-разному реагируют на структурный план территории.

Поэтому решая основную задачу морфоструктурного анализа при допущении об однородном эрозионном воздействии речных потоков на рельеф, необходимо расчленение речных систем на отрезки рек, с разными гидрологическими характеристиками. Такую возможность дает нам правило порядков речных долин.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ И ПОСТРОЕНИЕ БАЗИСНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

До недавнего времени в гидрологии не было четкого правила расчленения речных систем на составляющие их водотоки. Отсчет порядков рек в одной речной системе проводился снизу вверх от главной реки до самой малой, причем главная река определялась субъективно, по ряду формальных признаков. Р. Хортон [1948] и Б. П. Панов [1948] предложили обратный порядок нумерации рек, сохраняя в силе понятие о главной реке, что поэтому также явилось формальным подходом к расчленению речного бассейна (фиг 4, а). За главную реку Б. П. Панов принимает ту, которая по своим свойствам представляется наиболее важной для данного бассейна. Р. Хортон отличает главную реку от ее притоков по углу встречи двух потоков.

В. П. Философов [1960] и Н. А. Ржаницын [1960] независимо друг от друга, основываясь на принципе Р. Хортона и Б. П. Панова производить отсчет сверху вниз, предложили новое более строгое правило определения порядков рек (рис. 4, б, в). Четкое разделение речного бассейна на потоки по этому правилу имеет глубокую физическую и генетическую основу.

Несмотря на то, что в правилах этих двух авторов принципиального различия не наблюдается, наиболее точным и соответствующим

природе речного бассейна надо считать правило Н. А. Ржаницына, в котором «под порядковым номером потока понимается не просто цифровое обозначение данного участка, а речной поток, обладающий определенными физическими характеристиками».

Н. А. Ржаницын доказал, что однопорядковые реки в пределах территории с однородными физико-географическими условиями имеют близкие площади бассейнов, а поэтому при одинаковом модуле стока равны и другие гидрологические характеристики (скорость и расход потока, гидрологический режим, величины твердого стока), которые закономерно и скачкообразно изменяются с увеличением порядкового номера. Данные экспериментальной геоморфологии [Маккавеев и др., 1961] показывают, что как раз эти характеристики и определяют эрозионную деятельность водотока.

Таким образом, правило порядков рек дает возможность выявлять участки речных систем с равными гидрологическими характеристиками и, вследствие этого, с равной эрозионной и влекущей способностью.

Наиболее распространенным видом морфометрических построений является построение карт базисных поверхностей. Каждая базисная поверхность строится по долинам одного порядка и является обобщенной картиной продольных профилей долин этого порядка [Философов, 1960, 1963].

В связи со скачкообразным характером изменения важнейших гидрологических характеристик речного русла и гидрологического режима реки при переходе от потока одного порядка к потоку другого порядка общий продольный профиль ее не представляет собой кривую с плавными очертаниями, как это считалось раньше, а имеет ступенчатый характер [Ржаницын, 1960]. На это указывали Кюни, Досс и Болиг [1956]. Первый из них писал, что форма кривой продольного профиля есть функция расхода и поэтому должна меняться по всей его длине вместе со скачкообразным изменением

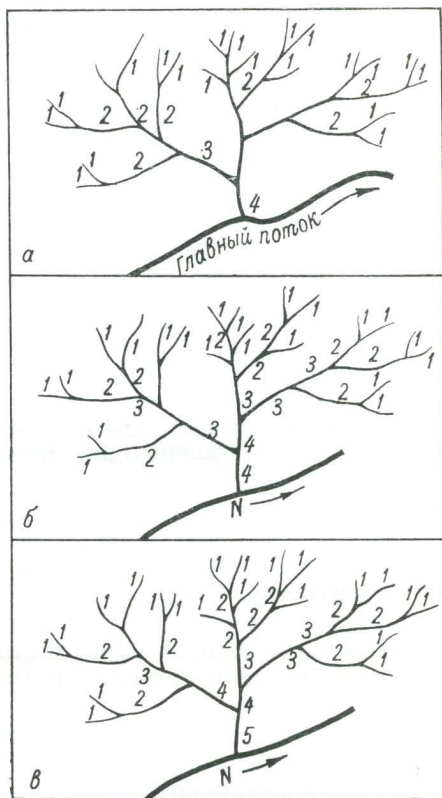


Рис. 4. Правило порядков рек по Р. Хортону (а), В. П. Философому (б) и Н. А. Ржаницыну (в).

физических характеристик реки. В связи с этим И. С. Щукин [1960] отмечает, что продольный профиль «... не может представлять идеально плавной кривой, но должен слагаться из отрезков с разной величиной падения уже потому, что изменения водоносности реки происходят скачками при впадении в нее каждого значительного притока» (стр. 219).

Несмотря на то, что учение о продольном профиле имеет более чем трехсотпятидесятилетнюю историю [Болиг, 1956; Марков, 1948б], даже коренные положения его остаются пока невыясненными.

Важным теоретическим вопросом является проблема предела выработки рекой своего продольного профиля при условии предполагаемого абсолютного тектонического покоя земной коры на данном участке. Не выяснено, является ли этим пределом профиль равновесия (выровненный профиль) или предельный профиль (эрозионная терминанта, идеальный профиль равновесия).

Однако необходимо отметить, что в настоящее время «ряд новейших исследователей склоняется к мнению, что и по достижении «профиля равновесия» река продолжает, хотя и медленно, эродировать, стремясь понизить свой продольный профиль до минимального падения, при котором еще возможно течение воды под воздействием силы тяжести» [Щукин, 1960]. В таком случае пределом выработки продольного профиля является линия, по которой любая материальная точка, будь это минеральная частица (твердый сток) или частица воды (сток), не будет передвигаться и производить какую-либо работу.

Продольный профиль реки при своей выработке стремится к изопотенциальной линии — проекции его на изопотенциальную уровенную поверхность. Ясно, что в случае достижения этой изопотенциальной линии он уже не будет продольным профилем реки, и река как поверхностный водоток прекращает свое существование. А. А. Болиг [1956] считает пределом развития «установившегося профиля» горизонтальную линию, к которой он асимптотически приближается. Это неверно, так как уровенная поверхность не является горизонтальной, а имеет свой рельеф.

Базисная поверхность любого порядка как обобщенная картина продольных профилей является поэтому некоторым динамическим приближением к уровенной поверхности этого порядка, рельеф которой отражает характер естественного гравитационного поля.

Равные гидрологические характеристики небольших рек одного порядка при их одновозрастности в пределах физико-географического района определяют их равное эрозионное воздействие на земную поверхность. Поэтому рельеф отдельных продольных профилей однопорядковых рек и базисной поверхности в целом можно считать тектонически обусловленным, так как эрозия этих потоков одинакова, а влияние других агентов расчленения на формирование продольного профиля практически не имеет места. Это обстоятельство и позволяет выявлять тектонические структуры по картам базисных поверхностей.

Из вышеизложенного видно, что правило построения базисных поверхностей, данное В. П. Философовым, находится в некотором противоречии с их физической и геоморфологической сущностью. Считается, что базисные поверхности строятся по одному порядку, хотя изобазиты вслед за горизонталями пересекают многочисленные долины гораздо более высокого порядка. Этим самым нарушается основной принцип данного построения — принцип однородного (равного) эрозионного воздействия однопорядковых рек на тектонический рельеф. В построении В. П. Философова не учитывается,

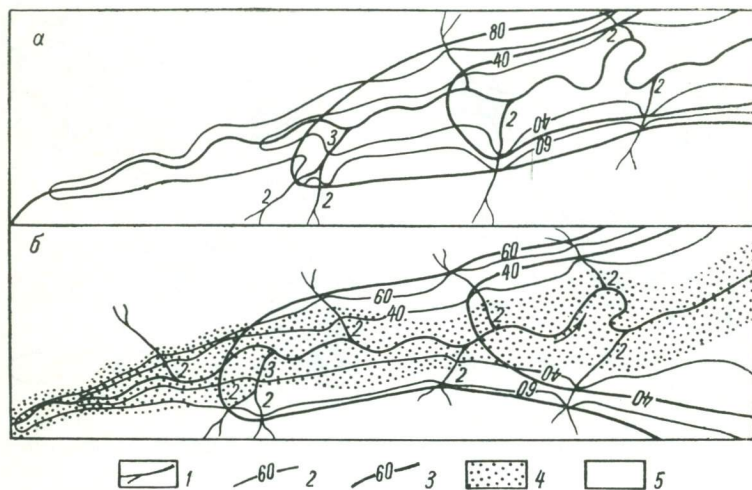


Рис. 5. Построение карт базисных поверхностей с частичным (а) и полным (б) снятием влияния эрозии.

1 — реки и их порядки; 2 — горизонтали; 3 — изобазиты; 4 — долинный рельеф; 5 — наддолинный рельеф.

что эрозионная деятельность разнопорядковых рек различна. Отсюда, в связи с наложением различных по мощности экзогенных факторов, затруднительно выявление тектонических структур, и в результате — низкая эффективность морфометрического метода в некоторых районах платформенных областей со слабо расчлененным рельефом.

Это противоречие можно устранить до некоторой степени при введении в построение базисных поверхностей следующего изменения [Ласточкин, 1965].

Правильным проведение изобазит будет тогда, когда они будут соединять точки равных высот продольных профилей только однопорядковых долин (рис. 5, а). В случае, когда последний (верхний по течению) приток N -го порядка, по которому идет построение, отстоит на значительном расстоянии от точки пересечения одноименной горизонтали с принимающей его рекой более высокого порядка, изобазита проводится «по воздуху» на противоположный берег этой реки к месту пересечения горизонталью другого притока N -го порядка (рис. 5, а). Коротче говоря, изобазиты соединяют ближайшие

точки пересечения одноименных горизонталей только с однопорядковыми долинами.

Никого не должно смущать то обстоятельство, что изобазиты выходят за пределы рельефа земной поверхности, если принять во внимание то, что они «висят в воздухе» там, где объемы горных пород размыты в результате эрозионной деятельности рек более высокого порядка или склоновых процессов, которые достигают большой интенсивности на крутых бортах долин и уступах террас.

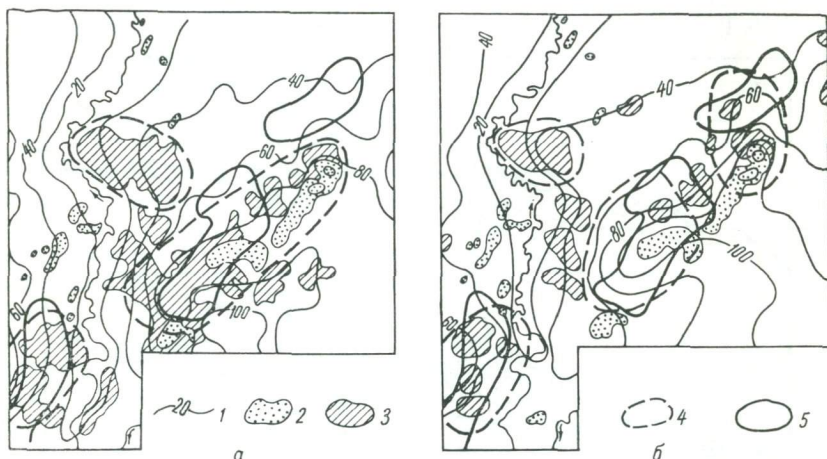


Рис. 6. Выраженность структур, построенных по правилу В. П. Филозофова (а) и по однопорядковым рекам (б).

1 — изобазиты; 2 — явный остаточный рельеф; 3 — выявленный остаточный рельеф; контуры структур, выявленных по данным: 4 — морфометрии; 5 — сейсмической разведки.

Интерпретация морфометрических карт облегчается и становится более объективной, если карты базисных поверхностей построены по однопорядковым рекам с частичным снятием влияния эрозии. Подобные построения нами были проведены на небольших хорошо изученных сейсморазведкой участках, и в частности на территории Березовско-Казымского района севера Западной Сибири. Построение базисной поверхности позволило более точно установить контуры Средне-Лыхминских структур, известных по данным площадной сейсмики [Ласточкин, 1965]. Рисовка изобазит и выявленного остаточного рельефа в некоторых районах сильно отличается от прежней; критерии выделения структур при интерпретации морфометрической карты оказались выраженными более четко (рис. 6).

Однако даже внесение подобных корректив* не полностью устраняет влияние эрозии на рельеф базисной поверхности. Дело

* Построение карт базисных поверхностей по данной методике в настоящее время осуществляется в морфометрической лаборатории Саратовского университета (В. П. Филозофов, С. А. Макаров) и в тресте Куйбышевнефтегазразведка (И. Л. Эпштейн).

в том, что изобазиты, соединяя равные высоты продольных профилей однопорядковых рек, протягиваются вдоль рек более высокого порядка в пределах их долинного рельефа, поверхность которого выработана в результате эрозионной деятельности крупных рек. Впадающие в них притоки стекают по наклонным поверхностям (борта долин, площадки и склоны террас) с уклонами эрозионного происхождения. Поэтому в данных случаях структурный фактор может быть также затушеван или, по крайней мере, выражен слабо и неточно.

Устранить это можно только при проведении изобазит в пределах современного наддолинного рельефа, не учитывая точек пересечения тальвегов рек данного порядка с горизонталями в долинной части рельефа, которые должны находиться гипсометрически ниже базисной поверхности (рис. 6, б). В этом случае рельеф базисной поверхности можно считать полностью структурно обусловленным.

Выше были указаны геоморфологические способы частичного и полного снятия влияния эрозионного фактора на рельеф базисной поверхности. Для этой же цели нами был применен графический способ снятия эрозионного фактора, осложняющего рельеф базисной поверхности, предложенный А. Б. Коганом [1961] для разделения физических полей на региональную и локальную составляющие при построении структурных карт.

Впервые по отношению к рельефу этот способ был применен И. М. Пасуманским [Кузин и др., 1963], которым была построена карта превышений рельефа дневной поверхности. Вслед за этим А. М. Берлянт [1965] построил карту регионального фона и карту превышения базисной поверхности III порядка для района Мезенской впадины.

Тектоническое содержание рельефа дневной поверхности сильно затушевано эрозионным воздействием рек различных порядков. Для выявления структурного содержания рельефа необходимо снять влияние эрозии, что можно достичь осреднением рельефа, в результате которого неровности в основном эрозионного происхождения будут сnivelированы и наиболее выпукло будут проступать крупные черты земной поверхности, обусловленные новейшими тектоническими движениями. Поэтому необходимо выявлять региональную составляющую рельефа, а не строить карты превышений рельефа (локальной составляющей), как это делают И. М. Пасуманский и А. М. Берлянт.

Базисная поверхность, построенная по методике В. П. Филоsoфова, содержит гораздо больше структурно-тектонической информации, чем рельеф дневной поверхности. Поэтому региональный фон этой поверхности можно считать, вероятно, почти полностью структурно обусловленным. Вследствие этого преобразования первичной карты происходит разложение базисной поверхности и устранение эрозионного фактора, т. е. действие, обратное наложению тектонического и эрозионного рельефообразующих факторов, которые алгебраически суммируются в природе. Мы не придаем региональному

фону базисной поверхности какой-либо возрастной характеристики и не считаем его моделью «первичного рельефа» [Берлянт, 1965].

Таким образом, региональный фон базисной поверхности, хотя и обладает меньшим количеством информации по сравнению с исходной картой, характеризует искомое структурно-тектоническое содержание этой поверхности. Неровности эрозионного происхождения, вследствие своих меньших размеров по сравнению с главными морфоструктурными формами, при осреднении базисной поверхности нивелируются.

Для построения регионального фона необходимо выбрать радиус осреднения R . Для этого на базисной поверхности выбираются наиболее характерные точки в центрах поднятий и понижений. В этих точках подсчитываются средние значения высот базисной поверхности при последовательном увеличении размера площади осреднения. Для каждой из них строятся графики зависимости средних высот рельефа базисной поверхности \bar{H} от радиуса осреднения R . По графикам $\bar{H}(R)$ можно установить такие оптимальные значения R , превышения которых несущественно сказываются на величине \bar{H} или когда после некоторого увеличения R ход кривой $\bar{H}(R)$ резко изменяется. В первом случае кривая $\bar{H}(R)$ выходит на асимптоту, во втором для выбора оптимального радиуса используется не асимптотическая ветвь кривой $\bar{H}(R)$, а точки перегиба [Андреев, Клушин, 1962]. Таким образом, площадки и резкие перегибы на кривых $\bar{H}(R)$ характеризуют наличие неровностей определенных линейных (размерность R) и площадных (размерность R^2) размеров. Если площадки и перегибы на различных кривых $\bar{H}(R)$ являются характерными для равных значений R , то с определенной степенью вероятности можно считать, что на исследуемой территории имеются неровности, группирующиеся по порядкам*.

На прилагаемом графике (рис. 7) нами выделены пять порядков неровностей базисной поверхности севера Западной Сибири. Из них выбран второй порядок со средним радиусом, равным 10,6 км, так как почти все неровности эрозионного происхождения (речные долины), которые снимаются с базисной поверхности, по своей ширине меньше 20 км. Исключение составляют главные речные долины на изучаемой территории (Обь, Надым и др.). При значениях R , близких к 10,8 км, четыре кривые из шести характеризуются более или менее четкими площадками и одна — резким перегибом. Для упрощения технических операций принимаем радиус осреднения равным 10 км.

Осреднение базисной поверхности производится при помощи квадратной палетки, которая принципиально не отличается от круговой. Сторона квадрата палетки равна радиусу осреднения. Отсчеты

* Вопрос выбора радиуса осреднения будет также рассмотрен на другом материале (гл. III и V).

высот берутся по сети равноудаленных друг от друга точек и используются при подсчетах средних значений \bar{H} . Затем проводятся изолинии средних высот регионального фона.

На карте регионально-го фона выделяются крупные положительные и отрицательные морфоструктуры, совокупность которых определяет общий морфоструктурный план территории. Следует особо

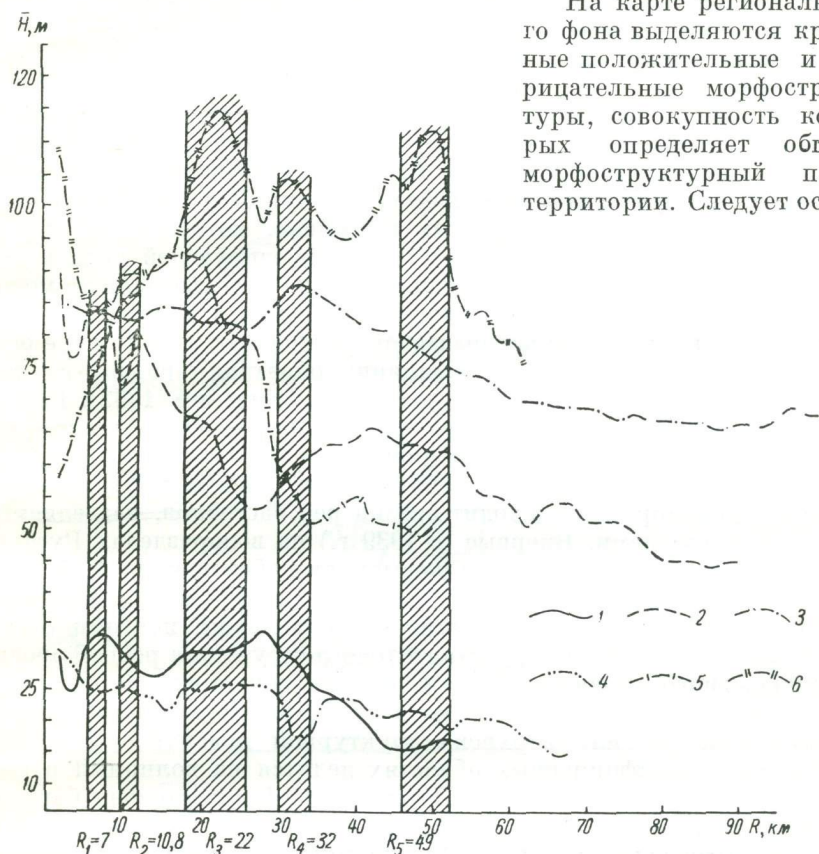


Рис. 7. Графики $\bar{H}(R)$ для определения радиуса осреднения при построении карты регионального фона базисной поверхности для районов:

1 — север Тазовского полуострова; 2 — юг Тазовского полуострова; 3 — бассейн р. Пурпе; 4 — юг п-ова Ямал; 5 — бассейн р. Северной Сосьвы; 6 — Казымский материк.

отметить выделение большого количества замкнутых впадин второго и третьего порядков, которые не проявляются на гипсометрических картах.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Полная реконструкция тектонического рельефа возможна в настоящее время на территориях равнинно-платформенных областей с молодым аккумулятивным рельефом, таких как север Западно-Сибирской низменности, Прикаспийская низменность, низменности

Северо-Востока СССР и др. Возможность такой реконструкции определяется следующими особенностями рельефа. В этих областях вследствие молодости их рельефа и относительно слабой активности новейших движений тектонические неровности не полностью уничтожены речной эрозией. В современном рельефе сохранились их фрагменты — узкие полосы, приуроченные к водораздельным пространствам.

Водоразделы на поверхности суши представляют собой устойчивые структурные линии. Современные исследования [Вирский, 1952; Арманд, 1955; Геренчук, 1960а, б] полностью опровергли «закон» Джилльберта о миграции водораздельных линий в процессе конкурентного развития двух смежных бассейнов, который говорил об отжиме водораздельной линии от сильно эродирующей реки в сторону слабоэродирующей. Подобная миграция водоразделов не может иметь место, так как эрозия конкурирующих рек при их врезании не продвигается вверх до водоразделов, а наоборот, чем глубже река врезается, тем на большее расстояние обратная эрозия (идущая снизу вверх) не доходит до верховьев реки [Вирский, 1952]. Речная эрозия не может изменить общий орографический план территории, созданный тектоническими движениями.

Таким образом, вдоль водораздельных линий протягиваются участки, до которых не доходит эрозия рек бассейнов, разделяемых этими водоразделами. Впервые (в 1939 г.) на водоразделах Русской платформы были выделены зоны «невывяляющейся эрозии» А. А. Вирским [1952], что впоследствии было подтверждено Р. Хортоном [1948], который назвал последние «пограничными поясами отсутствия эрозии». Вследствие действительного отсутствия речной эрозии различное гипсометрическое положение этих зон определяется только тектоническим фактором, и их можно назвать фрагментами тектонического рельефа (или верхней структурной поверхности).

Рельеф в платформенных областях делится на долинный и наддолинный [Вирский, 1952]. Долинный рельеф представлен бортами долин и террасовым комплексом, идущим вдоль крупных речных артерий. Выше располагается наддолинный рельеф, поверхность которого расчленена притоками этих крупных рек, создающих свои участки долинного рельефа. Между притоками располагаются узкие вытянутые полосы земной поверхности, не затронутые речной эрозией. Хортон называет их «поясами отсутствия эрозии» на поперечных водоразделах. Вся сеть этих полос отсутствия эрозии в пределах наддолинного рельефа и является основой для построения карты тектонического рельефа.

Практически полосы «отсутствия эрозии» опознаются на местности, аэрофотоснимках и топографических картах по отсутствию оврагов, ложбин стока и других первичных суходолов, наличию реликтовых (оставшихся после регрессии моря) озер и по типично морским поверхностным отложениям.

Граница между долинным и наддолинным рельефом отбивается на топографических картах по резкому сгущению горизонталей

при переходе к бортам долины в районах с интенсивным вертикальным расчленением (рис. 8, а) или по тыловому шву самой верхней речной террасы в районах со слабым расчленением (рис. 8, б). Примерами последнего является большинство речных долин Западно-Сибирской низменности, борта которых скрыты под аллювиальными отложениями речных разновозрастных террас. Граница долинного рельефа проводится здесь по тыловому шву второй надпойменной

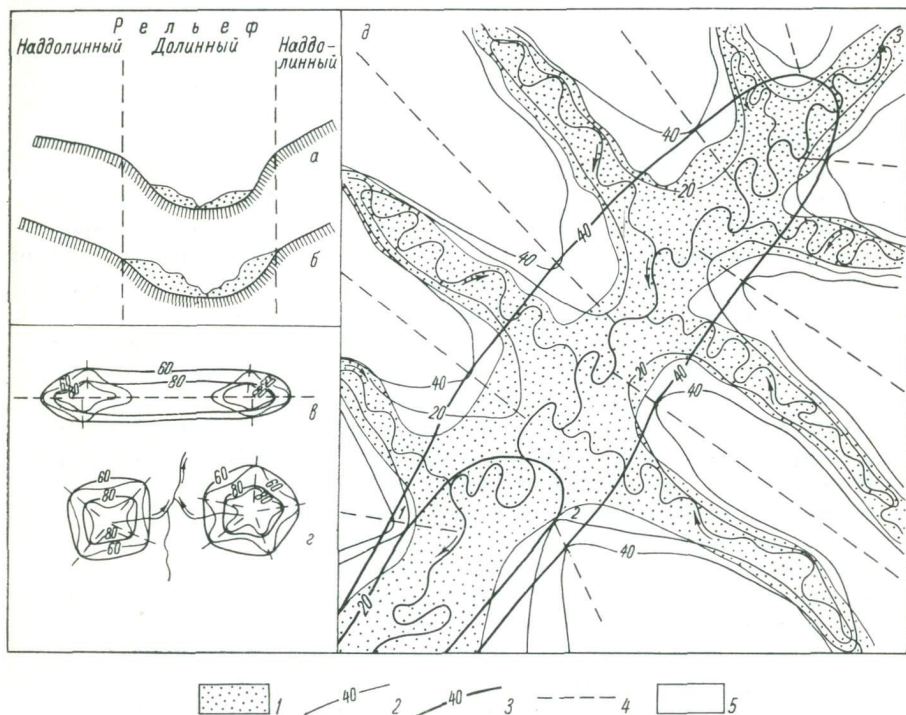


Рис. 8. Схема построения карты тектонического рельефа.

1 — долинный рельеф; 2 — горизонтали современного рельефа; 3 — изогипсы тектонического рельефа; 4 — водораздельные линии; 5 — наддолинный рельеф.

террасы, так как более высокие уровни формировались еще во время существования глубоко вдающихся в сушу лагуны (губ).

Карта тектонического рельефа строится исходя из геоморфологической карты с выявленными речными террасами или границами долинного рельефа и топографической карты с проведенными на ней водораздельными линиями, к которым приурочены зоны «отсутствия эрозии». Обычно горизонталы современной физической поверхности, идущие вдоль средних и больших рек, выходят за пределы наддолинного рельефа и протягиваются по бортам долины и речным террасам вверх по течению до места их пересечения с тальвегом реки (рис. 8, д, точка 3). Изогипса тектонического рельефа идет вдоль

горизонталь до точки пересечения последней с водораздельной линией в пределах наддолинного рельефа (точка 1) и в этом месте она переходит на противоположный коренной берег (на точку 2).

На водораздельных пространствах можно встретить денудационные останцы, созданные при пропилировании водоразделов и образовании речных перехватов. В этом случае, когда останцы вытянуты так, что их водораздельные линии находятся приблизительно на одной прямой, т. е. представляют собой цепь возвышенностей, они объединяются изогипсами тектонического рельефа (рис. 8, в). Если с останцов, обычно изометричной или неправильной формы, стекают водотоки, направленные друг против друга (рис. 8, г), они не объединяются, а рисуются изолированными поднятиями.

Таким образом, на карте тектонического рельефа земная поверхность представлена в том виде, который имел бы место при отсутствии эрозионной деятельности гидросети. Карта реконструирует структурную поверхность без форм эрозионного расчленения, характеризуя эту поверхность изогипсами тектонического рельефа. Речные долины «заполняются» осадками, которые были размывы за период с момента выхода данной территории из-под уровня моря. При этом тектонический рельеф как структурная поверхность отражает суммарный эффект рельефообразующих тектонических движений относительно современного положения уровня моря.

При сравнении карты тектонического рельефа, построенной нами для территории севера Западной Сибири (рис. 9), со структурно-тектоническими схемами мезо-кайнозойского чехла выявился в общем унаследованный характер рельефообразующих движений, создавших эту верхнюю структурную поверхность. Представленная карта вследствие своей мелкомасштабности дает лишь общую картину тектонического рельефа севера Западной Сибири и отражает в основном структуры I и часть структур II порядка.

Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа для молодых аккумулятивных равнин разрабатывается одновременно с нами на кафедре геоморфологии МГУ Н. Г. Шубиной и Л. Б. Аристарховой [1965]. Однако, как отмечалось выше, она отличается от нашей и в основном сводится к картографической генерализации топографической основы.

Указывая на значение реконструкции тектонического рельефа, необходимо отметить, что, во-первых, в результате ее мы получаем структурную поверхность, точность изображения которой близка к точности топографической основы. Во-вторых, геоморфологическая (а не картографическая) генерализация рельефа дает возможность объективно сравнивать тектонический рельеф с нижними структурными поверхностями для решения вопросов об унаследованности или перестройке структурного плана. В-третьих, реконструкция тектонического рельефа приближает нас к определению амплитуды рельефообразующих движений, делая трехчленное уравнение В. Пенка (см. гл. I) двучленным. В этом случае рельеф представляется функцией рельефообразующих тектонических движений.

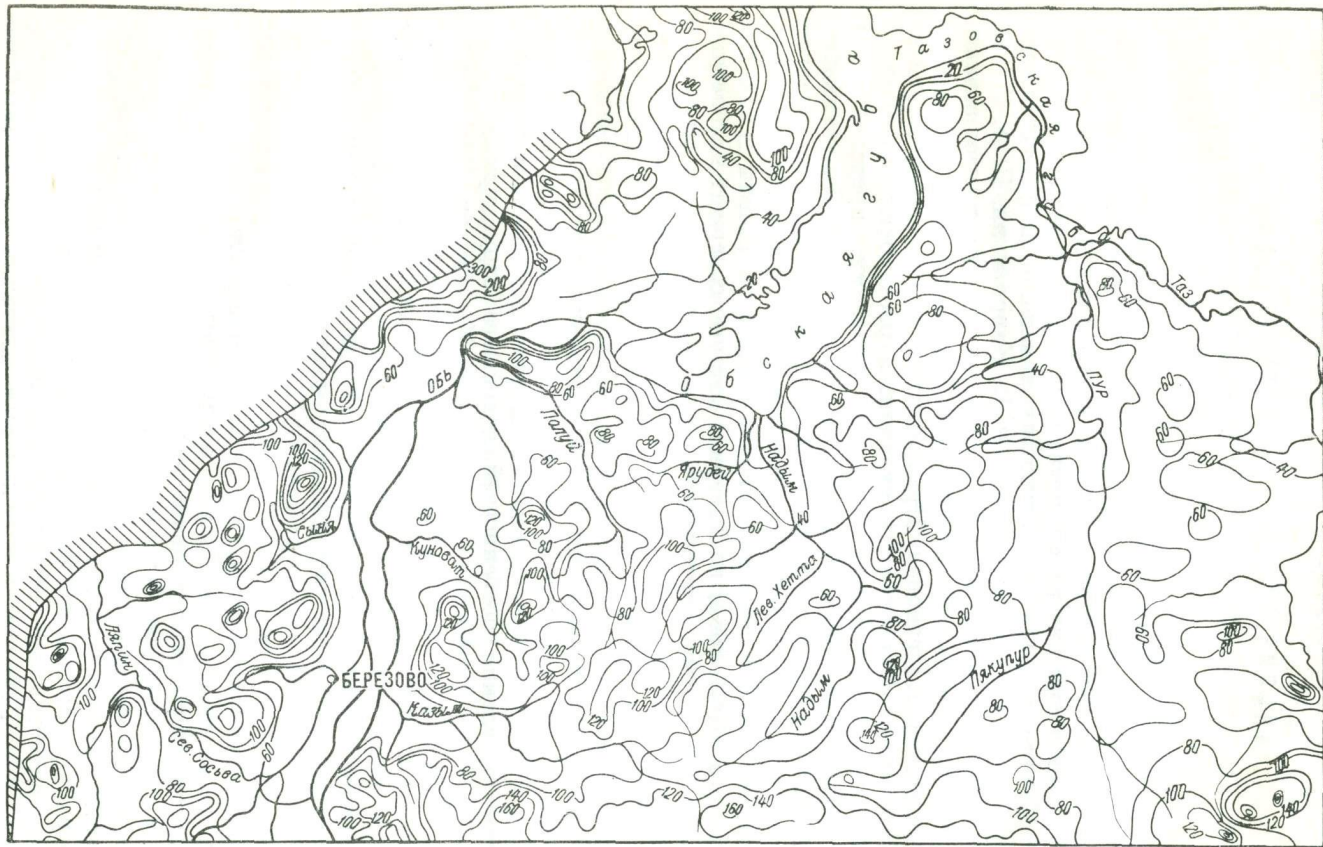


Рис. 9. Карта тектонического рельефа северной части Западной Сибири,

АНАЛИЗ РАСЧЛЕНЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Проблема выявления признаков молодых тектонических движений и влияние их на формирование рельефа уже давно привлекала интерес геологов и геоморфологов. В связи с этим уже с середины XIX в. появляется ряд работ, посвященных образованию гидрографической сети и роли тектонических движений в формировании рельефа (ле Пле, Г. П. Гельмерсен, А. П. Карпинский, И. А. Головкинский и др.). На первом этапе изучения рельефа в этом аспекте было обращено внимание на его расчлененность как характерный признак отдельных районов. Правда, тогда еще не давалось тектонической интерпретации этого явления, а расчлененность, изучавшаяся часто уже картометрическими методами, представлялась в виде количественных характеристик рельефа. Особое внимание в то время уделялось вертикальной расчлененности (или «энергии рельефа») [Калесник, 1936]. Из последних работ, посвященных изучению расчлененности рельефа, следует упомянуть работы В. Н. Сементовского [1963, 1964] по Татарии, которые содержат интересные методические приемы картометрического изучения суммарной расчлененности рельефа. К сожалению, в этих работах отсутствует тектоническая интерпретация большого фактического материала по расчлененности рельефа.

За последние годы появилось значительное количество работ, в которых рассматриваются вопросы расчлененности рельефа различных территорий (в основном Русской платформы) и делаются попытки выявления особенностей новейшего структурного плана по этим данным [Соболев, 1948; Абрамов, Мещеряков, 1960; Философов, 1960; Бухарцев, 1962; Журенко, 1959; Голодовкин, 1964 и др.]. Основное внимание в этих работах уделено вертикальной расчлененности рельефа и анализу орографических особенностей.

Впервые комплексное сочетание горизонтального и вертикального расчленения для количественной характеристики «сложности» рельефа предложил Г. И. Знаменщиков [1950]. Дальнейшее развитие эта методика получила в работе Г. И. Худякова [1964] применительно к Западно-Сибирской низменности. Он считает, что показатель общей расчлененности поверхности следует выражать через коэффициент интенсивности глубинной эрозии. Составляющими этой величины, по мнению Г. И. Худякова, являются коэффициенты густоты и глубины эрозионного расчленения на единицу площади. Эти коэффициенты высчитываются по формулам, приводимым в его работе. Суммарную «сложность» рельефа вычисляют также по формуле, которая представляет собой модернизацию формулы Г. И. Знаменщикова [1950]. Морфоструктурная интерпретация карты интенсив-

ности глубинной эрозии, как отмечает Г. И. Худяков, сравнительно проста. Эти построения используются главным образом для выделения тектонически активных положительных структур III порядка, характеризующихся резко повышенным значением коэффициента интенсивности глубинной эрозии или на крыльях складки, или в пределах ее сводовой части.

Суммарная расчлененность рельефа изучалась для средней части Западной Сибири В. Б. Полкановой [1966]. Остановимся на этом немного подробнее, так как, по утверждению автора, эта работа является первой попыткой изучения суммарной расчлененности рельефа. Для оценки расчлененности рельефа («сложности» — по терминологии В. Б. Полкановой) приняты два основных показателя — горизонтальное и вертикальное расчленение. Автор метода вводит объединение этих показателей в один, который представляет собой сумму величин вертикального и горизонтального расчленения, выраженную в баллах. За вертикальное расчленение принимается величина размаха рельефа в метрах на определенный квадрат, за горизонтальное — сумма длин тальвегов всех водотоков и суходолов в километрах. Перевод в баллы осуществляется в отношении 1 : 1, т. е. 1 м разности высот равен 1 баллу и 1 км длин водотоков тоже равен 1 баллу. Далее проводится арифметическое суммирование баллов и отнесение суммы к центру квадрата. Путем интерполяции строится карта в изолиниях баллов «сложности» рельефа. Как указывает В. Б. Полканова [1966], поднятия фиксируются на этой карте повышенными показателями «сложности» рельефа, а опускания — пониженными.

Совместный учет вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа является положительной стороной этой методики. Однако методические приемы В. Б. Полкановой не терпят критики. Прежде всего, совершенно не обоснован коэффициент перевода в баллы, а именно, приравнивание 1 м разности высот к 1 км длин водотоков. Такое приравнивание может привести к одинаковой оценке в баллах участков с совершенно различной расчлененностью (в одном случае может преобладать вертикальное расчленение, в другом — горизонтальное, а балл будет один и тот же). Кроме того, не оправдано и арифметическое, формальное суммирование метров вертикального расчленения и километров длин водотоков. Термин «сложность» рельефа, введенный до В. Б. Полкановой Г. И. Знаменчиковым [1950], нельзя признать удачным, так как он совсем не отражает сущности расчленения рельефа и может пониматься разными исследователями по-разному.

Попытаемся пояснить, каким образом расчлененность рельефа связана с новейшими тектоническими движениями.

Еще в 1924 г. В. Пенк [1961] сформулировал основной геоморфологический закон: «Для формирования земной поверхности решающее значение имеет соотношение интенсивности эндогенных и экзогенных перемещений масс». Это положение лежит в основе всех последующих исследований в области структурной геоморфологии.

В. Пенк отмечает, что направленное друг против друга действие эндогенных (тектонических) и экзогенных (денудационных) сил начинается только тогда, когда тектоническое поднятие «предоставляет денудации часть земной коры». Далее В. Пенк указывает: «... единой, присущей всем областям чертой является подчинение действия экзогенных процессов действию эндогенных». Это правило и лежит в основе анализа особенностей рельефа для выявления новейших структурных форм и интенсивности новейших движений. Подводя итог взглядам В. Пенка на характер соотношения рельефа и тектонических движений, приведем еще одно его высказывание: «При данной длительности существования земной коры рельеф — функция интенсивности поднятия».

В дальнейшем взгляды В. Пенка развивались в СССР уже применительно к равнинным, платформенным областям. Большое значение для познания связи рельефа со структурой земной коры имели работы М. М. Тетяева (1934, 1941, 1962) и В. В. Белоусова (1954). По мнению М. М. Тетяева, в основу создания и развития рельефа заложены движения земной поверхности, являющиеся одной из форм общего геотектогенеза. Он считает, что законы развития рельефа являются частной формой основных законов развития структуры.

Большой интерес представляет работа С. С. Соболева [1948], который на примере изучения эрозионных процессов на территории европейской части СССР показал, что глубины местных базисов эрозии (вертикальное расчленение) находятся в тесной связи с направлением и интенсивностью эпейрогенических движений, которые в свою очередь связаны со структурами платформенного чехла. На связь особенностей рельефа с новейшими тектоническими движениями в пределах платформенных областей указывают многие авторы [Герасимов, 1946; Личков, 1948; Мещеряков, 1960а, б, 1963, 1965а, б; Николаев, 1962; Хаин, 1954, 1964а, б; Рождественский, 1960, 1965 и др.].

В тесной связи с рассмотренным выше стоит вопрос о влиянии физико-географических условий на формирование рельефа. В. Пенк [1961] указывает на то, что формирование склонов, как один из основных геоморфологических процессов, зависит только от углов наклона (эти углы создаются эндогенными процессами) и не зависит от климатических условий. «... Ни в одной климатической области от экватора до края материкового льда плоскостной снос не может прекратиться до тех пор, пока средний наклон склонов страны больше наименьшего наклона, при котором возможны движения масс ($< 5^\circ$)», — пишет В. Пенк [1961]. С таким полным отрицанием влияния климатических факторов на процесс рельефообразования вряд ли можно согласиться. Однако ведущую роль в этом процессе играют эндогенные силы. По всей вероятности, денудационные формы (расчленение рельефа), одинаковые при сходных тектонических условиях, в различных физико-географических районах имеют своеобразный облик и образуются с различной скоростью.

При тектоническом анализе рельефа не следует забывать и о избирательности денудационных процессов, т. е. о влиянии литологических особенностей пород на скорость и характер действия денудации. Учет литологических особенностей поверхностных отложений особенно важен для территорий с выходами резко различных по устойчивости пород. Так, в пределах Сибирской платформы на участках развития траппов при анализе расчлененности рельефа необходимо учитывать большую сопротивляемость траппов действию денудационных процессов.

Исходя из приведенных выше теоретических предпосылок, авторы поставили перед собой задачу изучения расчлененности рельефа платформенных областей СССР с целью районирования территории по интенсивности новейших движений. Учитывая обширность территории, был применен метод картометрического изучения расчлененности рельефа по гипсометрической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000. В качестве методического приема замера расчлененности был использован опыт работы В. Н. Сементовского [1963, 1964], заключающийся в подсчете «частных и общих изогипсометрических коэффициентов». В. Н. Сементовский выбирал «магистральные» изогипсы, при помощи курвиметра измерял их длину и относил к площади планшета. Полученный коэффициент показывает степень развития данных высотных уровней и характеризует их горизонтальную расчлененность. Если участок глубоко расчленен и имеет значительные абсолютные высоты, через него проходит несколько изогипс. Для таких районов В. Н. Сементовский производил замер всех изогипс и выводил «общий изогипсометрический коэффициент».

Изучение расчлененности рельефа и построение карт расчлененности проводятся в такой последовательности.

1. Гипсометрическая карта масштаба 1 : 2 500 000 делится на элементарные квадраты. Длина стороны квадрата выбирается в зависимости от масштаба исходной карты (соответственно от точности) и от детальности, которую хотят получить.

Нами сторона квадрата принята равной 2 см (50 км на местности).

2. Внутри квадратов при помощи курвиметра измеряется суммарная длина всех горизонталей и цифра эта относится к центру квадрата. Количество горизонталей в данном квадрате указывает вертикальную расчлененность рельефа. Извилистость или сложность изогипс характеризует горизонтальную расчлененность. Таким образом, суммарная длина горизонталей отображает общую расчлененность рельефа в пределах данного квадрата. В случае, когда имеет смысл в зависимости от особенностей территории принять переменную величину элементарного квадрата, нужно вводить коэффициент расчлененности, т. е. отношение суммарной длины изогипс к площади квадрата.

3. Одной из самых сложных задач изучения расчлененности рельефа является отделение экзогенной составляющей процесса рельефообразования от интересующей нас эндогенной части процесса. К экзогенным факторам относятся в первую очередь климати-

ческие условия и литологический состав пород, подвергающихся действию денудации. Указанные факторы рельефообразования с большим трудом поддаются количественной оценке, поэтому полный учет их практически невозможен. Следует отметить, что и климатические особенности района, и литологические свойства пород гораздо сильнее сказываются на горизонтальной расчлененности, которая составляет не такую большую часть суммарной расчлененности рельефа. Кроме того, необходимо избавиться и от ошибок измерения, которые обусловлены неточностью курвиметра и неточностью, а частично и генерализацией горизонталей исходной карты. Исключение из первичного материала замеров перечисленных выше «помех» проводится следующим образом. Полученное поле цифр (результаты замеров) осредняют при помощи квадратной палетки, аналогично тому, как это делается при интерпретации гравиметрических и других геофизических данных. Размер палетки (радиус осреднения) выбирается в зависимости от масштаба карты и задач исследования (подробно вопрос о методике осреднения и выборе радиуса осреднения рассмотрен в гл. II и IV). Нами был принят радиус осреднения 62,5 км (сторона палетки 125 км на местности). Величина радиуса осреднения была выбрана с учетом примерного размера структур I порядка. Отражение новейших движений этих структур в расчлененности рельефа мы и хотели получить в результате осреднения. Отклонения показателя расчлененности, вызванные экзогенными влияниями внутри площади, оконтуренной палеткой, осредняются и тем самым в значительной степени исключаются из анализа. Правильно выбранный размер палетки позволяет исключить такие факторы, как большое расчленение в придолинных участках, отсутствие расчленения или малые его значения в районах, где в пределы палетки осреднения попадают акватории озер или прибрежные части морей. Естественно, что осреднение подобного рода не может полностью снять экзогенных влияний на расчлененность рельефа. Вопрос о исключении из суммарной расчлененности рельефа экзогенной составляющей процесса рельефообразования все еще остается не совсем решенным и требует большой доработки.

4. Результаты осреднения обобщаются в виде карты регионального фона расчлененности рельефа. Карта строится в изолиниях расчлененности и раскрашивается в соответствии с легендой (см. ниже). Нам представляется, что карта регионального фона расчлененности рельефа дает разделение территории на области с различной интенсивностью новейших движений. Размерность этих областей соответствует размерности надпорядковых и крупных структур I порядка по классификации платформенных структур, принятой на совещании во ВНИГРИ (1963 г.).

5. Из исходной карты (с непосредственными результатами замеров) вычитаем карту регионального фона расчлененности рельефа. Результаты вычитания обобщаются в виде карты остаточных аномалий расчлененности рельефа. Эта карта строится также в виде изолиний расчлененности, причем здесь выделяются положительные

и отрицательные аномалии расчлененности рельефа, которые, по нашему мнению, представляют собой районы интенсивности новейших движений. Помимо интенсивности экзогенных процессов аномалии указывают и на относительную направленность новейших движений.

6. После проведения перечисленных выше измерений и построений составляется результирующая карта, на которой данные карты регионального фона расчлененности дают интенсивность новейших движений по крупным морфоструктурным единицам (областям), а карты остаточных аномалий дают относительную интенсивность и направленность новейших движений по более мелким морфоструктурным единицам (районам).

Мы считаем, что обзорная карта прежде всего поможет в решении большого круга теоретических и практических вопросов. Сравнительный анализ карты интенсивности новейших движений со структурно-тектоническими схемами, структурными картами по различным горизонтам осадочного чехла и с картами рельефа фундамента позволит выяснить очень важные вопросы соотношения структурных планов, тем самым решив вопрос о степени унаследованности структур и истории их развития. Большое значение такая карта может иметь для платформенных областей с прямым соотношением структурных планов, так как данные о новейшем структурном плане можно с той или иной степенью достоверности распространить и на более древние структурные поверхности.

За последние годы в литературе появляется все больше указаний на непосредственную связь интенсивности новейших движений структур, а следовательно, и расчлененности рельефа с нефтегазоносностью [Розанов и др., 1964б; Бухарцев, 1962; Голодовкин, 1964 и др.]. Так, в работе Л. Н. Розанова и др. [1964б] отмечается, что нефтегазоносные районы краевой части Русской платформы расположены в наиболее неотектонически активной зоне. Залежи нефти и газа приурочены здесь к локальным положительным структурам, которые расположены в пределах приподнятых зон вдоль флексур и разломов фундамента, а также к вершинам сводов. Именно эти зоны отличаются наибольшей неотектонической активностью. Наиболее активный подъем отмечается на участках структур, содержащих нефть и газ. Это подтверждает важную роль новейших движений в процессе формирования газонефтяных месторождений.

В. Д. Голодовкин [1964], опираясь на большой фактический материал, полученный в Куйбышевской области, приходит к выводу о том, что большинство поднятий, подтвержденных структурным бурением и с установленной нефтеносностью, приурочено к зонам повышенной расчлененности рельефа. Этот факт позволяет автору заключить, что формирование залежей нефти связано с новейшими тектоническими движениями и что для скопления ее недостаточно наличия ловушки в продуктивных горизонтах, а необходимо, чтобы структура была неотектонически активна. Как отмечает В. Д. Голодовкин, оценка расчлененности рельефа дает возможность на слабо-

изученных территориях наметить участки, благоприятные для поисков положительных структур, а для изученных районов, опираясь на расчлененность как признак неотектонической активности, можно классифицировать ранее выявленные геолого-геофизическими методами поднятия на возможно продуктивные и непродуктивные.

Таким образом, можно сказать, что изучение расчлененности рельефа как показателя интенсивности новейших движений может значительно повысить эффективность нефтегазопроисковых работ.

Очень интересные результаты дает сравнение интенсивности новейших движений, и особенно остаточных аномалий расчлененности, с разломами. Как показало такое сравнение для Русской платформы, подавляющее большинство зон разломов фундамента и осадочного чехла выражается в виде интенсивных положительных аномалий расчлененности рельефа или приурочено к переходу от положительных к отрицательным аномалиям с малым заложением изолиний расчлененности. Даже при предварительном сравнении видно, что построение карты остаточных аномалий расчлененности может оказать помощь при трассировании и классификации разломов.

Кроме перечисленного данные обзорной карты расчлененности рельефа и интенсивности новейших движений должны быть использованы при выработке рационального комплекса структурно-геоморфологических методов изучения новейшего структурного плана для различных районов платформенных областей СССР.

Карты расчлененности рельефа на более крупных масштабах нами еще не строились. Однако при правильном выборе величины элементарного квадрата и радиуса осреднения в зависимости от масштаба карты и размерности структур данного региона построение таких карт, возможно, даст хорошие результаты, а метод изучения расчлененности может стать одним из морфометрических методов поисков структур в закрытых платформенных областях. Карты расчлененности рельефа, построенные для небольших районов, должны более полно отражать эндогенную часть процесса рельефообразования, так как такие районы находятся практически в единых физико-географических условиях и ожидать здесь резких смен литологических особенностей поверхностных отложений также не приходится.

В качестве примера приведена часть построенной нами карты (рис. 10), которая охватывает юго-восток Русской плиты и Прикаспийскую синеклизу. На карте видно, что в характере регионального фона расчлененности рельефа наблюдаются следующие закономерности. В пределах выделенного участка региональный фон расчлененности характеризуется большими градиентами значений лишь при переходе от Прикаспийской синеклизы к Волго-Уральской антеклизе. Здесь вдоль борта Прикаспийской синеклизы наблюдается сближение изолиний регионального фона расчлененности, а перепад значений достигает 15 единиц. В пределах Прикаспийской синеклизы значения регионального фона расчлененности колеблются от 0 до 5—7 единиц, что, по нашему мнению, указывает на очень

слабые положительные и на отрицательные новейшие движения. В качестве области, резко отличающейся от предыдущей режимом новейших движений и характером расчлененности рельефа, можно привести Волго-Уральскую антеклизу (рис. 10). В пределах Волго-Уральской области наблюдаются значения регионального фона расчлененности от 15 до 25 единиц. Следует отметить, что Башкирский свод, по всей вероятности, характеризуется большей активностью новейших движений, так как расчлененность здесь превышает 25 единиц, в то время как на Татарском своде она редко достигает 20. Вблизи северной рамки, приведенной выкопировки располагается южная часть Московской синеклизы, которая характеризуется, как и вся синеклиза в целом, очень монотонными значениями регионального фона расчлененности (от 5 до 10 единиц). Из приведенного выше видно, что данные карты регионального фона расчлененности рельефа позволили выделить (в рамках выкопировки) три морфоструктурные области (Прикаспийскую синеклизу, Московскую синеклизу и Волго-Уральскую антеклизу) с различной интенсивностью новейших движений.

Очень интересные материалы представляет нам карта остаточных аномалий расчлененности рельефа (рис. 10). В пределах Прикаспийской синеклизы аномалии расчлененности имеют расплывчатые очертания и малую интенсивность. Нужно отметить, что здесь аномалии расчлененности частично могут быть обусловлены не новейшими тектоническими движениями, а проявлением соляной тектоники. Характерно, что положительные аномалии в этой области совпадают с поднятиями поверхности фундамента (район Доссора и оз. Индер). Относительно крупная положительная аномалия, расположенная немного севернее Уральска и вытянутая в субширотном направлении, соответствует зоне разломов бортовой части Прикаспийской синеклизы. Интенсивность положительных новейших движений и их контрастность в этой области очень малы.

Совершенно иной характер имеют аномалии расчлененности рельефа в пределах Волго-Уральской неотектонической области. Здесь аномалии отличаются высокой интенсивностью и большими значениями расчлененности (до 20 единиц). Наибольшая интенсивность положительных аномалий прослеживается в полосе Доно-Медведицкий вал — Саратовские дислокации — район Самарской луки. Несколько меньшая интенсивность положительных аномалий наблюдается на Токмовском, Татарском и Оренбургском сводах (до 10 единиц). Довольно интенсивные отрицательные аномалии (6—8 единиц) приурочены к Бузулукской, Мелекесской впадинам и к части Бирской седловины. Кроме этих структур I порядка в положительных аномалиях расчлененности выразились и отдельные структуры II порядка, такие как Альметьевское, Кукморское и некоторые другие поднятия.

Рязано-Саратовский авлакоген выразился довольно четко в виде полосы положительных аномалий расчлененности, приуроченной к разломам, ограничивающим авлакоген. Исходя из этого можно

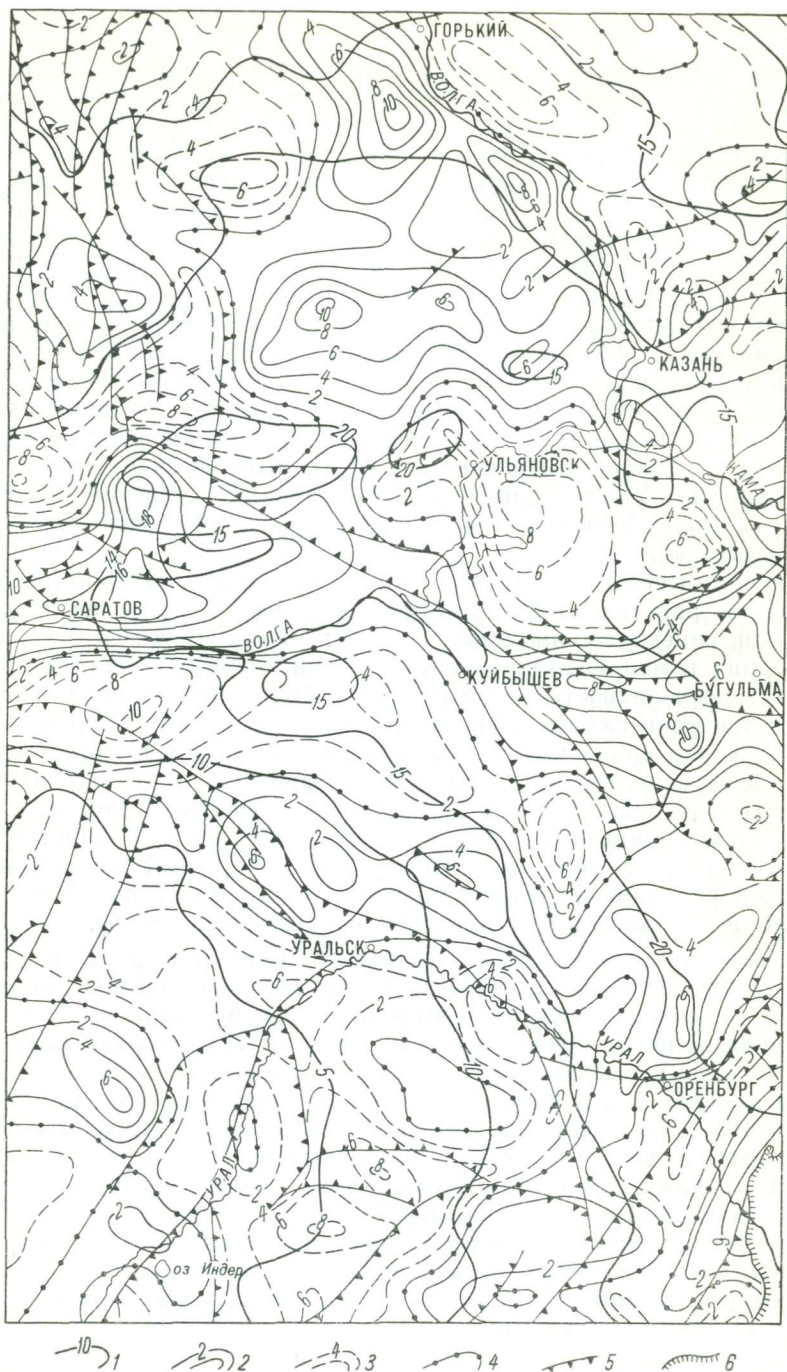


Рис. 10. Выкопировка из карты расчлененности рельефа платформенных областей СССР (составили И. В. Рейнин и В. И. Якушев).

1 — изогипсы регионального фона расчлененности рельефа; остаточные аномалии расчлененности рельефа: 2 — положительные, 3 — отрицательные; 4 — линии, разделяющие положительные и отрицательные аномалии (нулевые линии); 5 — разломы фундамента и осадочного чехла; 6 — граница орогенной области Урала.

сказать, что по разломам на протяжении новейшего тектонического этапа происходили значительные блоковые подвижки, иногда разнонаправленные.

Из приведенных примеров видно, что в особенностях регионального фона расчлененности рельефа отражается характер новейших движений крупных морфоструктурных областей. Остаточные аномалии расчлененности указывают на характер новейших движений в морфоструктурных районах, которые по своей размерности соответствуют структурам I и II порядков. Кроме того, для приведенного в качестве примера района, который характеризуется прямым соотношением структурных планов, мы показали соотношение регионального фона и остаточных аномалий расчлененности рельефа со структурными формами платформенного чехла.

Как было отмечено выше, наблюдается некоторая связь положительных аномалий расчлененности рельефа с разломами. Проиллюстрируем это положение некоторыми примерами (рис. 10). Относительно интенсивные положительные аномалии наблюдаются в районе г. Уральска. Здесь они связаны с разломами бортовой зоны Прикаспийской синеклизы. Очень четкая положительная аномалия вблизи г. Саратова совпадает с сильной раздробленностью фундамента. Положительные аномалии района городов Белебей и Бугульма также соответствуют разломным зонам. Количество примеров можно было бы и увеличить, но и приведенных примеров достаточно, чтобы говорить о связи положительных аномалий расчлененности рельефа с разломными зонами, а соответственно и о том, что интенсивность новейших движений обусловлена движениями блоков фундамента.

В заключение следует отметить, что метод выявления интенсивности новейших движений по расчлененности рельефа еще далек от совершенства. В процессе дальнейшей доработки этого метода нужно произвести апробацию его на различных масштабах и в различных физико-географических и главное структурно-тектонических условиях.

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ
МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Вопрос об исследовании линейных элементов рельефа и растительного покрова и их связи с трещинами и разрывами не является новым в геологии.

По данным А. С. Баркова [1934], еще в начале XIX в. французские исследователи Апаро, Фурне и Белгранд считали, что «реки протекают по трещинам в твердых породах и известняках». О связи гидросети с разрывными нарушениями писали Э. Эйхвальд [1846] и Р. Мурчисон [Мурчисон и др., 1849].

Наблюдения Н. Д. Черского [1881], Гильберта [Gilbert, 1882], Хеттнера [Hettner, 1887], А. П. Павлова [1899], А. Д. Архангельского [1911], Мартеля [Martel, 1921], Панцера [Panzer, 1923] и других показали, что повсеместно трещины и разрывы горных пород оказывают большое влияние на заложение и развитие гидросети.

С рождением аэрофотогеологии появилась возможность изучать с помощью аэрофотоснимков линейные элементы, не выраженные или слабо выраженные в рельефе (суходолы, прямолинейные заболоченные понижения, полосы растительности, спрямленные края озер, болот, внутриболотных зон и лесных массивов, линейные изменения тональности почвы), и непосредственно наблюдать широкую картину развития трещин и разрывов, выражающихся на снимках хорошо обнаженных районов в виде борозд и рвов. Кроме того, аэрофотосъемка резко улучшила качество топографической основы, что позволило точнее привязывать геологические данные и уверенно сопоставлять их с формами рельефа.

Большое значение для исследования линейных элементов имело проведение работ по специальному изучению трещиноватости горных пород и разрывов. Эти работы проводились с различными целями, однако многие геологи при этом обращали внимание на поведение гидросети и других линейных элементов [Барков, 1932, 1934; Пермяков, 1949, 1954]. Результатом таких наблюдений явились первые попытки тектонической интерпретации полученных данных. Так, Г. Д. Рихтером (1936), считавшим, что даже маломасштабные нарушения находят свое отражение в форме долин, озерных котловин, фиордов и прочих элементов рельефа, была построена на их основе карта разрывов Кольского полуострова. Эта карта принимается многими геологами и в настоящее время.

Несмотря на то, что современные работы в области исследования линейных элементов рельефа и растительного покрова, естественно, отличаются более целеустремленным подходом и лучшей аргументацией взаимосвязи трещинно-разрывной сетки горных пород с различ-

ными прямолинейными элементами рельефа и растительного покрова [Гвоздецкий, 1948; Хаин, 1959; Гофштейн, 1952; Глушко, 1958, (1965); Амбროзов, 1962; Геренчук, 1960а, б; Воронов, Кулаков, 1958; Мирошниченко, 1958, 1961; Синюгина, 1960; Барановская, 1960; Худяков, 1961; Полканова, 1962, 1964; Кузин и др., 1963; Александров, 1962; Кутейников, Натапов, 1962; Петрусевич, 1962; Будько, Шилин, 1964 и др.], для большинства из них характерен качественный подход к оценке этой взаимосвязи.

Рядом исследователей [Плотникова, 1955; Милашев, 1958; Наумов, Щукина, 1960; Чарушин, 1960а, б; Граменицкая, 1964; Филькин, 1965; Кошечкин, 1964а, б и др.] установлена определенная количественная связь между разрывами и трещинами, с одной стороны, и линейными элементами рельефа (в основном гидросети) — с другой, в самых различных районах страны: в Сибири и на Кольском полуострове, в Донбассе и Приморье. Как правило, авторы иллюстрируют эту связь сравнением графиков и роз-диаграмм распределения по направлению трещин, разрывов и прямолинейных элементов гидросети.

Значительное количество работ, в той или иной степени освещающих связь между линейными элементами рельефа и трещинно-разрывной сеткой коренных пород, появилось в последнее тридцатилетие за рубежом [Berryhill, 1965; Lathram, 1965; Burnett, 1963; Lattman, 1958; Salli, 1958; Mollard, 1957; (Twenhofel, Sainsbury, 1958); Miller, 1961; Brown, 1961; Judson, Andrews, 1956 и др.]. В них показано, что трещины и разрывы коренных пород удовлетворительно проявляются в совокупности линейных форм рельефа и растительного покрова, среди которых помимо гидросети и полос растительности большое значение придается также прямолинейным берегам озер, болот, лесных массивов и линейным изменениям тональности почвы.

Для нас особый интерес представляют зарубежные работы, в которых сделаны попытки установить количественную связь между линейными элементами рельефа и трещинно-разрывной сеткой коренных пород. Как и в указанных выше отечественных работах, такая связь иллюстрируется визуальным сравнением роз-диаграмм (или гистограмм) тектонической трещиноватости и разрывов с линейными элементами рельефа и растительного покрова [Brown, 1961; Melton, 1959; Platker, 1964; Henderson, 1960; Salli, 1958].

Все рассмотренные до сих пор работы, взятые в совокупности, свидетельствуют об удовлетворительном отражении в различных линейных элементах рельефа и растительного покрова трещинно-разрывной сетки коренных пород. Все они в той или иной степени обосновывают необходимость систематического изучения линейных элементов при геологических исследованиях. Поэтому не удивительно, что в последние годы такие систематические исследования прочно вошли в практику геологических работ в США, Канаде, ряде других зарубежных стран и успешно развиваются в нашей стране.

Но несмотря на то, что возможность использования линейных элементов рельефа и растительного покрова для решения некоторых

геологических задач была показана еще в прошлом веке, и несмотря на массовое изучение этих элементов в последние годы, до сих пор большинство исследователей ограничивается либо констатацией такой возможности, либо, в лучшем случае, выяснением общей картины развития разрывных нарушений на изученной территории.

На наш взгляд, такое положение объясняется многими причинами. Во-первых, еще не изжиты сомнения в том, что изучение линейных элементов позволяет получать достаточно достоверную картину развития разрывных нарушений. Во-вторых, связи трещинно-разрывной сетки коренных пород с пликативными структурами очень сложны и находятся в стадии выяснения. Имеющиеся немногочисленные работы по этому вопросу [Пермяков, 1949, 1954; Гзовский, 1954, 1960, 1963; Чарушин, 1960а, б; Blanchet, 1957], исследования сотрудников сектора литологии и коллекторов ВНИГРИ (Е. М. Сметов, Л. Д. Кноринг, Т. В. Дорофеева и др.) нередко носят дискуссионный характер, поэтому и содержащиеся в них выводы не являются общепризнанными. В-третьих, часть исследователей, особенно зарубежных, вплотную подошедших к решению некоторых рассматриваемых здесь вопросов, располагала данными по сравнительно небольшому и плохо изученным участкам, что не позволило им установить определенные связи между трещинно-разрывной сеткой и пликативными структурами. И, наконец, немалую роль сыграло то обстоятельство, что значительная часть исследователей, пришедшая к выводам о проявлении разрывных нарушений в различных особенностях рельефа, решала чисто геоморфологические задачи, оторванные от общегеологических проблем.

По существу, до начала наших исследований в 1961 г. в Советском Союзе никто не использовал линейные элементы рельефа и растительного покрова для расшифровки тектонического строения и поисков структур на закрытых территориях.

Следует отметить, что по этому вопросу в 1957 г. в США была опубликована статья Бланше [Blanchet, 1957], для которого связь линейных элементов рельефа с тектоническими разрывами настолько очевидна, что он вовсе не останавливается на ее доказательстве. Он считает, что линейные элементы на территории южной Канады, выявленные на аэрофотоснимках, относятся к планетарной сетке разрывов, которая подвергается искажению лишь на участках локальных структур или «стратиграфических аномалий» (риффов, например). Поэтому Бланше предлагает искать структуры (и рифы) по искажениям планетарной сетки разломов и иллюстрирует это примером, из которого видно изумительное совпадение контуров структуры по данным бурения с контурами по расчету автора. Однако методику работ Бланше почти не описывает, поскольку она составляет секрет его фирмы. Интересно, что даже в новейших статьях, посвященных работам учеников и последователей Бланше (Heise, 1965), также не раскрыты наиболее существенные моменты исследования. Они объясняют это тем, что если метод будет общедоступным, «то всякий сможет утверждать, что он действовал этим

путем, на самом деле не делая этого. И последующие неудачи приведут метод анализа разрывов к тому же плачевному состоянию, в котором он находился несколько лет назад».

Из других известных нам зарубежных работ ближе всех к использованию линейных элементов рельефа для тектонической интерпретации подошли Хендерсон [Henderson, 1960] и Плафкер [Plafker, 1964]. Хендерсон кроме доказательства связи между линейными элементами и разрывами приводит в своей работе карту густоты линейных элементов западной части б. Танганьики. Однако в силу слабой изученности этой территории автору не удалось определенно привязать аномальные участки густоты разрывов к геологическим структурам, и указанные аномалии он связывает главным образом с изменением мощности насосов. С теми же трудностями встретился Плафкер, который помимо карты густоты линейных элементов построил карту роз-диаграмм одного из районов северо-восточной Боливии. И наконец, совсем недавно появилась рекламная статья Белчера и Шеписа (Belcher, Schapis, 1965). Авторы, так же как Бланше и его последователи, возглавляющие поисковую фирму, широко используют анализ спрямленных элементов рельефа и растительного покрова для тектонического районирования и поисков локальных структур. В отличие от работ Бланше и его последователей, на которые Белчер и Шепис даже не ссылаются, рекламируемая ими методика предназначена для областей развития слабо консолидированных осадков, таких как дельты рек, прибрежные равнины. Методика этих исследований также не излагается сколько-либо подробно. Однако из приведенных описаний видно, что она мало отличается от других упомянутых выше методик и предусматривает построение карт густот и роз-диаграмм линейных элементов. Особое значение авторы придают также особенностям распределения разрывов, выделяя концентрические и радиальные системы, изучение которых, по их мнению, наиболее результативно.

Тектонический анализ распределения линейных элементов рельефа и растительного покрова после начала наших исследований постепенно стал проводиться геологами ВНИГРИ, а затем и в других организациях.

В процессе применения описываемый метод обогатился рядом новых приемов. Большое значение, в частности, имели работы В. Б. Полкановой (СНИИГГИМС), впервые получившей удовлетворительные результаты при изучении густоты мегатрещиноватости в Западной Сибири. Интересные результаты были получены также геологами СЗТГУ (Д. И. Гербер, А. И. Петров и другие), НИИГА (Ю. Н. Кулаков, Л. И. Фердман и другие), ВАГТ (А. С. Бывшев, Л. М. Израилев и другие) и других организаций.

ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

До сих пор описываемые нами объекты именовались прямолинейными элементами рельефа и растительного покрова. Это определение не только неудобно в употреблении, но и неточно, поскольку

выделяются и затем изучаются не все линейные элементы, а только связанные с трещинно-разрывной сеткой коренных пород; при этом прямолинейные элементы нетектонического происхождения (эоловые, следы слоистости и др.) не учитываются, хотя и являются также линейными элементами рельефа и растительного покрова. Соответствующее уточнение сделает этот термин более строгим, но еще более громоздким.

Поскольку перечисленные выше исследования показали, что большинство линейных элементов отражает трещины и разрывы коренных пород, описываемые объекты можно было бы называть разрывами или трещинами, как это делают некоторые отечественные и зарубежные исследователи.

Такое название, привлекательное своей краткостью и определенностью, к сожалению, не может быть принято, поскольку линейные элементы рельефа и растительного покрова являются отражением самых различных по величине и характеру разрывных нарушений — отдельных крупных трещин, полос повышенной трещиноватости, зон дробления, сбросов и т. д. При самой тщательной отбраковке линейных элементов всегда остается вероятность, что часть из них имеет нетектоническое происхождение. Кроме того, эти термины уже обозначают совершенно определенные объекты, и применение их для обозначения прямолинейных элементов рельефа и растительного покрова может привести к путанице.

Все эти обстоятельства, по-видимому, и обусловили тот разнобой в терминологии, который наблюдается в трудах отечественных и зарубежных геологов.

В работах американских исследователей широко применяется термин «линеамент» или «аэрофотолинеамент» (linement, airphotolinement). Так, этот термин употребляют Биллингс [Billings, 1954], Кайзер (Kayser, 1950), Моллард [Mollard, 1957], Латман [Lattman, 1958], Плафкер [Plafker, 1964] и другие, но среди них нет единого понимания этого термина. Одни под ним понимают любую линию на аэрофотоснимке (Биллингс, Моллард), другие — только линии значительной длины или совокупность многих небольших линий (Латман, Кайзер). При этом небольшие линейные элементы именуется «топографическими полосами» (Кайзер) или «следами разрывов, следами трещин» (trace of fractures) (Латман). Другая часть американских исследователей, например Хиллс [Hills, 1953], под термином линеамент понимает структурные полосы мирового масштаба, разломы, сбросы и главные формы рельефа. И наконец, некоторые исследователи, например Бланше [Blanchet, 1957], именуют описываемые объекты «разрывами» (fracture).

Не меньший разнобой царит в работах советских исследователей. Так, В. М. Будько (1965), Б. Н. Кошечкин (1963), А. Бывшев (1965) именуют эти объекты разрывами, разломами, трещинами. Из устных сообщений известно, что В. Б. Полканова применяет определение «линеаментная трещиноватость», С. К. Горелов и С. Н. Малиновская — «прямолинейные элементы рельефа и гидросети»; упо-

требуется также определение «линейные элементы орогидрографии»; Л. П. Израилев заимствует у Латмана термин «следы трещин».

Неприемлемость терминов трещины, разрывы мы уже показали выше; термином линеамент в советской геологической литературе принято обозначать разломы крупного масштаба вплоть до планетарных [Геологический словарь, 1960, В. И. Драгунов, 1960]. Термины следы трещин, следы разрывов лишены многих указанных недостатков, но также не совсем точны, ибо линейные элементы рельефа являются следами и трещин, и зон повышенной трещиноватости, и всевозможных разрывов; перечисление же всех этих объектов сделает термин громоздким.

В поисках краткого термина, отражающего как генезис, так и размеры описываемых явлений и не применявшегося к другим объектам, мы в 1962 г. предложили термин «мегатрещиноватость». Под этим термином понимается совокупность всех линейных элементов рельефа и растительного покрова, отражающих всевозможные дизъюнктивные нарушения.

Во-первых, он подчеркивает эту связь в самом широком смысле, поскольку термин трещина более емкий, чем другие. Трещины могут быть результатом сжатия и растяжения, кручения и скола, тогда как разрыв обычно связывают с растяжением.

Во-вторых, в геологии уже существуют термины «микро-» и «макротрещиноватость». Термин мегатрещиноватость подчеркивает как гораздо более крупный масштаб описываемых явлений, так и возможную связь мега-, макро- и макротрещиноватости: мегатрещины могут отражать зоны повышенной густоты микро- и макротрещин.

В-третьих, этот термин допускает возможность применения тех же приемов, что и для изучения тектонической микро- и макротрещиноватости. В этом отношении такие выражения как «розетка диаграмма мегатрещиноватости» или «густота мегатрещиноватости» помимо краткости легко укладываются в привычный круг представлений геологов, занимающихся изучением трещиноватости, и не требуют специальных пояснений.

И наконец, предложенный термин не применяется для обозначения других явлений и, следовательно, исключает возможность путаницы, которая неизбежно возникает при пользовании терминами трещиноватость, разрывы, следы трещин, линейные (прямолинейные) элементы рельефа и растительного покрова.

ХАРАКТЕРИСТИКА МЕГАТРЕЩИН

Под термином мегатрещиноватость понимается совокупность следующих образований.

Трещины и разрывы, непосредственно фиксируемые на земной поверхности. В обнаженных, открытых районах или областях с маломощным плащом

рыхлых отложений трещины и разрывы непосредственно наблюдаются на местности и поэтому очень хорошо выделяются на аэрофотоснимках различных масштабов [Мирошниченко, 1958; Синюгина, 1960; Москалев, Скарятин, 1961; Петрусевич, 1962; Палицин, Кошечкин, 1963; Петров, 1963; Будько, Шилин, 1964 и др.]. Трещины выделяются обычно в виде систематической линейной штриховки, а также разноориентированных отдельных линий и борозд (рис. 11). Более крупные разрывные нарушения и зоны повышенной трещиноватости, имеющие смещения, фиксируются по линейному контакту различных по тону и рисунку участков. При наличии маркирующих горизонтов разрывы могут фиксироваться и оцениваться по смещению сходных элементов [Кутейников, Натапов, 1962]. Выполненные разрывы (жилы и дайки) выделяются на аэрофотоснимках в виде линий, а если мощность их значительна — в виде линейных гривных образований.

На крупномасштабных топографических картах трещины и разрывы, не подчеркнутые эрозивной деятельностью или развитием растительности, к сожалению, обычно не фиксируются.

Спрявленные элементы гидросети. Прямолинейность отрезков русел и долин водотоков различного порядка наблюдается почти повсеместно. Характер таких явлений очень разнообразен. Это и отдельные участки прямолинейного русла среди плавно меандрирующей речной магистрали, и различные сочетания прямолинейных участков, в результате чего возникают крутые повороты, колена и другие изгибы русла. У крупных рек наблюдается прямолинейность отдельных участков берега. Если для долин малых водотоков, отражающих трещинно-разрывные нарушения, характерна прямолинейность русла, то долины более крупных рек обычно характеризуются прямолинейностью бортов или их отдельных участков (рис. 12, а, б).

Обычно в плановом рисунке гидросети наблюдается комбинация перечисленных случаев, проявляющая особенности трещинно-разрывной сетки коренных пород данной территории. При этом, согласно З. И. Барановской [1960], возникают ломаные очертания долин в плане с наличием крутых структурных поворотов, параллельное и крестообразное расположение долин. Наблюдается развитие встречных притоков у рек, не подвергшихся перехватам, и наличие сквозных долин с глубокими водораздельными седловинами (рис. 12, в).

В качестве яркого примера можно привести характерную картину спрямления гидросети в передовой зоне Анд [Melton, 1959] (рис. 13).

Спрявленные элементы морских и озерных бассейнов. В большинстве случаев природные морские и озерные бассейны имеют округлые или неправильные очертания. Однако нередко наблюдаются прямолинейные берега или их отдельные участки, а иногда и весь бассейн имеет правильную геометрическую форму. Фиорды и заливы с прямолинейными или очень слабо изогнутыми берегами наблюдаются на Аляске [Lathram и др., 1965]

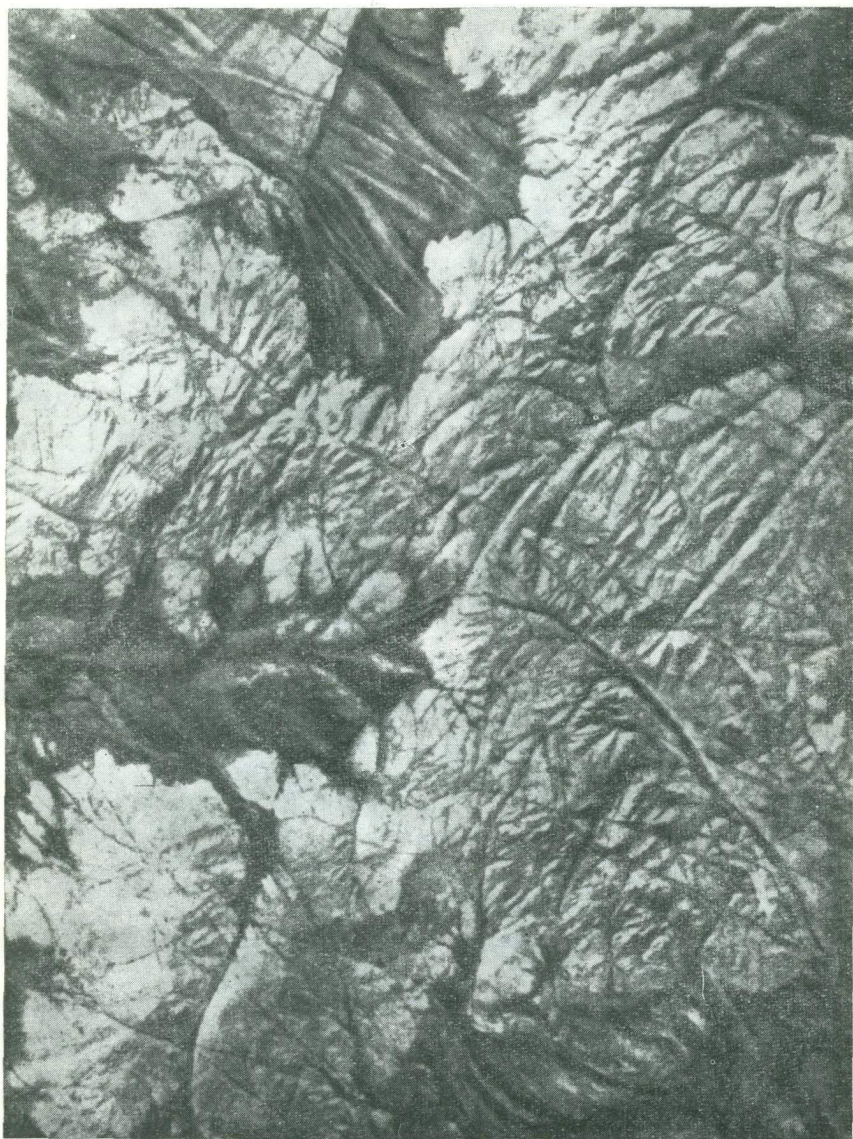


Рис. 11. Аэрофотоснимок участка Балтийского щита. Трещины отдельности в гранитах отчетливо видны из-под четвертичных отложений (по М. Н. Петрусевичу [1962]).

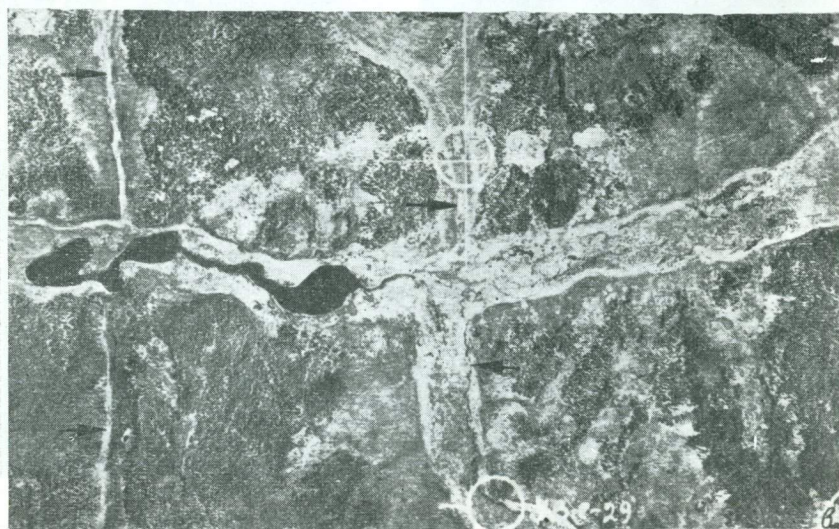
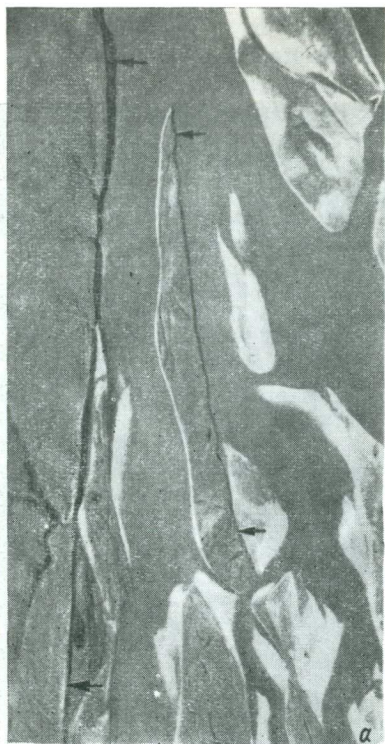


Рис. 12. Аэрофотоснимки рек Вилюйской синеклизы, иллюстрирующие связь трещинно-разрывных нарушений с руслами рек и их долинами: *a* — прямолинейный берег р. Лены; *b* — П-образный изгиб русла р. Тюнг; *в* — крестообразное расположение притоков в верховьях р. Б. Ботуобуи.

и на Кольском полуострове (Рихтер, 1936). По данным Д. Плафкера [Plafker, 1964], в бассейне р. Бени (Боливия) среди плоской, слабодренированной равнины расположены многочисленные строго прямоугольные озера с береговыми линиями ориентированными на северо-запад и северо-восток. Их площади варьируют от 1000 кв. футов до 67 кв. миль. Озера, как правило, бессточные и не имеют впадающих водотоков. Они мелки, с плоским дном и резко ограниченными бортами.

К подобному типу бассейнов можно отнести и впадины, частично заполненные водой и имеющие резко выраженные (полностью или частично) прямолинейные границы. Иногда группы озер, обычно небольших, образуют цепочку, расположенную по одной линии. Н. Д. Палицин и Б. И. Кошечкин [1963] считают, что такие системы определяют значительные по ширине зоны нарушений, при этом соединяющие озера протоки могут быть не прямолинейны, а меандрируют в пределах зоны.

Различные типы озерных бассейнов, полностью или частично ограниченных прямолинейными берегами, и котловин с такими же границами приведены на рис. 14. Спряmlенные элементы гидросети и водных бассейнов, как правило, хорошо выделяются не только на аэрофотоснимках, но и на топографических картах благодаря четкой границе водной поверхности и суши, большим врезам и высотным перепадам.

Спряmlенные элементы микрорельефа. Прямолинейные границы возвышенностей и впадин, а также уступы, незначительно выраженные в рельефе, хотя и фиксируются на местности и аэрофотоснимках, но практически не находят отражения на топографических картах.

Основным критерием для их выделения является резкое изменение тона растительного покрова на фотоснимках. С ними обычно связаны прямолинейные границы лесных массивов, прямолинейные края заболоченных понижений, лугов и «травяные реки» (рис. 15). Сюда же можно отнести прямолинейные границы гарей, которые часто определяются микрорельефом и растительным составом, хотя нужно учесть, что на направление пожара может оказать воздействие длительный постоянный ветер. Спряmlенные

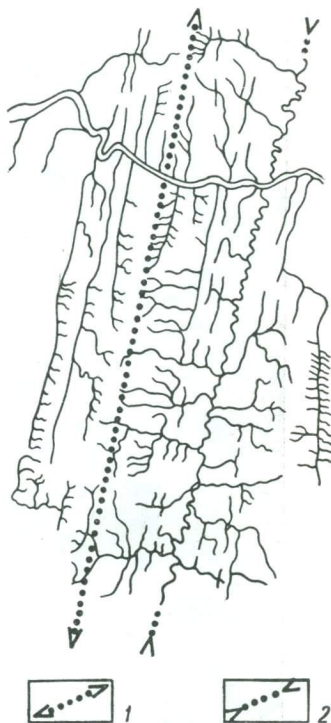


Рис. 13. Проявление трещинно-разрывных дислокаций в рисунке гидросети (по Ф. Мелтону [Melton, 1959]).
1 — антиклиналь; 2 — синклиналь.

элементы микрорельефа очень характерны для Вилюйского района Якутии. Проведенное нами исследование некоторых из них показало, что если они пересекают реку, то в обнажении наблюдается либо повышенная густота макротрещин того же направления, либо сбросы.

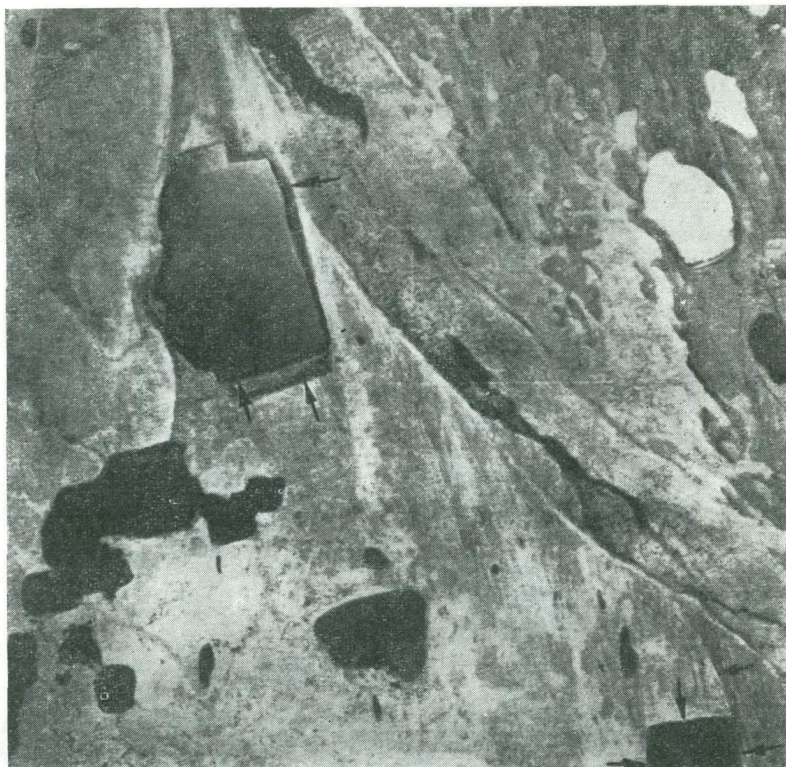


Рис. 14. Озера с прямолинейными берегами на территории Вилюйской синеклизы.

К подобным элементам можно отнести описанные Плафкером [Plafker, 1964] поросшие крупными деревьями линейные гряды, возвышающиеся на 1,5—2,5 фута среди болотистой саванны бассейна р. Бени (Боливия).

Прямолинейные элементы растительного покрова. Элементы этой группы являются крайним выражением прямолинейных элементов микрорельефа, когда высотный перепад по линии раздела отсутствует или столь незначителен, что даже не наблюдается на местности (рис. 16).

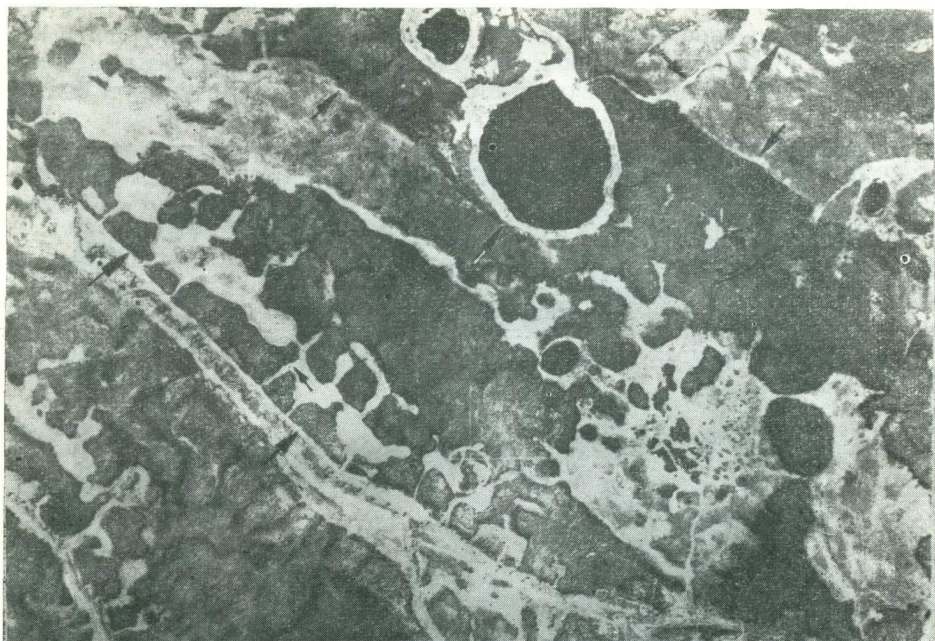


Рис. 15. Прямолинейные границы лесных массивов, заболоченных понижений и травяных рек.



Рис. 16. Прямолинейные полосы растительности.

Другого рода линейные ограничения растительного покрова представляют зональность болот и болотистых луговин (рис. 17), а также полосы зеленой растительности в голых или выжженных пустынных, полупустынных и степных районах. Они могут быть

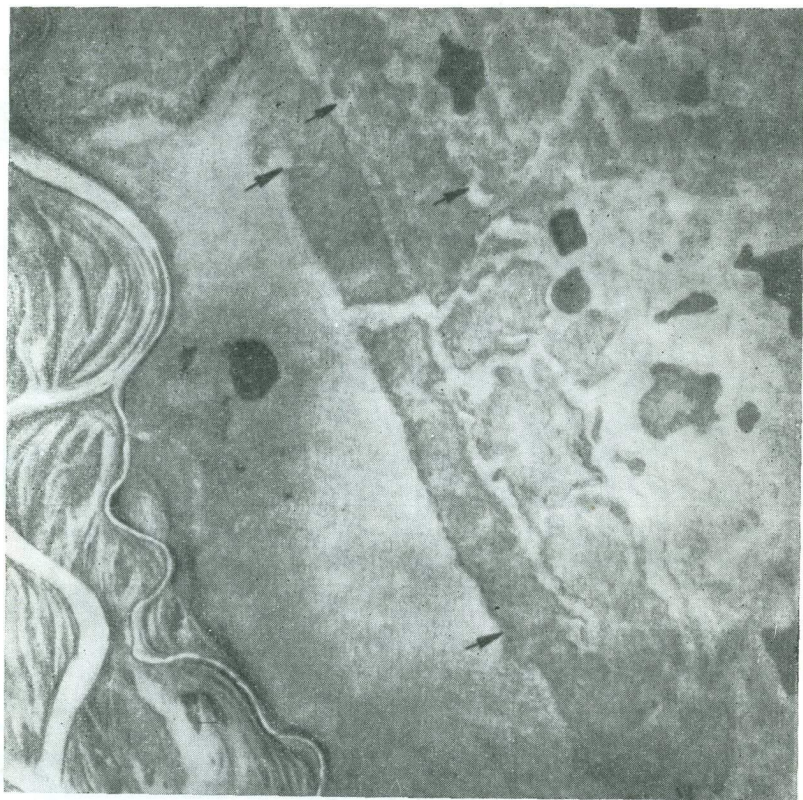


Рис. 17. Линейная зональность болот.

различной ширины и длины, иметь четкие очертания или распадаться на линейно расположенные обрывки и пятна [Мирошниченко, 1958, Зеликсон, 1962]. Это зависит от типа нарушения, который они отражают.

Например, в Северной Калифорнии [Burnett, 1963] при дешифрировании обнаружена зона трещиноватости длиной 45 км при ширине 1,5—2 км. Она хорошо прослеживается по группам деревьев и кустов, которые растут вдоль полос трещиноватости горных пород шириной 3—12 м и длиной до 1,5 км.

Все перечисленные типы линейных элементов рельефа и растительного покрова в природе встречаются во всем своем многообразии

и в самых различных сочетаниях как по характеру, так и по размеру. Естественно, что на топографических картах разного масштаба и даже аэрофотоснимках они находят различное отражение.

Опыт наших исследований показал, что спрямленные отрезки гидросети, крупные полосы растительности, прямолинейные края озер, болот и лесных массивов, часть суходолов и некоторые другие элементы достаточно хорошо выделяются на топографических картах крупного масштаба, составленных на аэрофотооснове. Нами неоднократно проводилось сравнение различных спрямленных элементов на топокартах и аэрофотоснимках, и было установлено, что в зависимости от расчлененности рельефа на топографических картах выделяется от 70 до 100% спрямленных элементов, видимых на аэрофотоснимках.

Естественно, что на мелкомасштабных картах практически теряется большинство линейных элементов растительного покрова и микрорельефа и возможно выделение только спрямленных отрезков гидросети и береговых линий водоемов, которые отражают, по-видимому, более крупные нарушения.

СПРЯМЛЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Экзогенные процессы на земной поверхности нередко образуют спрямленные элементы рельефа и растительного покрова, не связанные с трещинами и разрывами. При этом эрозия часто использует границы между геологическими телами. Поэтому следует отличать спрямленные элементы, отражающие геологические явления, от спрямленных элементов чисто экзогенного происхождения.

Среди геологических причин наиболее важное значение имеют прямолинейные контакты различных геологических образований, вдоль которых происходит эрозия. Такие явления очень часты в складчатых районах с крутым падением слоев. Эрозия вдоль слоистости на моноклиналях и крыльях складок создает множество параллельных друг другу элементов. Очевидно, в условиях мало-мощных насосов такие элементы легко отличимы от разрывных. В платформенных же условиях при очень пологом залегании слоев и расчлененном рельефе литологические границы, как правило, извилисты. В виде прямолинейных элементов могут проявляться и трещины, возникающие при остывании интрузивных и эффузивных массивов, особенно в периферийной их зоне. Однако, по данным Д. Вильсона [Wilson, 1948], они обычно имеют очень маленькую протяженность.

Основной причиной негеологического происхождения спрямленных элементов большинство исследователей считает действие преобладающих ветров. При этом возникают систематические параллельные полосы, которые могут подчеркиваться развивающейся гидросетью, как это наблюдается в Южной Дакоте и в юго-западном Колорадо [White, 1961, Shawe, 1963]. Песчаные гряды эолового происхождения

развиты во многих пустынных и полупустынных районах нашей страны. Такого рода спрямленные элементы хорошо распознаются при полевых исследованиях и дешифрировании аэрофотоснимков.

Возможно, действие ветра сказывается и в образовании прямолинейных берегов водных бассейнов. Д. Маккей [MacKay, 1956] считает, что озера в районе Ливерпульского залива ориентированы перпендикулярно к преобладающему ветру под действием разбегающихся течений. Аналогичных взглядов придерживаются и американские исследователи Карсон и Хассей [Carson, Hussey, 1962] при объяснении формирования прямолинейных берегов группы озер на севере Аляски, которые имеют однообразную ориентировку.

Блек и Баркдейл [Black, Barksdale, 1949] тот же процесс связывают не с перпендикулярным, а с параллельным спрямленным берегам озер направлением ветра, причем речь идет опять-таки об озерах севера Аляски. Т. П. Кузнецова [1961] с тех же позиций объясняет происхождение ориентированных озер Яно-Индигирской низменности.

Как видно из приведенных материалов, единого взгляда на процесс воздействия ветра при формировании спрямленных береговых линий озер не существует. Тем не менее при исследовании мегатрещин существенно, что спрямленные берега озер возможно нетектонического происхождения имеют однообразную, а не различную ориентировку, находящуюся в соответствии с преобладающим направлением ветра. При этом следует иметь в виду, что в Боливии [Plafker, 1964], где развиты целые системы однообразно ориентированных озер, никакой связи между ними и ветром не наблюдается, зато наблюдается отчетливая связь между ориентировкой озер и разрывами фундамента. По этой причине Д. Плафкер оспаривает мнение вышеупомянутых исследователей, отстаивающих нетектоническое происхождение озер севера Аляски.

Из других негеологических факторов образования прямолинейных элементов можно назвать болотную солифлюкцию [Зятькова, 1961а, б], приводящую к формированию правильно ориентированных линейных гряд и мочажин. Но они имеют характерный вид на аэрофотоснимках (плавные сопряжения, кущения, огибание возвышенности) и поэтому легко отличаются от мегатрещин. Ф. Мелтон [Melton, 1959] большое значение придает инсоляции, которая может оказать решающее влияние на спрямление русел, например в центральной части Оклахомы и на юге Канзаса, где породы обладают слабым сопротивлением эрозии.

В рельефе, обусловленном деятельностью ледников, могут наблюдаться ориентированные в одном направлении желоба и друмлины [Wilson, 1948], поэтому при выявлении мегатрещин, особенно в северных районах, необходимо учитывать этот фактор. Однако в аналогичных условиях на Кольском полуострове многие однообразно ориентированные элементы рельефа, которые считались результатом деятельности ледника, теперь считают отражением разрывов.

В областях развития многолетнемерзлых пород помехой при исследовании мегатрещин являются делли — ложбины стока, развитые в местах с большим превышением высот и крутыми уклонами рельефа, особенно если мегатрещины совпадают с ними по направлению (рис. 18). Однако благодаря своему плюмажному рисунку и сравнительно небольшой протяженности прямолинейных участков, делли довольно легко отличаются от мегатрещин.

Подводя итог исследованию всевозможных причин образования линейных элементов рельефа и растительного покрова, можно



Рис. 18. Участок южного крыла Анабарской антеклизы с обильными деллями.

считать, что аналитический подход к их отбору с учетом конкретной геологической и геоморфологической обстановки позволяет довольно надежно выделять мегатрещины из общей совокупности прямолинейных элементов рельефа и растительного покрова.

**МЕХАНИЗМ ПРОЯВЛЕНИЯ ТРЕЩИН И РАЗРЫВОВ
В РЕЛЬЕФЕ И ИХ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ СВЯЗЬ
С МЕГАТРЕЩИНАМИ**

Поскольку под мегатрещинами понимается совокупность таких разномасштабных отраженных в рельефе дислокаций, как трещины и разрывы, необходимо остановиться, хотя бы коротко, на их взаимосвязи. Это необходимо также потому, что разные авторы, констатируя проявление в рельефе и трещин, и разрывов, придают им в этом процессе различную роль. Так, П. Бланше [Blanchet, 1957] и некоторые другие американские исследователи, а также Г. Д. Рихтер [1936] допускают равную возможность проявления и трещин,

и разрывов в рельефе и растительном покрове. Другие, например В. П. Философов [1963], Г. Хендерсон [Henderson, 1960], В. А. Филькин [1965], отводят им качественно разную роль.

Согласно теории упругости и пластичности твердых тел любые нарушения их сплошности, будь то крупные, со значительными смещениями, или мелкие (трещины), возникают в областях максимальных напряжений (нормальных или касательных), когда деформирующие усилия превосходят прочность тела на разрыв или скалывание (Лейбензон, 1947; Тимошенко, 1945). С этих позиций и крупные и мелкие нарушения сплошности тела являются следствием единой причины и в равной мере могут характеризовать деформацию тела.

Геологические объекты не являются в этом случае исключением. К подобным выводам можно прийти на основании результатов экспериментальных [Гзовский, 1954, 1963] и полевых [Чарушин, 1960а, б] исследований (рис. 19). Естественно, что, сопоставляя распределение крупных тектонических разрывов и трещин, необходимо учитывать площадь наблюдения; чем больше последняя, тем лучше обычно результаты сопоставления. Интересно, что крупные тектонические разрывы (согласно многочисленным полевым наблюдениям)

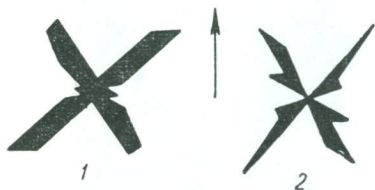


Рис. 19. Сравнение распределения трещин и разрывов для одного из районов Иркутского амфитеатра (по Г. В. Чарушину [1960а, б]).
1 — трещины (10994 замера); 2 — разломы (29 замеров).

сопровождаются зоной интенсивного развития тектонических трещин. В этой связи у многих возникает вопрос: что первично — разрывы или трещины?

Существует мнение, что разрывы развиваются путем объединения ранее возникших тектонических трещин.

«Сбросовые явления развиваются из процесса растрескивания земной коры, причем заключают этот процесс, . . . участки максимального проявления сбросов обычно совпадают с участками наибольшей досбросовой трещиноватости» [Тетяев, 1962].

«...Большая часть разрывных смещений образуется постепенно... Эта постепенность выражается в том, что большие сместители постепенно образуются путем объединения возникающих друг за другом мелких разрывов... Первоначально по всей зоне возникают отдельные мелкие разрывы, которые разрастаются и постепенно сливаются друг с другом. Такой процесс объединения мелких разрывов в крупные может быть очень длительным и продолжаться целые геологические периоды» [Белоусов, 1962].

Эта точка зрения последовательно развивается в трудах М. В. Гзовского [1954, 1963] и подтверждается работами других исследователей, в частности Т. В. Дорофеевой (1962, 1964), А. А. Белицкого [1960] и нашими материалами [Миркин, 1961].

Однако необходимо отметить, что трещины и мелкие разрывы,

объединение которых образует более крупные нарушения, в свою очередь развиваются в каждом новом слое под определенным влиянием ранее возникших разрывов, которые к моменту образования данного слоя могли существовать в виде ослабленных зон.

И В. В. Белоусов, и М. В. Гзовский отмечают эту возможность влияния предшествующих трещин и разрывов на положение вновь образующихся. «...Уже возникающие трещины влияют на распределение напряжений и тем самым на положение более поздних трещин. ...Трещины имеют тенденции приурочиваться к ранее предшествовавшим и уже мертвым тектоническим разрывам, иногда значительно отклоняясь от своего теоретического положения, обусловленного приложенными напряжениями» [Белоусов, 1962].

Наследование вновь образующимися трещинами простираний предшествующих разрывов и трещинных зон отмечается также Е. А. Радкевичем [1960], который указывает, что трещины и разрывы оживают и развиваются над скрытыми крупными разломами в глубине, которые, распространяясь вверх по разрезу, становятся все более сложными и расщепляются на серии мелких трещин и разрывов.

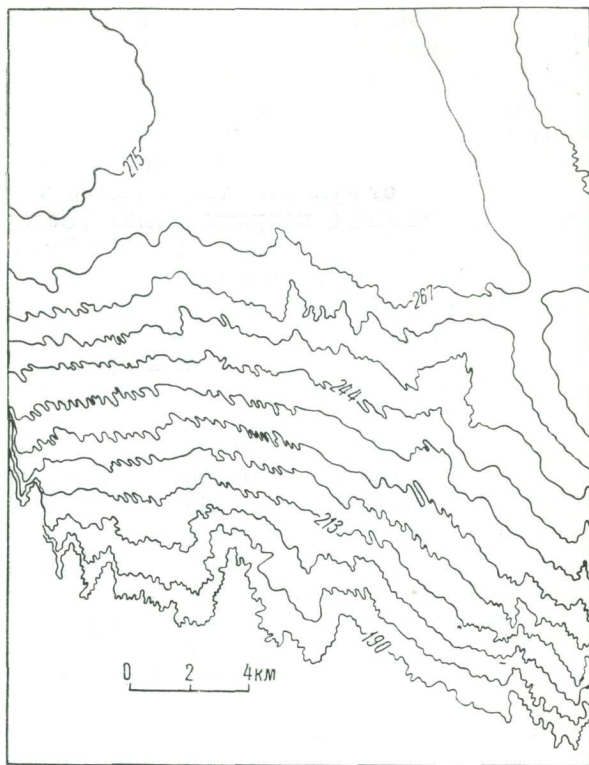
Связь региональных систем трещин осадочного чехла с предшествующими разломами фундамента устанавливается также в работах Э. М. Мелса (1961) и Спенсер-Джонса [Spenser-Johns, 1963].

Здесь очень важно обратить внимание на то, что образование региональных систем на платформах, видимо, не было результатом больших напряжений, так как «...едва ли могут что-нибудь объяснить в расположении трещин те совершенно ничтожные углы наклона слоев, которые наблюдаются на платформах» [Белоусов, 1962]. Вместе с тем В. В. Белоусов поддерживает точку зрения о том, что «региональные трещины, развитые в основании, сказываются и в осадочном покрове, но механизм их образования пока неясен».

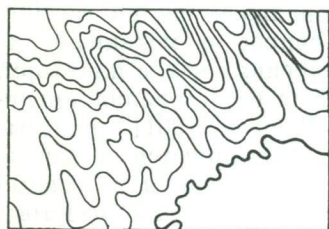
Е. М. Смехов [1965] отмечал, что «процесс образования трещиноватости в твердой оболочке Земли происходит непрерывно и унаследованно» и, констатируя существование региональных систем трещин, также не дает определенного ответа на вопрос о механизме их образования в слабо дислоцированных отложениях чехла платформ.

Более конкретно на этот вопрос отвечают исследования американских геологов. Так, по Ходжсону [Hodgson, 1961], «полевые исследования подтверждают, что разрывы формируются в начале осадконакопления и последовательно распространяются в каждый новый слой так быстро, насколько это возможно для разрыва. Разрывная сетка предшествующих пород отражается в новых еще не растрескавшихся породах и таким образом контролирует направление разрывов». В качестве слабых, но постоянно действующих причин, способствующих распространению трещин и разрывов из слоя в слой, приводятся микросейсмические движения, приливные деформации земной коры, изменения скорости вращения Земли и т. д. Эти усилия, конечно, невелики, однако при отсутствии других подвижек они постоянно оживляют уже существующие

трещины и намечают во вновь образующейся осадке ослабленные зоны, по которым после литофикации закладываются новые трещины. Хейс (Heise, 1965) помимо упомянутых причин придает большое



а



б



Рис. 20. Связь трещин и разрывов с водотоками: а — развитие «первичных борозд» на склоне р. Лунной, штат Аризона, США (по Р. Хортону [1948]); б — схема водотоков одного из участков Иркутского амфитеатра и распределение замеренных на нем трещин (по Г. В. Чарушину [19606]).

значение и землетрясениям. Он указывает, что во время недавнего землетрясения на Аляске один палеозойский разлом ожил на протяжении 500 миль и прослеживался вглубь приблизительно на 120 миль. Эти движения продолжались 69 дней, во время которых произошло более 12 000 толчков. В то же самое время в нескольких буровых скважинах в Западной Канаде был срезан буровой инструмент.

Если учитывать только механическую сторону процесса унаследования разрывных нарушений, в основе которой лежат вышеперечисленные технические причины, то влияние ранее возникших разрывов на заложение трещин в новом слое представляется в таком виде.

Разорванный трещинами слой горных пород представляет собой как бы набор различных блоков. При последующих даже незначительных деформациях эти блоки приходят в движение и перемещаются относительно друг друга. Они как штампы воздействуют на новый ненарушенный слой. Именно по краям блоков в новом слое и возникают области максимальных напряжений (как на моделях М. В. Гзовского), определяющие заложение новых трещин.

Некоторые исследователи, в том числе Г. Плафкер [Plafker, 1964], придают большое значение поверхностным процессам, происходящим во время образования новых слоев: благодаря фильтрации воды через еще рыхлый осадок в подстилающую растрескавшуюся породу или поступлению воды из этой породы в рыхлый осадок в нем намечаются ослабленные зоны, которые в будущем могут стать трещинами и разрывами.

В свете этих представлений менее загадочной становится весьма длительная унаследованность направлений трещин и разрывов в платформенных областях — для этого и не требуются значительные напряжения.

Таким образом, при общем сохранении плана движений мы вправе рассчитывать на длительное развитие и последовательное проявление в каждом новом слое ранее возникшей трещинно-разрывной сетки, причем она может продолжать наследоваться и тогда, когда рост пликативных структур на данной территории прекратилась.

Ю. А. Мещеряков [1965], обсуждая работы А. В. Пейве и Н. С. Шатского, отмечает: «...Н. С. Шатский считал необходимым различать унаследованность структурных элементов в целом и унаследованность линейных элементов структурных форм (разломов, флексур). Второй тип унаследованности гораздо более устойчивый, более консервативный. На протяжении ряда геологических периодов в каком-либо районе может существенно измениться общий план размещения положительных и отрицательных структур..., но и после такой перестройки сквозь новый структурный план будут отчетливо просматриваться весьма древние простирания, древние структурные линии».

Разрывы и трещины проявляются в рельефе в результате целого ряда экзогенных процессов. В открытых областях, где отсутствует покров рыхлых отложений или мощность его чрезвычайно мала, различные разрывы и трещины хорошо наблюдаются непосредственно на местности и на аэрофотоснимках в виде борозд, всевозможных штрихов и линий. В предыдущем разделе было дано описание этих форм. Там же было отмечено, что проявление этих элементов

подчеркивается гидросетью, различными процессами выветривания и линейными ограничениями растительных ассоциаций.

Остановимся на этом вопросе подробнее. Как известно, изучаемые в обнажениях макротрещины являются полостями шириной от долей до нескольких миллиметров. По этим полостям, как правило, происходит активная фильтрация грунтовых вод. Процессы выветривания и выщелачивания ведут к расширению этих полостей, особенно в приповерхностной их части. В результате над трещиной возникают небольшие депрессии, борозды [Blanchet, 1957; Mollard, 1957, Философов, 1963].

Этот момент особенно важен, если имеется не единичная трещина, а зона интенсивного развития таких трещин, в частности трещин, оперяющих разломы [Варушин, 1963], так как возникает суммарный эффект и могут образоваться заметные в рельефе депрессии. Так, Л. П. Александровым [1962] в западной Туве наблюдались ложбины, связанные с зонами дробления, и сбросы, выраженные в рельефе прямолинейными уступами, в основании которых залегают брекчированные породы.

В геоморфологии [Хортон, 1948] решающее значение для развития водотоков придается «первичным бороздам» или ложбинам стока. Ими могут явиться любые неровности рельефа. Ясно, что любое из вышеописанных проявлений трещин в рельефе может явиться «первичной бороздой» — начальной стадией водотока. Интересно, что Р. Хортон, намеренно рассматривающий развитие речной системы только с гидрологических позиций, приводит как яркий пример системы «первичных борозд» склоны г. Лунной (штат Аризона) (рис. 20, *a*), не указывая причины образования этих борозд. Ложбины стока строго ориентированы, причем под весьма значительным углом к общему уклону горы. Ясно, что это явление может быть обусловлено только системой однонаправленных трещин и разрывов. Аналогичный пример находим и у Г. В. Чарушина [1960б] (рис. 20, *b*).

Возможность проявления в рельефе трещин любых направлений можно рассмотреть в свете исследований Р. Хортона. После образования первичных борозд возникает локальный уклон, направленный в их сторону. В направлении сложившегося уклона происходит сток, в результате чего возникают новые неровности, борозды. Они в свою очередь углубляются и создают опять свой уклон, который также промывается, и т. д. В результате на сравнительно небольшом участке могут возникнуть уклоны самого различного направления. Это обеспечивает проявление всех или большинства трещин любой ориентировки. И вряд ли правы исследователи, считающие, что промываются только трещины, расположенные в направлении вектора градиента потенциала силы тяжести, а другие трещины остаются сухими [Философов, 1963]. Развивающиеся в различных направлениях борозды могут стабилизироваться непосредственно в зоне трещины, так как нарушение сплошности ложа создает здесь, при прочих равных условиях, благоприятные возможно-

сти для их дальнейшего развития. Впоследствии в результате «перерасчленения» [Хортон, 1948] — слияния параллельных борозд путем смыкания между ними гребней — проявляются уже не отдельные трещины, а целые их системы. При этом водотоки более высоких порядков, обладая большей энергией и эрозионной способностью, подчеркивают крупные трещинные зоны и нарушения, а мелкие нарушения, несоизмеримые с размерами потоков, существенно не влияют на их направление.

Хотя тектонические трещины очень часто предопределяют направление заложения водотоков, довольно значительное число первичных ложбин стока образуется и без всякой связи с трещинами и разрывами, а дальнейшее их формирование происходит по законам эрозии, аккумуляции и гидродинамики [Маккавеев, 1955, 1961]. В частности, М. А. Великанов [1950] указывает, что главной причиной образования извилин является гидродинамическая структура потока, а внешние факторы усиливают или ослабляют этот процесс. Правильные меандры образуются при наличии равновесия между эродирующей силой реки и сопротивлением ложа. При этом русло принимает такую форму, чтобы поток испытывал наименьшее сопротивление движению, а горные породы размывались в наименьшей степени [Wundt, 1962]. Ясно, что разрывы и трещинные зоны, в пределах которых сопротивление пород размыву ослаблено, будут резко искажать правильную форму меандр и приведут к характерным спрямлениям и изломам русла. Таким образом, трещинные зоны и разрывы в большинстве случаев могут быть уверенно выделены на любом участке речной системы от ее верховьев (ложбины стока, прямолинейные притоки низких порядков) до низовьев (спрямленные отрезки русла, прямолинейные борта долин). Важную роль трещиноватости в выравнивании очертаний склонов долин подчеркивает Д. А. Тимофеев [1962].

Очень важно отметить, что потоки, развивающиеся по трещинным и разрывным зонам, при этом попадают в благоприятные условия, так как из множества оврагов и балок, развивающихся под действием стекающих атмосферных осадков, только те достигают стадии речной долины, которые быстрее получают подземное питание [Хайн, 1964б]. Из многочисленных геологических работ известно, что зоны интенсивного развития трещиноватости, дробления и разрывов очень часто являются областями разгрузки подземных вод [Суходольский, 1960; (Twenhafel, 1958); White a. o., 1964 и др.]. Именно подземное питание является фактором, обеспечивающим постоянство водотоков, необходимое для образования рек, ибо в зонах наибольшей трещиноватости оно составляет около 50% [Геренчук, 1960а].

Закономерности развития речных долин в открытых областях сохраняются и в районах, покрытых плащом рыхлых отложений различной мощности. Здесь трещинно-разрывная сеть проявляется тем же самым путем — интенсивной фильтрацией над трещиной или зоной трещин в результате поглощения грунтовых вод

и атмосферных осадков или разгрузки подземных вод. И в том и в другом случае на этом участке в рыхлых отложениях возникает область интенсивного водообмена. При достаточно сильном подтоке вод снизу на поверхности могут возникнуть ключи, которые, как и в открытых областях, своим положением определяют направление стока и обеспечивают его столь необходимое постоянство. Подобный случай отмечен, например, А. П. Павловым [1899] для р. Киша в северной части б. Симбирской губернии.

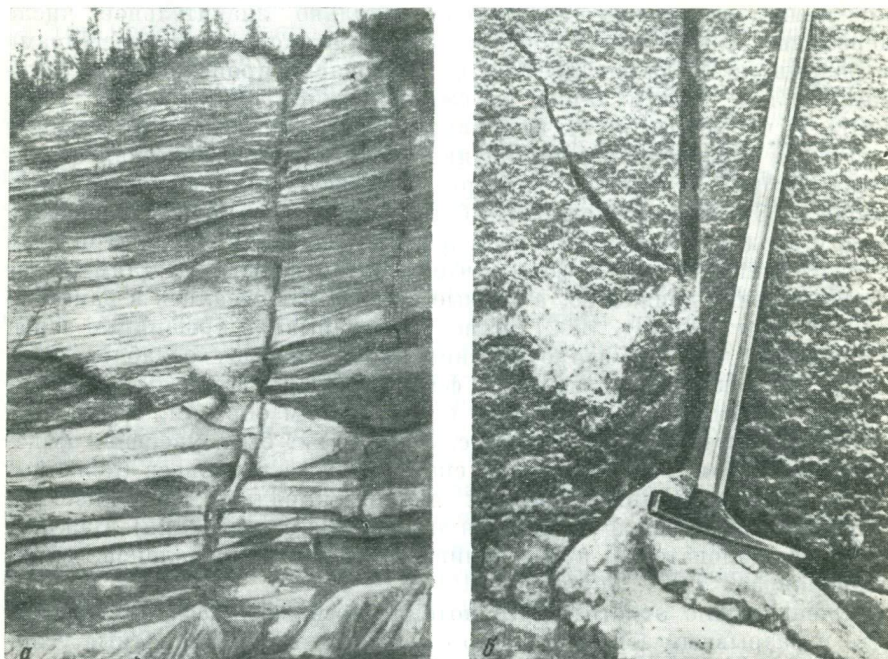


Рис. 21. Обнажение слабоуплотненных песчаников мелового возраста на р. Линде: *a* — образование ложбины стока по тектонической трещине; *б* — промоина по трещине с образованием конуса выноса.

При поглощении поверхностных и грунтовых вод над трещиноватыми зонами в рыхлых отложениях в результате минерализации могут возникнуть литологические неоднородности, в частности возникают ожелезненные, сцементированные участки. Такие наблюдения были сделаны нами в различных районах Вилюйской синеклизы и И. Л. Кузиным на севере Западной Сибири.

В результате этого на поверхности могут возникнуть небольшие неровности, уступы, ложбины, а в вертикальных плоскостях (обрывах и т. п.) промоины, овраги, которые в некоторых случаях пролеживаются до коренных пород (рис. 21).

В дальнейшем возникшие неровности рельефа могут играть такую же роль в процессе образования и формирования водотоков, как и в обнаженных районах. Только необходимо отметить, что увеличение мощности насосов, безусловно, увеличивает осредняющий эффект проявления гидросетью трещин и разрывов коренных пород.

Поскольку наши наблюдения и исследования мегатрещин в значительной степени проводились в районах развития многолетне-мерзлых пород, покрывающих большую часть закрытых и трудно-доступных территорий СССР, совершенно необходимо определить влияние мерзлоты на процесс образования мегатрещин. Существует мнение, что, с одной стороны, трещинообразование в рыхлых породах усиливается мерзлотой, поскольку такие породы ведут себя как хрупкие, но с другой — отсутствует интенсивный водообмен из-за замораживания, «залечивания» разрывов, что значительно ослабляет возможность возникновения мегатрещин.

Однако последние работы советских мерзловедов показали, что развитие мерзлоты вовсе не консервирует рельеф, а способствует его интенсивному расчленению [Бобов, 1963]. В области развития мерзлых пород к тому же существует довольно интенсивный водообмен подмерзлотных и поверхностных вод. Существуют зоны их поглощения и разгрузки, причем на этих участках обычно развиваются талики. По данным Н. Л. Вельмина [1959], водораздельные талики — преимущественно поглощающие зоны, а долинные — частично поглощающие и частично выводящие. В геологическом отношении большинство таликов связано с зонами повышенной тектонической трещиноватости и закарстованности. Поскольку зоны талых пород, связанные с разрывами и трещинами, хорошо наблюдаются и проявляются в рельефе, на аэрофотоснимках и картах они будут фиксироваться в виде мегатрещин.

Все вышеизложенные примеры влияния трещинно-разрывной сетки коренных пород на возникновение и формирование гидросети объясняют в значительной мере образование спрямленных элементов водных бассейнов и микрорельефа.

В проявлении трещинно-разрывной сетки чрезвычайно велико и значение растительности. Мало того, что она подчеркивает достаточно выраженные в рельефе линейные элементы, благодаря особенностям развития растительных ассоциаций выявляются мегатрещины, практически не отражающиеся в рельефе. Имеются в виду полосы растительности, спрямленные края лесных массивов, линейная зональность болот и т. д.

Большая часть этих элементов выражается на аэрофотоснимках резким изменением фототона. Исследования геоботаников [Викторов и др., 1955; Викторова, Востокова, 1961] показали, что растительному покрову не свойственны резкие прямолинейные границы. Такие границы, по их данным, связаны с распределением сообществ растений по контакту различных по литологии пород или с тектоническими нарушениями. Именно здесь резко меняются

гидрологические и гидрогеологические условия. Смена растительности происходит в соответствии с их изменением.

В зависимости от способности существовать в различных условиях влажности растения делятся на несколько различных групп — гидрофиты, гигрофиты, фреатофиты, мезофиты и суккуленты. Первые три группы относятся к влаголюбивым растениям и на аэрофотоснимках хорошо заметны благодаря темному тону. Наоборот, невлаголюбивые растения на аэрофотоснимках из-за более светлой окраски дают светлые серые тона. Колоссальное значение зональная увлажненность почвы, связанная с разрывами, имеет в голых и выжженных пустынных, полупустынных и степных районах. Развивающиеся здесь зеленые растения очень хорошо выделяются на аэрофотоснимках в виде сплошных или прерывистых темных полос на светлом фоне [Мирошниченко, 1958; Зеликсон, 1962]. Л. Латтман и В. Олив [Lattman, Olive, 1955] считают, что развитие полос растительности по разрывам и зонам трещин связано еще и с тем, что при выщелачивании трещин в них накапливается щебенка, почва и создаются благоприятные условия для развития растений, как это наблюдается в районе Транс-Пекос штата Техас. Аналогичный случай описан в северной Калифорнии Д. Барнеттом [Burnett, 1963].

Кроме того, растения очень чутко реагируют на минерализацию вод. В частности, на болотах развитие сфагнового покрова свидетельствует о слабой связи с грунтовыми водами. Болота, связанные с грунтовыми водами, имеют в основном травяной покров. На аэрофотоснимках они резко различаются по светлому и темному фону. По этой причине болота являются очень тонкими индикаторами тектонических нарушений, так как по разрывам развиваются новые, отличные от прежних, растительные группировки; возникает характерная зональность болот [Багрова, Киришкин, 1964].

В случае резкого изменения содержания солей в воде (при возникновении молодых нарушений или при обновлении их) в аномальной зоне может наблюдаться массовая гибель значительной части растений [Викторов и др., 1955].

Образование непрерывной полосы растительности или резкое изменение растительных границ, очевидно, требуют соблюдения на всем протяжении такой полосы единых гидрогеологических или иных условий. Такое единство может возникнуть только в условиях единой тектонической зоны. Следовательно, растительный покров своими прямолинейными элементами фиксирует преимущественно разрывы или сплошные зоны повышенной густоты трещиноватости. Речная же сеть благодаря упомянутому выше процессу «перерасчленения» [Хортон, 1948] может суммировать в спрямленном отрезке достаточно далеко отстоящие друг от друга трещины одного направления, которые не могли бы контролировать полосу растительности.

В заключение вопроса о механизме формирования и проявления в рельефе трещин и разрывов мы хотим еще раз подчеркнуть, что

они развиваются как вследствие активных тектонических процессов, так и нетектоническим путем. Это значит, что в рельефе с необходимостью должны проявляться тем или иным способом все, даже скрытые под значительной толщей насосов трещинные зоны и разрывы, при условии, что они не залечены последующими процессами. По этим же причинам разрывные дислокации являются более консервативными, наследуются более длительное время, чем

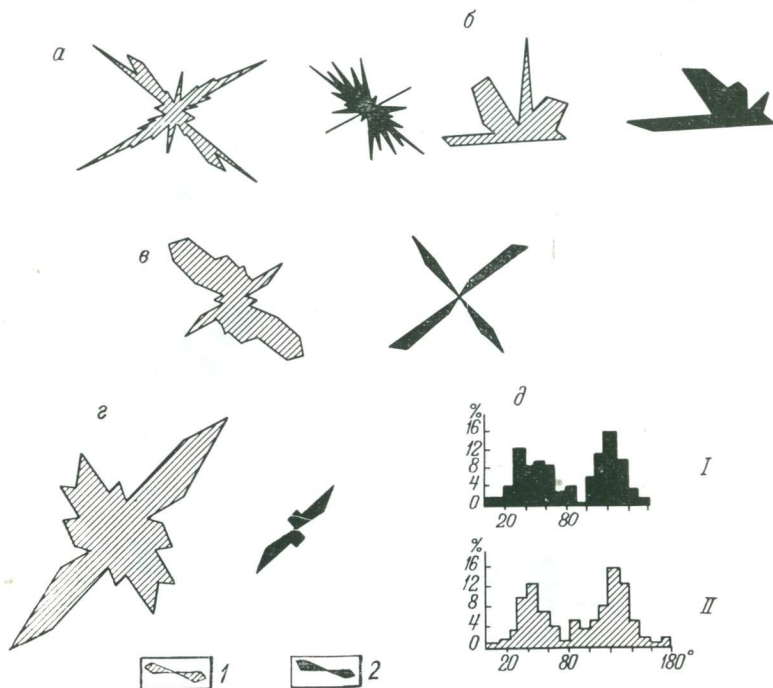


Рис. 22. Сравнение распределения направлений гидросети и разрывных нарушений: *a* — по В. С. Милашову; *б* — по С. Джудсону; *в* — по Г. В. Чарушину, *г* — по А. Д. Наумову, *д* — по Б. И. Кошечкину.

1 — гидросеть, 2 — разрывные нарушения.

пликативные. Описанные выше механизмы формирования мегатрещин обеспечивают проявление всех систем трещинно-разрывной сетки коренных пород на дневной поверхности.

Это подтверждается материалами как советских, так и зарубежных работ. Так, финский исследователь И. Салли [Salli, 1958] указывает на полное совпадение роз-диаграмм тектонических трещин и разрывов с розами-диаграммами «мегатрещин».

Г. В. Чарушиным [1960б] при сопоставлении роз-диаграмм направлений долин и трещин Иркутского амфитеатра (рис. 22) показано совпадение максимумов. Аналогичная картина у Ю. Н. Григоренко [1962] на Западной Камчатке.

Хорошее совпадение роз-диаграмм направлений эрозионной сети бассейна р. Вилюй с розами-диаграммами тектонических трещин разломов и даек (рис. 22) отмечают А. Д. Наумов и Н. А. Щукина [1960], а Н. И. Соколов [1962] считает, что направление эрозионной сети по крайней мере на 90% определяется простиранием тектонических трещин.

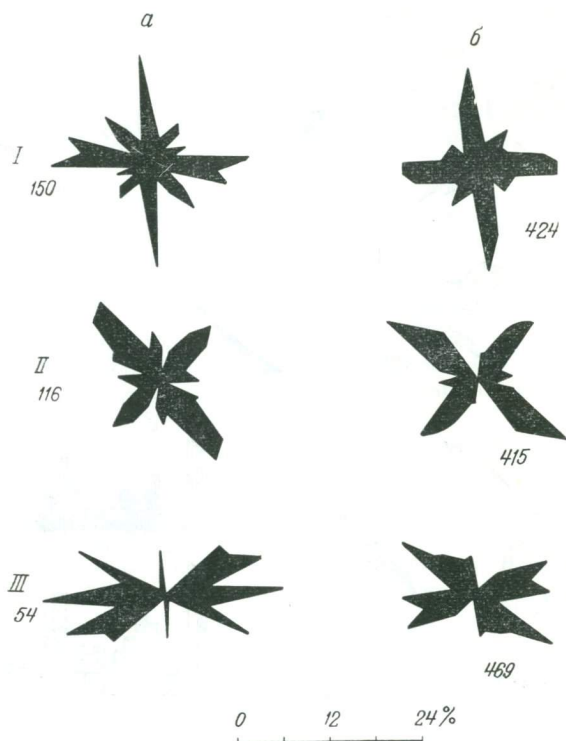


Рис. 23. Сопоставление роз-диаграмм мегатрещиноватости (а) и тектонической трещиноватости горных пород (б) некоторых участков Вилюйской синеклизы. I — среднее течение р. Наманы; II — р. Вилюй в районе устья р. Ботомою; III — южная оксечность Сунтарской петли р. Вилюй. Цифры у диаграмм — количество замеров.

Сравнение гистограмм разрывов и спрямленных отрезков речных долин западной части Кольского полуострова (рис. 22), проведенное Б. И. Кочечкиным [1964а,б], показало также весьма удовлетворительное их совпадение как по направлению, так и в количественном отношении.

В. Д. Скарятин и др. (1961, 1962) обнаружили большое сходство роз-диаграмм трещин, снятых с аэрофотоснимков и замеренных в обнажениях меловых пород Дагестана.

Исследование тектонической трещиноватости в обнажениях, проведенное нами в различных районах Вилюйской синеклизы,

показало, что многие извилины рек фиксируются на участках розах-диаграммах лучами соответствующей ориентировки, совсем так же, как у М. И. Плотниковой [1955], отмечавшей отчетливую связь тектонических трещин с направлениями излучин долины р. Нижней Тунгуски.

Сопоставление роз-диаграмм мегатрещиноватости и сводных роз-диаграмм тектонической трещиноватости некоторых участков Вилуйской синеклизы показало их хорошее совпадение как в качественном, так и в количественном отношении (рис. 23).

Точность визуального сопоставления была, кроме того, проверена по методу χ^2 [Кюринг, Белонин, 1964]. Для этого рассчитана величина χ^2 (критерий Пирсона), которая при 5%-ном уровне значимости и числе степеней свободы 17 (т. е. 18—1, так как нами используется таблица, разбитая на 18 интервалов) должна быть меньше 27,6, если сопоставляемые розы сходны.

$$\chi^2 = \frac{1}{\frac{m}{N} \left(1 - \frac{m}{N}\right)} \left(\sum_{i=1}^r \frac{m_i^2}{m_i + n_i} - \frac{m^2}{N} \right),$$

где $N = m + n$; m и n — объемы сравниваемых выборок; m_i и n_i — число наблюдений в i -м разряде соответствующих выборок, т. е. в любом 10-градусном интервале таблицы трещиноватости.

Результаты вычислений показали сходимость сравниваемых роз-диаграмм (см. таблицу).

Однако по данным некоторых исследователей [Милашев, 1958; Граменицкая, 1964; (Дорофеева, 1964); Филькин, 1965; Melton, 1959; Brown, 1961] наблюдается расхождение между распределением мегатрещин и тектонических трещин и разрывов.

Нами был проведен анализ этих работ. Выяснилось, что в большинстве случаев авторы сопоставляют различный по качеству материал. В этом смысле особенно показательны данные Н. А. Граменицкой и Т. В. Дорофеевой. Так, Н. А. Граменицкая, исследуя условия заложения речных долин на всей территории Приморья, пришла к выводу, что при общем сходстве распределений разрывов и рек по направлению совпадения по интенсивности лучей роз-диаграмм не наблюдается. Тем не менее на двух хорошо изученных участках Приморья, покрытых крупномасштабной геологической съемкой, сходимость распределений очень хорошая, что видно из данных для района рудника Тетюхе.

	СВ	СЗ	С	З
Разрывы, %	35	45	17	3
Гидросеть, %	39	40	12	9

На основании данных Н. А. Граменицкой можно также сделать вывод о том, что крупные разрывы северо-восточного простирания картируются значительно легче, чем малоамплитудные разрывы северо-западного направления. Следовательно, роза-диаграмма

Район Р = 50—67,68					Район Р = 51—73,74			
Интервалы	m_i	n_i	$m_i + n_i$	$\frac{m_i^2}{m_i + n_i}$	m_i	n_i	$m_i + n_i$	$\frac{m_i^2}{m_i + n_i}$
271—280	4	17	21	0,76	12	40	52	2,77
281—290	3	13	16	0,56	15	17	32	7,08
291—300	6	22	28	1,28	4	16	20	0,80
301—310	1	53	54	0,02	8	17	25	2,56
311—320	1	36	37	0,03	12	17	29	4,96
329—330	1	32	33	0,03	7	10	17	2,88
331—340	2	27	29	0,14	4	12	16	1,00
341—350	1	24	25	0,04	4	32	36	0,44
351—360	3	25	28	0,32	19	45	64	5,64
1—10	1	20	21	0,06	8	23	31	2,06
11—20	1	13	14	0,05	6	15	21	1,71
21—30	2	7	9	0,04	4	16	20	0,80
31—40	2	7	9	0,04	9	25	34	2,38
41—50	5	18	23	1,09	7	19	26	1,88
51—60	5	27	32	0,78	3	20	23	0,39
61—70	7	49	56	0,87	7	25	32	1,58
71—80	3	34	37	0,24	4	25	29	0,55
81—90	8	45	53	1,21	18	40	58	5,6
Σ	56	469	525	7,56	151	424	575	44,97

$$\chi^2 = \frac{56}{525} \left(1 - \frac{56}{525}\right) \left(7,56 - \frac{56^2}{525}\right) = 17,6$$

$$\chi^2 = \frac{151}{575} \left(1 - \frac{151}{575}\right) \left(44,97 - \frac{151^2}{575}\right) = 27,6$$

разрывов всей территории Приморья, где детальных геологических работ проведено сравнительно мало, является искаженной — на ней преобладают более легко обнаруживаемые разрывы северо-восточного направления.

Упущение другого рода совершенно Т. В. Дорофеевой (1964). По ее данным сводная роза-диаграмма трещин, замеренных в обнажениях в районе Самарской луки р. Волги, имеет два четко выраженных максимума — северо-восточный и северо-западный (рис. 24, *г*); на приводимой ею розе-диаграмме направлений овражной сети Самарской луки выражен лишь один луч северо-западного простирания (рис. 24, *в*). Построенная нами роза-диаграмма мегатрещиноватости этой же площади (рис. 24, *а*) оказалась сходной с предыдущей. Но поскольку опыт исследований в других районах противоречил полученному результату, мы предположили, что причина расхождений заключается в неправомочности сравнения узкой полоски берега, где измерялись трещины, с широкой площадью внутри Самарской луки. Для проверки этого предположения мегатрещины были замерены в полосе шириной 4 км, примыкающей

к берегу р. Волги. Роза-диаграмма мегатрещин (рис. 24, б), полученная в этом случае, хорошо сопоставима с розой-диаграммой трещиноватости (рис. 24, г).

Аналогичные «расхождения» характерны и для Ц. В. Брауна, который пытался сравнивать распределение тектонических трещин и мегатрещин на маленьких участках радиусом в 1 милю. Число мегатрещин при этом обычно столь мало, что не обеспечивает достоверности сравнения.

Другого рода отклонения распределений гидросети от распределений тектонических трещин и разрывов отмечает Ф. Мелтон. Хотя по его данным имеются районы, где гидросеть практически на 100% контролируется тектоникой — Анды, система Вичита и др. (рис. 13), — в некоторых областях (центральная Оклахома, южный Канзас) решающее влияние на гидросеть оказывают инсоляция и другие экзогенные факторы.

Заканчивая обзор литературных данных о количественной связи трещин и разрывов с мегатрещиноватостью, можно сделать вывод, что для различных районов земного шара наблюдается хорошее соответствие распределений этих элементов. Некоторые отклонения обычно вызываются нетектоническими факторами и поддаются систематическому учету. Иногда они определяются недостатками метода исследования или плохим качеством используемого материала.

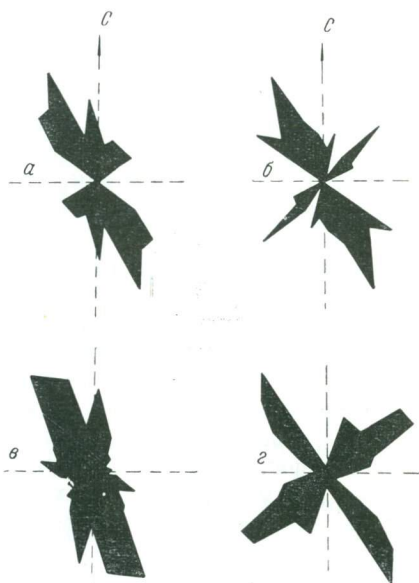


Рис. 24. Сопоставление роз-диаграмм трещиноватости горных пород (в) и мегатрещиноватости (а, б, г) района Самарской Луки р. Волги.

ВЫДЕЛЕНИЕ И ИЗМЕРЕНИЕ МЕГАТРЕЩИН НА АЭРОФОТОСНИМКАХ И ТОПОКАРТАХ

Мегатрещины, как это следует из предыдущих описаний, обладают следующими параметрами, поддающимися измерению: длиной, шириной, ориентировкой и густотой (количество на единицу площади). Рассмотрим подробнее каждую из этих характеристик.

Длина мегатрещин легко измеряется масштабной линейкой с точностью до 1 мм. При построении процентных роз-диаграмм или гистограмм можно оперировать длинами мегатрещин, выраженными в миллиметрах (или сантиметрах), для некоторых других построений необходимо эти величины переводить в метры или

километры в соответствии с масштабом аэрофотоснимка или топографической карты.

На аэрофотоснимках и топографических картах возможно визуальное выделение мегатрещин начиная с длины около 5 мм (в масштабе карты). Однако прямолинейность таких отрезков может оказаться обманом зрения, а проверка их прямолинейности линейкой недостоверна по следующим причинам. Перед измерением мегатрещины во избежание повторений и пропусков поднимаются карандашом или тушью на снимках и картах или переносятся на кальку. Всевозможные линии на картах и снимках, а также карандашные линии имеют толщину не менее 0,2 — 0,3 мм (обычно — до 0,5 мм). Легко подсчитать, что при толщине линии до 0,5 мм и длине 5 мм, при условии, что линейка (транспортёр) не выходит из пределов толщины линии, ошибка в измерении ориентировки достигает $\pm 6-7^\circ$, т. е. различие в ориентировке двух параллельных линий при измерении может достигнуть 15° .

Кроме того, если принять, что глаз в состоянии отличить прямую линию от изогнутой только при зазоре между линией и линейкой 0,1—0,2 мм, также легко подсчитать, что за прямолинейный отрезок можно принять линию длиной 5 мм, на самом деле обладающую довольно маленьким радиусом кривизны (12,5 см).

По указанным причинам мы выделяем на аэрофотоснимках и топографических картах прямолинейные отрезки длиной не менее 10 мм. Прямолинейность их легко проверяется линейкой, причем при такой длине неотличимая от прямой изогнутая линия имеет радиус кривизны 50 см, а ошибка в измерении ориентировки не превышает $\pm 3^\circ$, т. е. не выходит из пределов обычно применяемой разбивки круговых диаграмм на десятиградусные интервалы.

Для выделения криволинейных разрывов и трещинных зон критерии не разработаны, и при изучении мегатрещин такие разрывы и зоны не учитываются, что является известным недостатком метода. Этот недостаток частично искупается редкостью таких образований в общей картине развития преимущественно прямолинейных трещин и разрывов.

Ширина мегатрещин может быть измерена на аэрофотоснимках или на местности. Поскольку механизм проявления трещин и разрывов, особенно при мощных наносах, сложен и многообразен, измерение ширины может иметь смысл в районах с незначительной мощностью наносов и на аэрофотоснимках крупных масштабов. Мы эту характеристику не изучали, но, возможно, в некоторых районах она поможет выделять разрывы разного порядка, генезиса и возраста.

Ориентировка мегатрещин легко измеряется транспортёром с точностью до 1° . Этой точности и следует придерживаться при обработке планшетов и снимков. Однако для предварительных построений допустимо измерение ориентировки с точностью до 5° .

Результаты описанных измерений, помимо некоторых специальных случаев, синтезируются в построении круговых роз-диаграмм

(или гистограмм и графиков) и карт густоты мегатрещиноватости.

Для построения круговых роз-диаграмм мегатрещиноватости все замеры заносятся в таблицу, разбитую на равные 10-градусные интервалы. В каждом интервале подсчитывается количество или суммарная длина мегатрещин, определяется их процентное отношение к общему числу замеров или к общей длине мегатрещин и затем эти величины в выбранном масштабе откладываются на круговой розе-диаграмме. Величина интервала 10° обусловлена точностью измерений.

Практика показывает, что различные исследователи выделяют на одной и той же карте (снимке) разное число мегатрещин. Это зависит от опыта, особенностей зрения и научной позиции исследователя. Однако эти различия в подходе к изучаемым материалам систематически проявляются при обработке любого участка, и построенные разными исследователями, например, карты густоты мегатрещиноватости, различаясь в абсолютных значениях, сходны в конфигурации (максимумы и минимумы густоты совпадают). Процентные же розы-диаграммы в этих случаях совпадают и по абсолютным значениям.

Существенное значение при обработке результатов измерений имеет также выбор параметра, который используется при построении роз-диаграмм и карт густот.

Опыт наших исследований показывает, что на аэрофотоснимках и топографических картах крупных масштабов (до 1 : 100 000) выделяются мегатрещины преимущественно одинаковых размеров, причем средняя длина их в разных направлениях изменяется не существенно. Поэтому для обработки таких планшетов и снимков можно, без существенных искажений, строить частотные розы-диаграммы и карты густот, показывающие распределения количества мегатрещин на единицу площади.

При работе с планшетами более мелких масштабов (от 1 : 500 000 и мельче) игнорирование длины мегатрещин приводит к существенным искажениям. На этих картах хорошо выражены крупные разрывы и зоны таких разрывов, образующие сравнительно редкую сеть, а также довольно многочисленные мелкие нарушения, отличающиеся по длине от первых в несколько раз. Поэтому подсчет количества мегатрещин здесь не отражает истинной картины: на карте, например, масштаба 1 : 1 000 000 2—3 далеко стоящих друг от друга разрыва длиной 10 см оказывают большее влияние на структуру района, чем 15—20 нарушений длиной 1 см. Таким образом, учет суммарной длины мегатрещин позволяет точно установить относительное значение нарушений тех или иных направлений.

Вышесказанное относится и к построению карт густот. При обработке мелкомасштабных карт количество мегатрещин заменяется суммарной длиной мегатрещин на единицу площади.

И наконец, при построении карт густот и особенно роз-диаграмм большое значение имеет количество замеров, обеспечивающее

достоверность построений. Опыт наших исследований показывает, что достоверность розы-диаграммы обеспечивается не менее чем 40—50 замерами; к розам, построенным по меньшему числу замеров, следует относиться осторожно и ни в коем случае не использовать их для количественных расчетов (рис. 25).

Таким образом, предлагается следующий порядок работы.

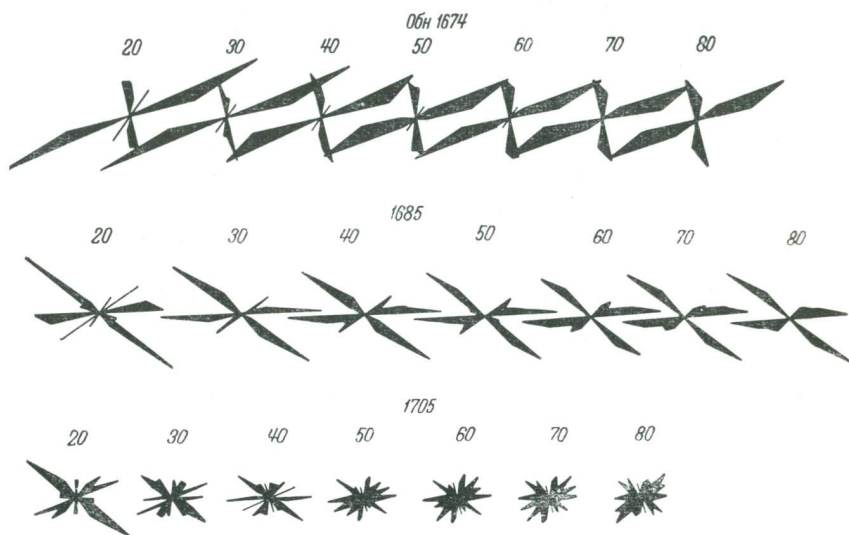


Рис. 25. Влияние количества замеров трещин на форму розы-диаграммы (районы Виллюйской синеклизы).

1. На топографической карте и аэрофотоснимке (обязательно ориентированном) поднимаются карандашом или тушью те линейные элементы рельефа и растительного покрова, тектоническое происхождение которых не вызывает сомнений. При этом фиксируются мегатрещины длиной не менее 10 м.

2. Тщательно измеряются длина и ориентировка каждой мегатрещины и результаты измерений заносятся в таблицу.

Эти материалы и являются исходными для дальнейших построений и их тектонической интерпретации.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

СВЯЗЬ РАЗРЫВНЫХ И ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР; ЛОКАЛЬНАЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ И ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ

Закономерности связи разрывных и пликативных структур являются ключом для расшифровки результатов изучения мегатрещиноватости.

Многие исследователи полагают, что наблюдаемая в настоящее время картина распределения тектонической трещиноватости и разрывов является результатом совместного действия планетарных, региональных и локальных процессов, причем указанным процессам отводится самая различная роль. Одни исследователи ведущую роль в образовании трещиноватости приписывают планетарным факторам [Шульц, 1964; Blanchet, 1957; (Воронов, 1960)], другие, не отрицая существенной роли локальных структур в создании локальных аномалий, также придают им большое значение [Смехов, 1965], третьи вообще отрицают существование систематической сетки региональных или планетарных трещин [Кноринг, 1965]. Существуют и другие, промежуточные точки зрения. Все это показывает, что вопрос о соотношении планетарной, региональной и локальной трещиноватости достаточно сложен и далек от окончательного решения.

Материалы, которые будут рассмотрены в следующем разделе, свидетельствуют о том, что не наблюдается повсеместного развития всех «теоретических» планетарных систем трещин и разрывов. Различным областям земного шара присущи свои характерные региональные простирания разрывных дислокаций, нередко однонаправленного направления. В качестве примеров могут быть приведены системы разрывов северо-восточного простирания, обрамляющие наиболее погруженную часть Вилуйской синеклизы, системы разломов субмеридионального и северо-западного простирания, развитые на склонах Алданской и Анабарской антеклиз. Региональные системы разрывов двух направлений развиты на Украинском щите и Воронежской антеклизе, на Балтийском, Канадском и Бразильском щитах и, по существу, установлены в любом достаточно изученном районе. Существование региональных систем трещин в различных районах СССР и за рубежом неоднократно отмечалось многими исследователями [Белоусов, 1962; Глушко, 1958; Миркин, 1961; Мэлс, 1961; Harris a. o., 1960; Hodgson, 1961 и др.].

Несмотря на то, что самые различные исследователи единодушно признают существование трещин и разрывов, возникающих при формировании локальных структур, существует множество точек

зрения на характер связи локальных разрывных и пликативных дислокаций — от П. Бланше [Blanchet, 1957], полагающего, что формирование локальной структуры приводит к местным деформациям региональной или планетарной сетки трещин и разрывов,

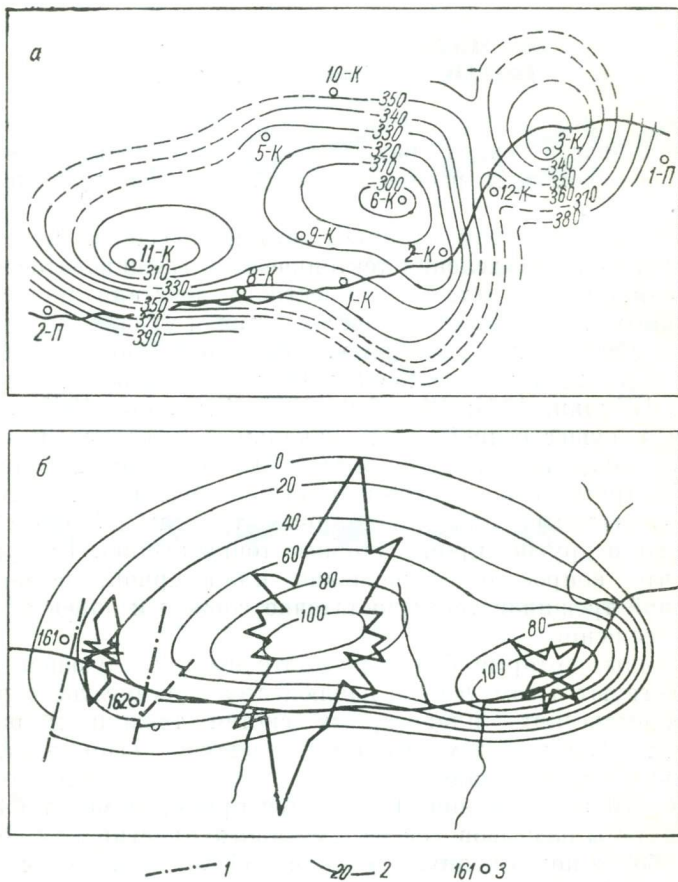


Рис. 26. Структурные карты Аллюнского поднятия на р. Нижней Тунгуске: а — по электрокоррозионному реперу R_1 дегалинской свиты верхней перми [Завьялов и др., 1965]; б — по анализу тектонической трещиноватости [Миркин, 1961].

1 — разрывные нарушения; 2 — изолинии структурной поверхности; 3 — скважины и точки наблюдения.

и Д. Харриса [Harris, 1960], придающего значение как региональному, так и локальному фактору, до Л. Д. Кноринга [1965], который считает, что распределение трещин на структуре полностью определяется элементами залегания слоев в каждой точке структуры и ни одной системы трещин, не связанной с этими элементами, в пределах структур не существует.

Наличие определенных по отношению к простиранию четко выраженных направлений трещин на структурах эмпирически подмечено многими исследователями. Такие материалы в виде сводных роз-диаграмм трещиноватости различных структур приводились в работах Е. Н. Пермякова [1949], Г. В. Чарушина [1960б], Г. Р. Миркина [1961], Ю. Н. Григоренко [1962], Д. Аллингхама [Allingham, 1963] и других.

Именно эта эмпирически полученная закономерность и легла в основу известной методики Е. Н. Пермякова [1949], устанавливающей связь между параметрами распределения трещиноватости и параметрами локальных структур. Этот метод в последние годы был подвергнут жестокой критике. Но справедливо отвергнув теоретические положения Е. Н. Пермякова, действительно противоречивые и неприемлемые в свете современных знаний о формировании структур и деформациях горных пород, критики отбросили и те ценные эмпирические закономерности, которые Е. Н. Пермяков установил и которые неоднократно подтверждались многими исследователями в самых различных районах СССР.

При этом помимо подтверждения закономерностей Е. Н. Пермякова на уже известных структурах постепенно накапливается материал о случаях, когда рассчитанные по методике Е. Н. Пермякова структуры в дальнейшем хорошо подтверждаются буровыми и сейсмическими работами. В качестве одного из таких примеров можно привести Аллюнскую структуру на р. Нижней Тунгуске, параметры которой по данным изучения трещиноватости были рассчитаны Г. Р. Миркиным в 1959 г. [Миркин, 1961]; построенная на их основании структурная карта хорошо совпала с данными бурения, проведенного в 1965 г. (рис. 26).

Е. Н. Пермяков [1949] всю совокупность тектонических трещин в пределах локальных структур разделяет на две основные системы диагональные и продольные или поперечные по отношению к простиранию структуры. Сопоставление этих систем трещин с очертаниями локальных структур позволило Е. Н. Пермякову сформулировать «правило параллелограмма», по которому диагональ параллелограмма, построенного на главных (диагональных) лучах розы-диаграммы трещиноватости, направлена по линии простирания. Это правило является ключом расчетного стандарта формул для определения параметров локальных структур (рис. 27).

Наиболее спорным моментом в этих расчетах является определение амплитуды структур. Е. Н. Пермяков дает два варианта формул для расчета амплитуды.

Первый вариант расчета, основанный на величинах $\langle x \rangle = \frac{x}{n_1}$ и $\langle z \rangle = \frac{z}{n_2}$, внутренне противоречив, поскольку он исходит из предположения, что величины $\langle x \rangle$ и $\langle z \rangle$ эквивалентны величинам K_1 и K_2 (удлинениям слоев структуры), которые в свою очередь пропорциональны величинам x и z расчетного параллелограмма

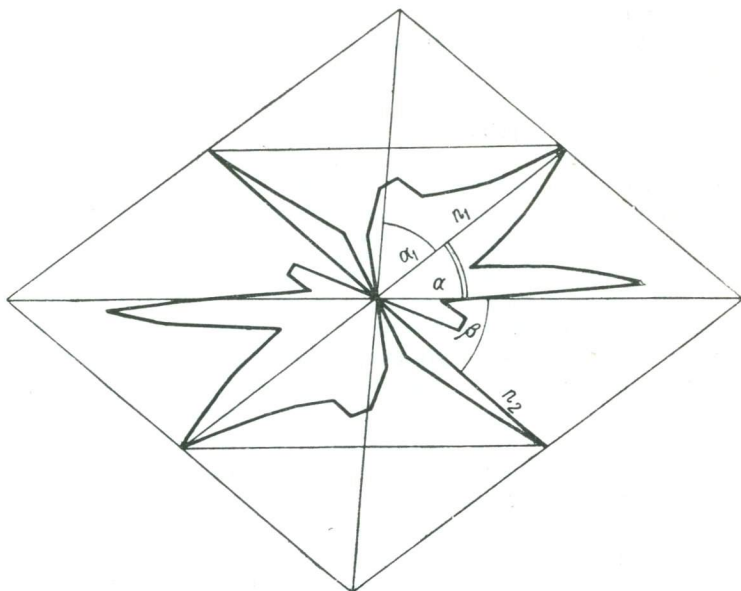


Рис. 27. Расчет параметров структур по Е. Н. Пермякову [1949].
Исходные данные

n_1 — относительная интенсивность большего диагонального луча (количество трещин в данном десятиградусном интервале, % от общего числа замеров на диаграмме); n_2 — относительная интенсивность меньшего диагонального луча; R_1 — простирание большей диагонали (определяется по диаграмме); R_2 — простирание меньшей диагонали; α — угол между большим диагональным лучом и большей диагональю, град.; α_1 — угол между большим диагональным лучом и меньшей диагональю, град.; β — угол между меньшим диагональным лучом и большей диагональю, град.

Расчет

$$\left. \begin{aligned} x &= n_1 \cos \alpha \\ z &= n_2 \cos \beta \end{aligned} \right\} \text{— относительные величины «векторов растяжения» на крыльях} \\ \text{структуры;}$$

$$\left. \begin{aligned} y_1 &= n_1 \sin \alpha_1 \\ y_2 &= n_1 \sin \alpha \end{aligned} \right\} \text{— то же, на периклиналях;}$$

$L_d = 2(x+z)$ — относительная длина структуры;

$L_{ш} = 2y_{1,2}$ — » ширина структуры;

$L_{кк} = \frac{2y_{1,2}z}{x+z}$ — » длина крутого крыла;

$L_{пк} = L_{ш} - L_{кк}$ — » длина пологого крыла;

$L_{кп} = \frac{2(x+z)y_2}{y_1+y_2}$ — » длина крутой периклинали;

$L_{пш} = L_d - L_{кп}$ — относительная длина пологой периклинали;

$H = \frac{xz}{(x+z)q}$ — амплитуда структуры.

(рис. 27), и, следовательно, равенства $\langle x \rangle = \frac{x}{n_2}$, а $\langle z \rangle = \frac{z}{n_1}$ будут справедливы только при $n_1 = n_2$.

Анализ второго варианта $\left(H = \frac{xz}{(x+z)q} \right)$ показывает внутреннюю ограниченность этой формулы, заключающуюся в том, что рассчитанная амплитуда не может превысить величины $0,25 \frac{(x+z)}{q}$.

В практике же встречаются случаи, когда истинная амплитуда значительно превышает эту величину. Поэтому расчеты по упомянутой формуле дают удовлетворительные результаты для относительно пологих структур. При этом играющий важную роль коэффициент q подбирается эмпирически из обратных соотношений между известной по геологическим данным амплитуды и рассчитанного по формуле ее значения. Наши материалы по Виллюйской и Тунгусской синеклизам устанавливают величину $q = 10$, в Ставропольском районе Предкавказья она равна 25—30, в Западной Башкирии — 50.

Именно в этом и заключается чисто эмпирическая часть методики Е. Н. Пермякова, которая нами с известными оговорками принимается за основу для определения параметров локальных структур по данным изучения мегатрещиноватости. В дальнейшем мы попытаемся показать, что эти закономерности могут быть объяснены, если увязать формирование платформенных структур с предшествующей им сеткой трещин и разрывов.

Чрезвычайно важной характеристикой напряжений, возникающих при деформации горных пород, является распределение густоты тектонической трещиноватости и разрывов. Исследования М. В. Гзовского [1963] показали, что на структурах поперечного изгиба, наиболее типичных для платформенных областей, развитие максимальных напряжений наблюдается в периферийных частях.

Лишь в случаях, когда мощность деформируемой толщи превышает ширину моделируемой складки, наблюдается перемещение зоны максимальных напряжений к своду.

Действительно, из работ отечественных и зарубежных геологов следует, что повышенные значения густоты тектонических трещин и разрывов на структурах распределены неравномерно и определяются их морфологией.

По данным В. Н. Калачевой и Е. А. Дмитриевой (1958), наибольшие значения густота имеет в местах максимального перегиба слоев. Такими участками для структур Иркутского амфитеатра являются периклинальные окончания, крутые крылья, а также своды, если они узкие и крутые или осложнены несколькими вершинами. Т. В. Дорофеева и Г. Я. Гасс (1962) отмечают, что структуры Южно-Минусинской впадины характеризуются повышенными значениями густоты тектонических трещин на периклиналях и в меньшей степени на крыльях и сводах.

Анализ развития тектонической трещиноватости в процессе формирования структуры, проведенный Л. Д. Кнорингом [Калачева,

Кноринг, 1965] в складчатом районе Средней Азии (антиклинали Арук-Тау и др.) и на платформе (Шугуровское поднятие), показал, что трещиноватость сначала интенсивно развивается на периклиналях, затем на крыльях и в последнюю очередь на сводах (рис. 28).

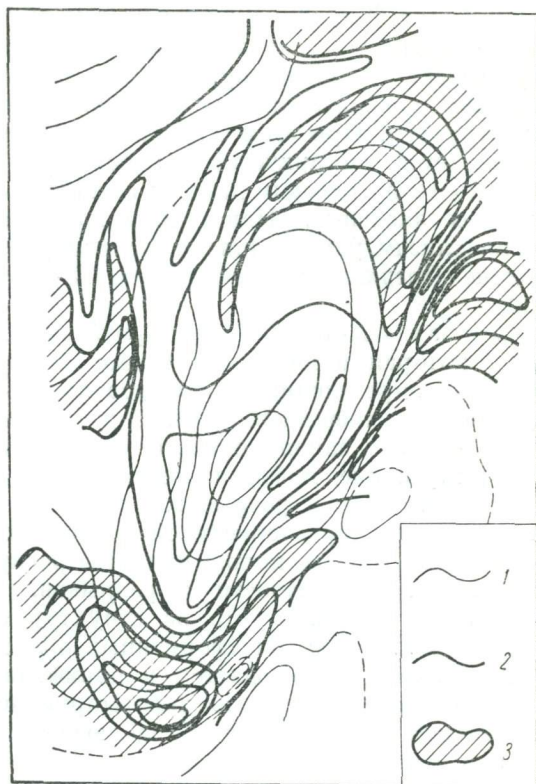


Рис. 28. Распределение густоты тектонических трещин по площади Шугуровского поднятия, по В. Н. Калачевой и Л. Д. Кнорингу [1965].

1 — стратиграфические изогипсы по кровле нижнеказанских отложений; 2 — изогипсы густоты; 3 — участки повышенной густоты.

Г. В. Чарушин [1960a] относит к наиболее трещиноватым участкам периклинали и свода структур.

По И. Харрису [Harris, 1960], тектоническая трещиноватость на куполе Гус-Эгг и антиклинали Шип-Маунтен (штат Вайоминг, США) имеет максимальные значения густоты на участках наибольшего перегиба слоев — периклиналях и крыльях. Отмечается, что мелкие структурные осложнения несколько искажают общую картину.

Учитывая сложную взаимосвязь разнопорядковых структур, можно считать, что распределение густоты тектонической трещиноватости по площади является суммарным результатом разномасштабных деформаций, однако различные морфологические типы структур могут иметь свои характерные картины распределения. Так, вытянутые антиклинали с крутым перегибом слоев на своде должны, вероятно, отразиться в виде узких полос повышенных значений густоты трещин и разрывов; коробчатые поднятия — в виде колец, подков и т. п. Для платформенных структур следует ожидать повышенные значения густоты на периклиналях и крутых крыльях. Интересно, что именно здесь, по сообщению М. Д. Белонина, который исследовал геометрию симметричных структурных поверхностей, наблюдается максимальная анизотропия кривизны (отношение максимальных и минимальных значений), которая может быть объяснена наибольшей неравномерностью изгибания поверхности в этом участке.

Таким образом, переходя к тектоническому анализу мегатрещиноватости, мы располагаем следующими обоснованными теоретически или эмпирически закономерностями.

1. В каждом районе можно ожидать развития региональных систем трещин и разрывов и на их фоне — локальных изменений густоты и направления трещин и разрывов.

2. На участках локальных структур распределение трещиноватости определенным образом связано с параметрами структуры (методика Е. Н. Пермякова).

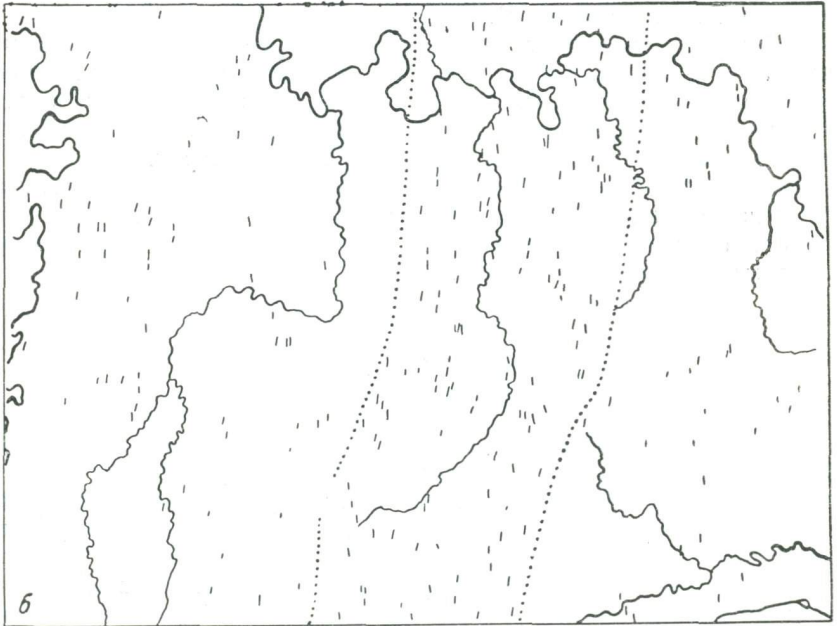
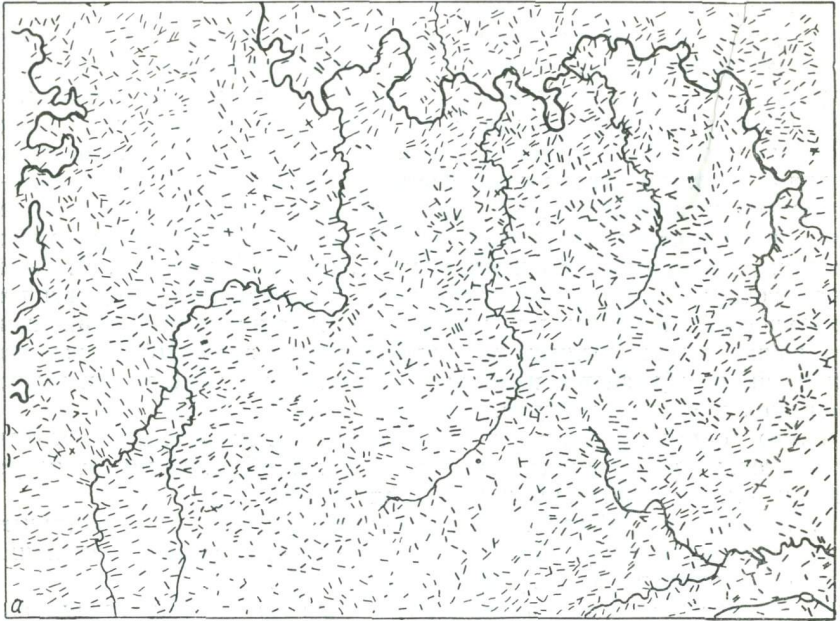
3. Наибольшая густота трещиноватости наблюдается на периклиналях и крутых крыльях структур, а также на участках местных структурных осложнений. Таким образом, в идеальном случае локальная структура окаймляется кольцевым или полукольцевым поясом повышенных значений густоты трещиноватости.

В соответствии с этими закономерностями при интерпретации данных изучения мегатрещиноватости можно предложить две группы приемов, относящихся соответственно к изучению ориентировки и густоты мегатрещиноватости.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ИЗУЧЕНИЯ ОРИЕНТИРОВКИ МЕГАТРЕЩИН

Ориентировка трещин и разрывов, как было показано выше, несет в себе информацию о тектонической структуре. Анализировать такую информацию на современном этапе развития описываемой методики можно путем качественного и количественного изучения ориентировки мегатрещин.

Качественное изучение простираний мегатрещин издавна используется при геологической съемке разных масштабов для трассирования нарушений и даек, подмеченных в разрозненных наземных точках наблюдений. Особенно прочно это вошло в практику работ



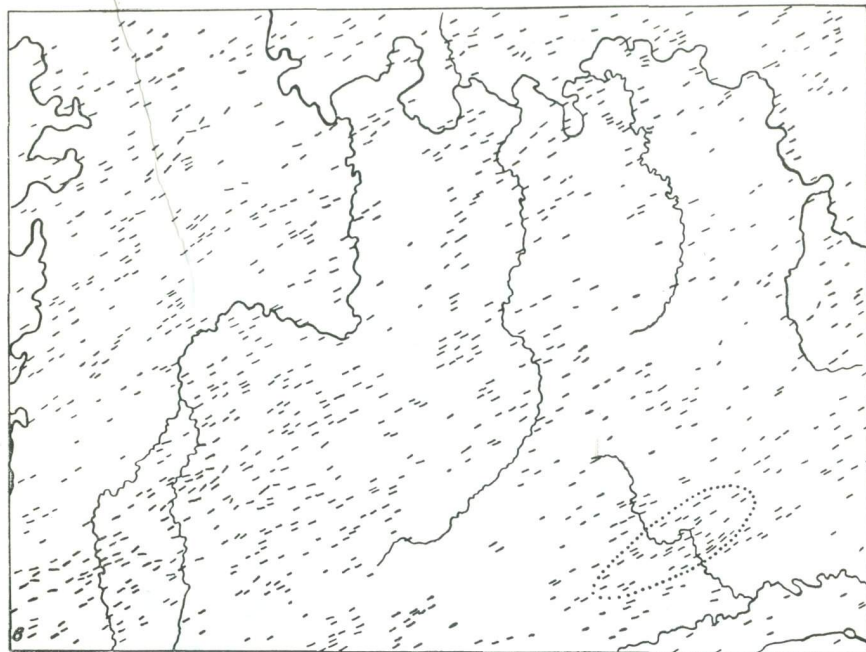


Рис. 29. Карты мегатрещиноватости района Боготубинской седловины: *а* — общая карта мегатрещиноватости; *б* — карта мегатрещиноватости интервала 360—10°; *в* — карта мегатрещиноватости интервала 50—70°.

ВАГТ и Лаборатории аэрометодов АН СССР, менее широко применяется в работах производственных организаций.

Качественное изучение ориентировки мегатрещин может быть дополнено рядом приемов, позволяющих намечать крупные разнородные участки и трассировать возможные нарушения. Даже визуальное выделение площадей с каким-либо преобладающим направлением мегатрещин помогает намечать крупные разнородные зоны. В частности, на начальном этапе наших исследований в Вилуйской синеклизе было подмечено, что в центральной части последней развиты мегатрещины преимущественно северо-восточного простирания. Это позволило сделать вывод о продолжении в глубь Вилуйской синеклизы крупной зоны дислокаций северо-восточного простирания, четко обнаруживаемой по геолого-геофизическим данным в юго-западной части синеклизы (Палеовилуйский прогиб [Забалуев и др., 1966]).

Уточнить выделение зон разноориентированных разрывов и сделать этот процесс более объективным помогает следующий несложный прием. Негатив карты, на которую нанесены все мегатрещины данного участка, накладывается на трафарет, позволяющий

выделять мегатрещины, относящиеся только к определенному угловому интервалу (например, 0—20 или 40—60°). Все прочие мегатрещины (светлые штрихи на негативе) зачерняются. Результатом являются карты мегатрещин избранных простираний. На таких картах, например для района Ботуобинской седловины (рис. 29), намечаются сама седловина (рис. 29, б) и ряд сгущений, образуемых



Рис. 30. Схема распределения мегатрещин северо-восточного простирания в низовьях р. Баханы (Виллойская синеклиза).

мегатрещинами северо-восточного простирания, одно из которых совпадает с Мурбайской структурой (рис. 29, в). Этот рисунок показывает также, насколько более выразительным становится распределение мегатрещин на таких картах по сравнению с картами, на которых показаны мегатрещины всех направлений (рис. 29, а). Очевидно также, что эта работа может быть механизирована.

Разновидностью предлагаемых построений является карта мегатрещин строго избранных простираний, которые определяются по розам-диаграммам. Так, в низовьях р. Баханы (левый приток р. Лены к югу от пос. Жиганска) на розе-диаграмме мегатрещиноватости (рис. 30) выделяется несвойственный этой зоне четкий

луч северо-восточного простирания. Это наводит на мысль о существовании здесь нарушения такого простирания. Мегатрещины, совпадающие по направлению с этим аномальным лучом, располагаются в виде довольно узкой полосы, пересекающей центральную часть описываемого участка; мегатрещины других простираний

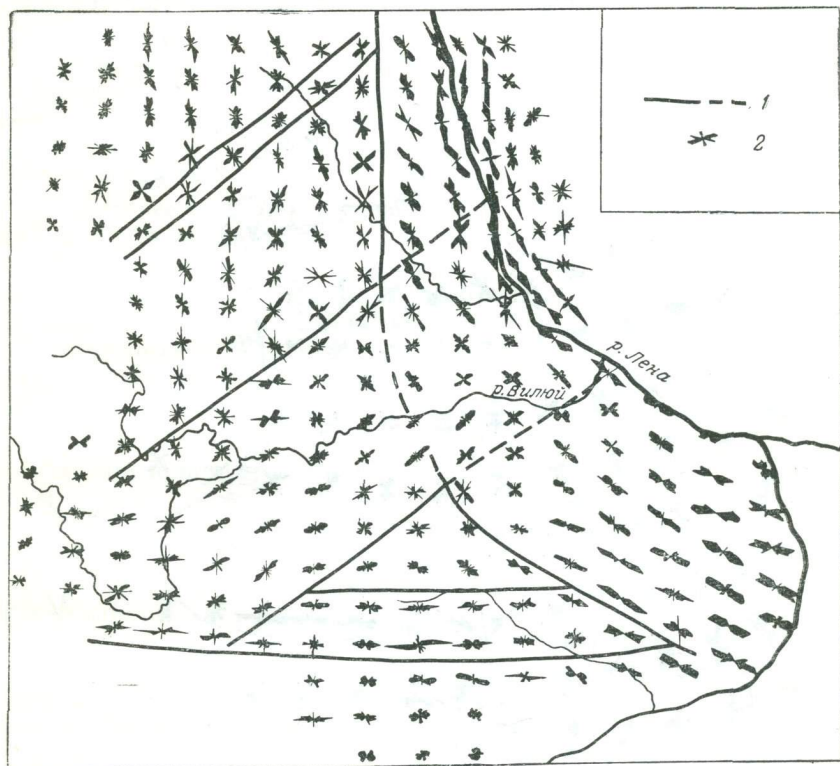


Рис. 31. Карта роз-диаграмм мегатрещин Вилуйской синеклизы и прилегающей части Приверхоянского прогиба.
1 — границы тектонических зон; 2 — розы-диаграммы.

распределяются здесь равномерно. Ряд других данных также свидетельствует о наличии крупного разрыва, осложняющего северо-западный борт Линденской впадины на этом участке.

Количественное изучение простираний мегатрещин в отличие от качественного позволяет устранить влияние субъективного подхода исследователя на результаты анализа мегатрещиноватости. В основном это влияние сказывается на количестве выделяемых мегатрещин: у разных исследователей на одном участке их число оказывается разным. Но субъективная ошибка данного исследователя является систематической, т. е. одинаково проявляющейся при выделении мегатрещин любых направлений. Поэтому розы-

диаграммы, построенные различными исследователями для одного и того же участка, при достаточном количестве замеров оказываются сходными.

Розы-диаграммы суммируют общую картину распределения мегатрещиноватости и выявляют основные направления разрывов на изучаемом участке, причем доля развития тех или иных направле-

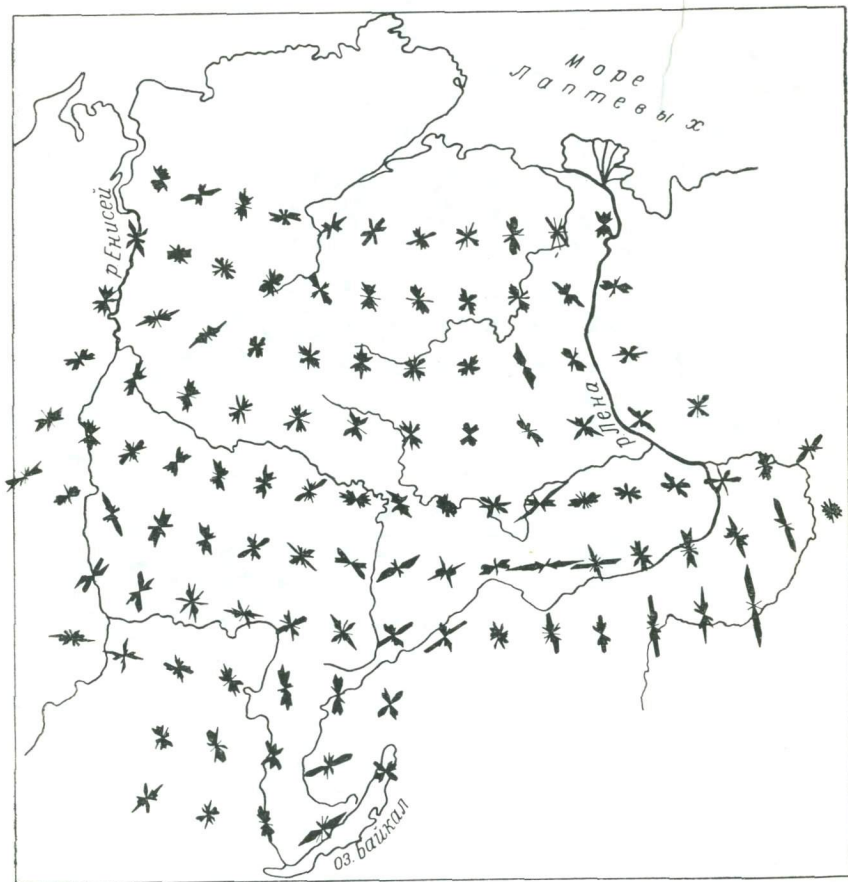


Рис. 32. Карта роз-диаграмм мегатрещин Сибирской платформы.

ний получает количественную оценку. Правда, при суммировании исчезают некоторые детали развития мегатрещиноватости, но выявление основных закономерностей в нередко очень сложной картине, где глаз подчас бессилён выделить что-либо определенное с лихвой искупает этот недостаток. Кроме того, многое зависит от детальности работы. Розы-диаграммы предоставляют также

возможность объективного сравнения по методу χ^2 или с помощью критерия Смирнова [Кноринг, Белонин, 1964].

Эти способы оценки не очень трудоемки, если речь идет о сравнении нескольких роз-диаграмм, но при обилии материала они отнимают много времени. В то же время такого рода расчеты легко программируются и выполняются электронно-счетными машинами.

Для изучения тектонического строения Вилюйской синеклизы и прилегающих территорий нами была построена карта роз-диаграмм мегатрещиноватости (рис. 31). Рассмотрение этой карты позволяет установить общую картину распределения разрывов разного направления.

Прежде всего, в центральной части синеклизы отчетливо выделяется полоса дислокаций северо-восточного простирания. Перпендикулярно к ней вдоль долины р. Лены дугообразно протягивается полоса дислокаций северо-западного меридионального простирания и, наконец, вдоль южного борта синеклизы отчетливо прослеживается узкая полоса субширотных дислокаций. Сопоставляя эти данные с геологическими и геофизическими материалами, можно установить, что все они связаны с определенными геологическими структурами [Забалуев и др., 1966].

Так, дислокации северо-восточного простирания характеризуют центральную часть древнего Вилюйчанского (Палеовилюйского) прогиба; полоса разрывов северо-западного простирания, параллельная Верхоянской складчатой зоне, очевидно, охватывает площадь, подвергшуюся дислокациям, возникшим при формировании Приверхоянского прогиба; широтная зона нарушений, видимо, связана с формированием южного борта синеклизы. Гораздо менее отчетливо намечается узкая зона разрывов северо-восточного простирания, совпадающая с северо-западным краем Вилюйской синеклизы. На стыке описанных разноориентированных зон к югу от реки Вилюй располагается участок треугольной формы, огибаемый этими разнонаправленными полосами разрывов. Он соответствует относительно стабильному участку фундамента, выделяемому по геофизическим данным под названием Баппагайского поднятия [Забалуев и др., 1966].

Таким образом, описанная карта хорошо оконтуривает крупные тектонические зоны и при ином состоянии изученности Вилюйской синеклизы могла бы послужить основой для ее тектонического районирования, особенно если совместить ее с картой густот мегатрещиноватости, которая будет рассмотрена ниже.

Возможно также построение карт роз-диаграмм и на топооснове более мелких масштабов. Естественно, такие карты будут отражать лишь самые общие черты развития разрывных нарушений. Примером может служить карта роз-диаграмм мегатрещиноватости Сибирской платформы (рис. 32). На этой карте, в частности на территории Вилюйской синеклизы, видно преобладающее развитие разрывов

северо-восточного простирания, причем эти простирания прослеживаются и далее на юго-запад. Прилегающие к синеклизе площади Алданской и Анабарской антеклиз характеризуются развитием преимущественно субмеридиональных нарушений. Полученные результаты хорошо увязываются с имеющимися геологическими и геофизическими данными, но, естественно, детальность этой карты очень невелика.

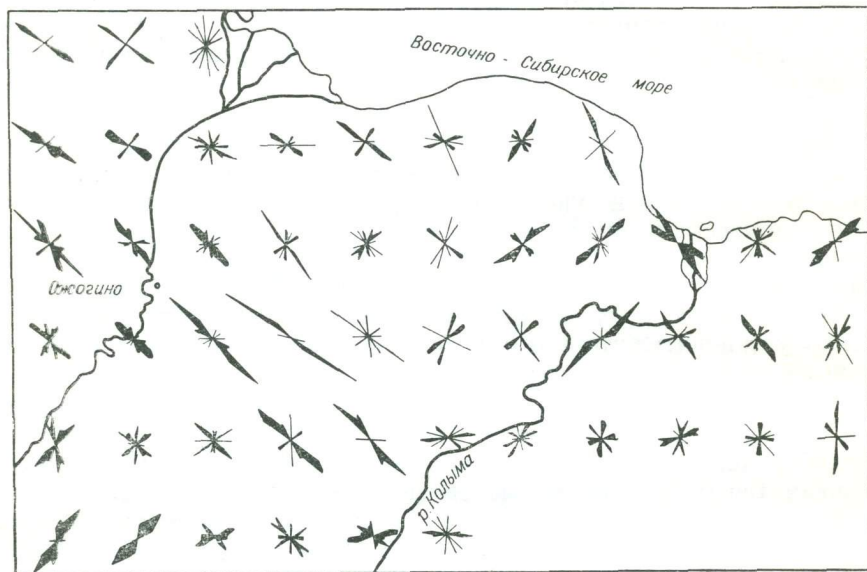


Рис. 33. Карта роз-диаграмм мегатрещин междуречья низовьев рек Колымы и Индигирки.

На такой же основе была построена карта роз-диаграмм мегатрещиноватости для района междуречья низовьев Колымы — Индигирки (рис. 33). На этой карте, в частности, отчетливо видна зона разломов северо-западного простирания, пересекающая Полоусный антиклинорий в районе с. Ожогина и продолжение разломов, ограничивающих Анюйскую антиклинальную зону, под наносы Приморской низменности.

Таким образом, даже визуальная интерпретация карт роз-диаграмм позволяет намечать некоторые общие черты тектоники закрытых территорий.

Карты роз-диаграмм мегатрещиноватости могут быть детализированы. Пределы детализации определяются необходимым количеством мегатрещин, приходящимся на единицу выбранной площади. Как было показано выше, для построения достоверной розы-диаграммы необходимо не менее 40—50 замеров.

На детализированных картах роз-диаграмм находят отражение многие локальные особенности геологического строения районов.

В то же время при сохранении общей картины распределения разрывных дислокаций заглушевываются закономерности регионального плана. Примером может служить карта роз-диаграмм района Ботубинской седловины (рис. 34), где имеет место стык разновозрастных и разноориентированных крупных платформенных структур — Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Анабарской антеклизы и Прибайкальской зоны. Эта карта читается с большим

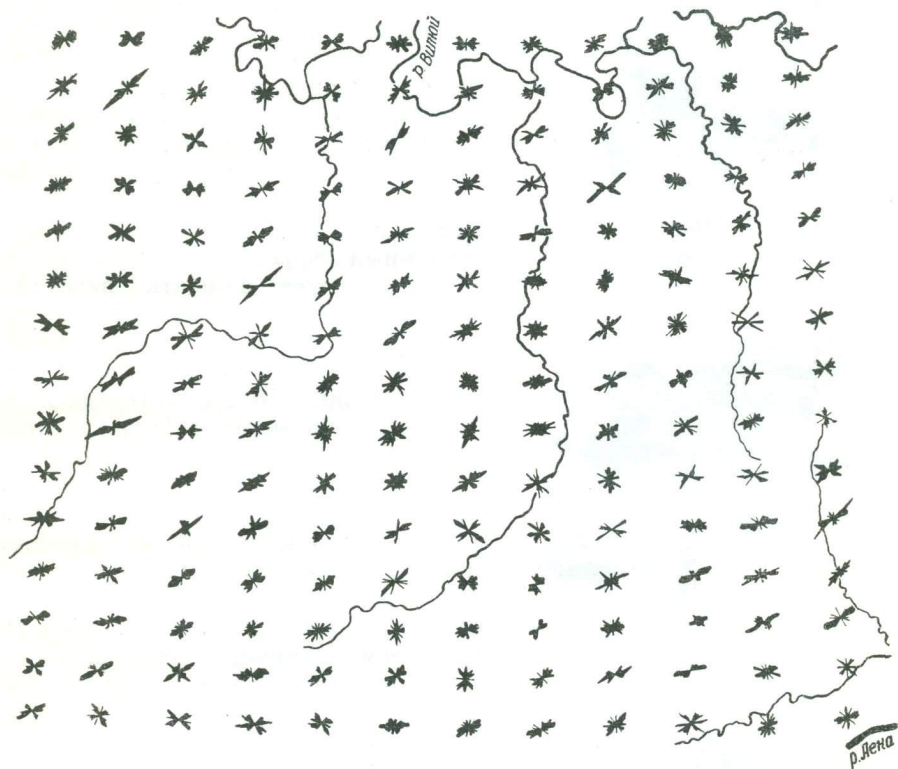


Рис. 34. Карта роз-диаграмм мегатрещин района Ботубинской седловины.

трудом, но построенная на ее основе карта средних простираний дислокаций (рис. 40), о которой речь пойдет ниже, интерпретируется гораздо легче.

Поскольку в наших руках оказался материал о распределении разрывных нарушений по обширным территориям (рис. 31 и 33), мы произвели проверку, насколько это распределение укладывается в закономерности, обусловленные планетарными процессами. С этой целью были построены сводные розы-диаграммы мегатрещиноватости для Вилюйской синеклизы и для всей Сибирской платформы.

Деформации, вызванные изменением скорости вращения Земли

(Воронов, 1959), приводят к образованию разрывов четырех основных направлений — меридионального, широтного, северо-западного и северо-восточного. При этом независимо от изменений скорости широтная и меридиональная системы не испытывают изменений в направлении; диагональные же разрывы меняют свое направление в зависимости от замедления или ускорения вращения Земли. Ускорение приводит к осевому сжатию Земли и отклонению сетки разрывов в сторону экватора на $15-20^\circ$; замедление вращения вызывает противоположный эффект. В соответствии с этим можно ожидать развития широтной и меридиональной систем в очень узком угловом интервале, а диагональные системы разрывов либо должны образовывать два максимума, либо должны быть распределены по довольно широкому угловому интервалу ($30-40^\circ$). Следует заметить, что полученные нами розы-диаграммы, одна из которых построена на основании более чем 20000 замеров (рис. 35), а другая — объединяющая более 22000 см разрывов — хорошо укладываются в вышеизложенные закономерности.

Аналогичные построения на картах масштаба $1 : 2\,500\,000$ и $1 : 4\,000\,000$ были произведены А. Н. Ласточкиным, И. В. Рейниным и В. И. Якушевым для территорий Русской, Сибирской, Северо-Американской и Африканской платформ (рис. 36). Эти построения, сопоставленные с установленными на этих территориях разрывами, также подтвердили изложенные выше теоретические представления о планетарных системах разрывов.

Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении материалы,

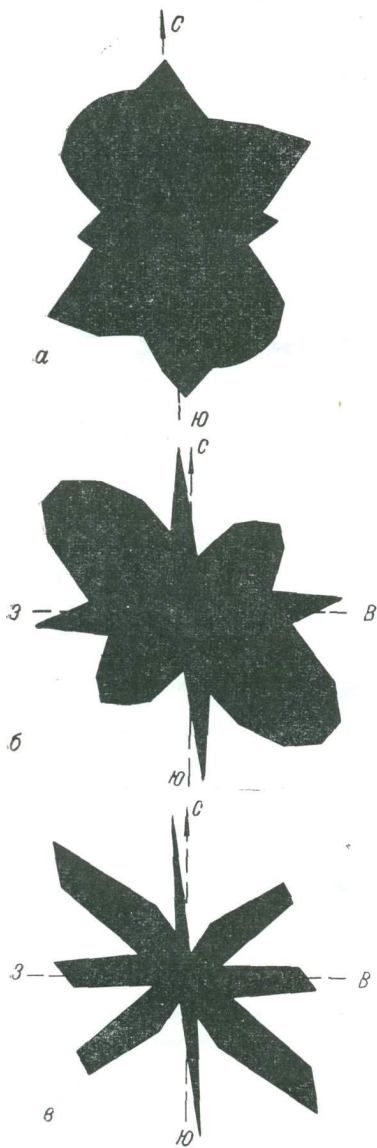


Рис. 35. Сводные розы-диаграммы мегатрещиноватости: а — Сибирская платформа; б и в — Виллойская снеклиз и прилегающая часть Приверхоанского прогиба (по картам разных масштабов).

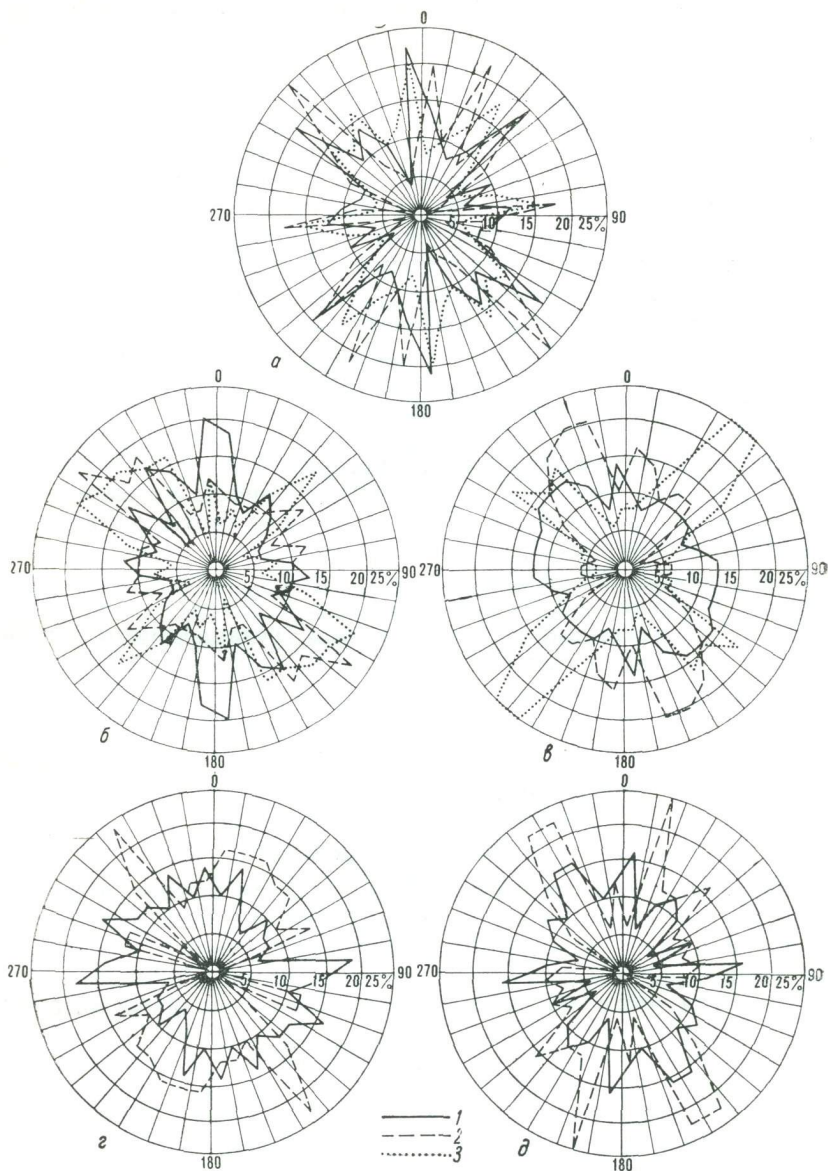


Рис. 36. Сводные розы-диаграммы линейных элементов орогидрографии, разрывных нарушений и осей гравимагнитных аномалий платформенных областей: *a* — Русская платформа; *б* — Западно-Сибирская платформа; *в* — Сибирская платформа; *г* — Северо-Американская платформа; *д* — Африканская платформа.

1 — линейные элементы орогидрографии; 2 — разрывные нарушения фундамента и чехла; 3 — оси аномалий ΔT_a (для Русской и Сибирской платформ) и ΔT_a и ΔZ (для Западно-Сибирской платформы).

поскольку других объяснений не имеется, не позволяют нам вообще отрицать существования разрывов, обусловленных планетарными процессами.

Однако, анализируя карты на рис. 31 и 32, можно удостовериться, что эти разрывы не образуют систематической сетки на достаточно больших площадях. На площади Вилуйской синеклизы тектонические зоны с развитием разноориентированных систем разрывов территориально нередко разобщены; участки, где все эти системы наблюдаются совместно, очень редки; та же картина наблюдается и на территории Сибирской платформы.

Территориальная разобщенность зон разноориентированных разрывов, с одной стороны, и укладывающаяся в теоретические представления о планетарных процессах картина развития разрывов на очень больших территориях — с другой, приводят к мысли, что планетарные процессы контролируют развитие региональных систем разрывов на отдельных площадях, причем этот контроль проявляется избирательно как во времени, так и в пространстве. Можно предположить, что планетарные процессы не сами по себе рождают сетки разрывов, а лишь подчиняют своим направлениям региональные напряжения земной коры.

Е. М. Смехов [1965] отмечает: «Трещины образуются в земной коре под влиянием эндогенного фактора, а последующая ориентировка их в пространстве определяется ротационными силами».

Здесь же следует отметить, что В. В. Белоусов [1962] приводит данные о невыдержанности региональных сеток разрывов (основная делимость земной коры) и об изменении их простираций от места к месту.

**Применение методики Е. Н. Пермякова
— при анализе мегатрещиноватости**

Аналитическое исследование распределения трещин и разрывов по направлению может дать интересные результаты для детализации локальных структур (определение ряда параметров), намеченных в изучаемых районах по геологическим, морфометрическим и другим данным. Для этого можно воспользоваться методикой Е. Н. Пермякова [1949].

В пределах предполагаемой структуры измеряются ориентировка и длина всех мегатрещин и на основе этих данных строится роза-диаграмма частот или длин мегатрещиноватости. Роза-диаграмма обрабатывается по правилу параллелограмма; с нее снимается ряд исходных характеристик — интенсивность главных лучей, угловые величины — и затем по формулам производятся определенные длины, ширины и ряда других параметров структуры.

Проделанные нами расчеты параметров Шебелинской (Днепровско-Донецкая впадина), Средне-Вилуйской (Вилуйская синеклиза) и других структур показали сходство результатов с геологическими данными. Так, сравнение результатов расчета Шебелинской струк-

туры со структурной картой по кровле юры [Приходский, 1963], показало (рис. 37) совпадение почти до деталей таких параметров, как соотношение длины и ширины, простирания, положения свода

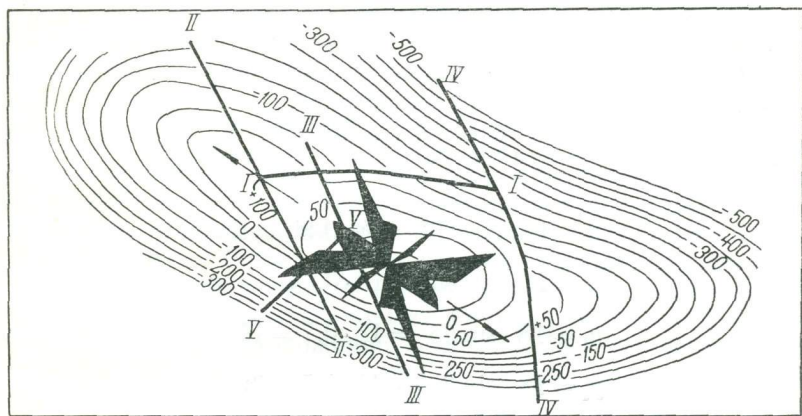


Рис. 37. Роза-диаграмма мегатрещиноватости для площади Шебелинской структуры.

Стрелками показано рассчитанное простирание.

относительно крыльев и периклиналей. На рис. 37 приведена роза-диаграмма суммарной длины мегатрещиноватости Шебелинской

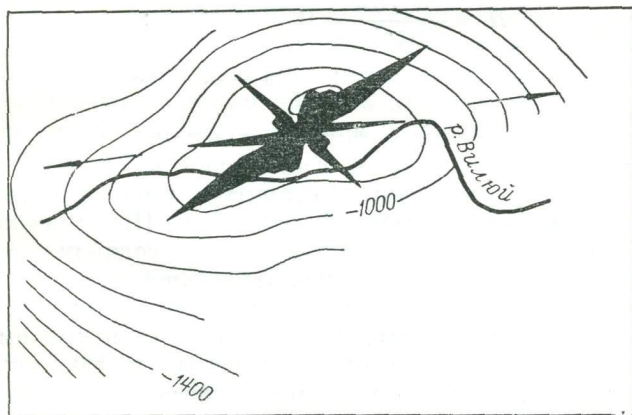


Рис. 38. Роза-диаграмма мегатрещиноватости для Средне-Вилюйской структуры.

структуры. Исходные данные для расчета, снятые с этой розы, следующие: главные лучи $n_1(75^\circ) = 12,5\%$, $n_2(325^\circ) = 10,5\%$, простирание совпадает с лучом 285° ; $\alpha = 32^\circ$, $\alpha_1 = 45^\circ$, $\beta = 37^\circ$.

Расчет дает соотношение длины и ширины структуры, равное 2 : 1, крутое и пологое крылья относятся между собой, как 7 : 10; относительно периклиналей свод делит структуру в отношении 16 : 22.

Достаточно выразительно сравнение расчетных данных по Средне-Виллюйской структуре с сейсмической картой по I горизонту. Исходные данные, снятые с розы-диаграммы мегатрещин Средне-Виллюйской структуры (рис. 38), следующие:

главные лучи $n_1(55^\circ) = 18\%$; $n_2(315^\circ) = 10\%$; $\alpha = 30^\circ$; $\alpha_1 = 45^\circ$; $\beta = 50^\circ$; простираание совпадает с лучом 85° .

Расчет:

$$x = 18 \cos 30^\circ = 18 \cdot 0,86 = 15,5;$$

$$z = 10 \cos 50^\circ = 10 \cdot 0,64 = 6,4;$$

$$y_1 = 18 \sin 45^\circ = 18 \cdot 0,7 = 12,6;$$

$$y_2 = 18 \sin 30^\circ = 18 \cdot 0,5 = 9;$$

$$L_{\Delta} = 2(15,5 + 6,4) = 43,8 = 30 \text{ км};$$

$$L_{\text{ш}} = 2 \cdot 12,6 = 25,2 = 17 \text{ км};$$

$$L_{\text{кк}} = \frac{25,2 \cdot 6,4}{21,9} = 7,3;$$

$$L_{\text{шк}} = 25,2 - 7,3 = 17,9;$$

$$H = \frac{15,5 \cdot 6,4}{21,9 \cdot 10} = 0,46 = 310 \text{ м};$$

$$43,8\% = 30 \text{ км}; \quad 1\% = 0,68 \text{ км}.$$

Подобные расчеты были также проделаны Ю. Н. Кулаковым для Малохетского вала в Усть-Енисейской впадине, Л. И. Фердманом — для ряда локальных структур этой же территории, В. Ф. Филатовым — в Виллюйской синеклизе. Практически во всех случаях расчетные данные удовлетворительно совпали с реальными.

Наибольшее приближение к действительности расчеты по формулам Е. Н. Пермякова дают при эллиптической форме структуры. Но если ось структуры криволинейна или структура имеет резко асимметричную форму, указанные расчеты, и так упрощающие действительную картину, дадут отличающиеся от реальных результаты.

Чтобы избежать этого, мы предлагаем в необходимых случаях делить предполагаемый контур структуры на две части и измерять ориентировку мегатрещин в каждой из частей отдельно. Затем строить суммарную асимметричную розу-диаграмму, по ней в каждой из частей структуры определять простираание и производить отдельные расчеты параметров структуры.

Если структура симметрична, обе ее части будут характеризоваться сходными розами-диаграммами, а в структурах с криволинейной осью можно будет фиксировать этот изгиб. Размеры структуры будут определяться как сумма размеров ее частей, а амплитуда — как их среднеарифметическое. Этот порядок работ, проведенный на двух структурах (Гольбрайх, Забалуев, Миркин, 1965), дал удовлетворительные результаты.

Карта средних простираний

Опираясь на эмпирическое «правило параллелограмма» [Шермяков, 1949], согласно которому простираение структур совпадает с диагональю параллелограмма, построенного на главных лучах роз-диаграмм, нами были построены карты «средних простираний». При этом предполагалось, что полученные таким образом простираения совпадут с простираениями возможных здесь локальных структур. Такое предположение основывалось на идее о связи простираний структур с простираениями предшествующих этим структурам разрывов, что подробно рассмотрено в разделе «К вопросу о связи разновозрастных структурных планов» этой главы.

Нами определялось простираение большей диагонали параллелограмма, построенного на главных лучах роз-диаграмм мегатрещиноватости. В случаях многолучевых роз-диаграмм наиболее сложным является выделение главных лучей. Это отчасти облегчается тем, что помимо главных, диагональных по отношению к структуре разрывов существуют также разрывы продольные и поперечные к простираению. Поэтому в многолучевой розе испытываются все возможные комбинации лучей и выбирается такая, при которой диагонали параллелограмма, построенного на каких-либо лучах, совпадают с другими лучами этой же розы-диаграммы. При наших построениях найденное таким образом простираение в виде отрезка прямой наносилось на карту в соответствующей точке. Сравнение карты средних простираний Вилюйской синеклизы с простираениями различных структурных элементов, выявленных сейсморазведкой и бурением (рис. 39), показывает значительное их совпадение [Забалуев и др., 1966].

Так, в зоне, примыкающей к Сунтарскому поднятию, господствуют линии северо-восточного простираения. И действительно, по сейсмическим данным все установленные здесь структуры, структурные носы и прочие осложнения имеют преимущественно это простираение. Территория Приверхоянского прогиба характеризуется развитием простираний, параллельных Верхоянской складчатой зоне от субширотных в районе Кангаласс до меридиональных у пос. Жиганска, причем эта область охарактеризована здесь точнее, чем на карте роз-диаграмм мегатрещиноватости. На стыке линий северо-восточного и северо-западного простираения в нижнем течении р. Вилюя наблюдается развитие рассчитанных субширотных простираений, совпадающих с реальными. Здесь на

площади Средне-Вилуйского поднятия действительно развиты структуры субширотного простирания (Средне-Вилуйская, Неджелинская, Мастахская и др.). Линии северо-западного и северо-восточного простирания к югу от р. Вилуя оконтуривают территорию Баппагайского поднятия, рисуя его в виде обращенного на север выступа треугольной формы [Забалуев и др., 1966].

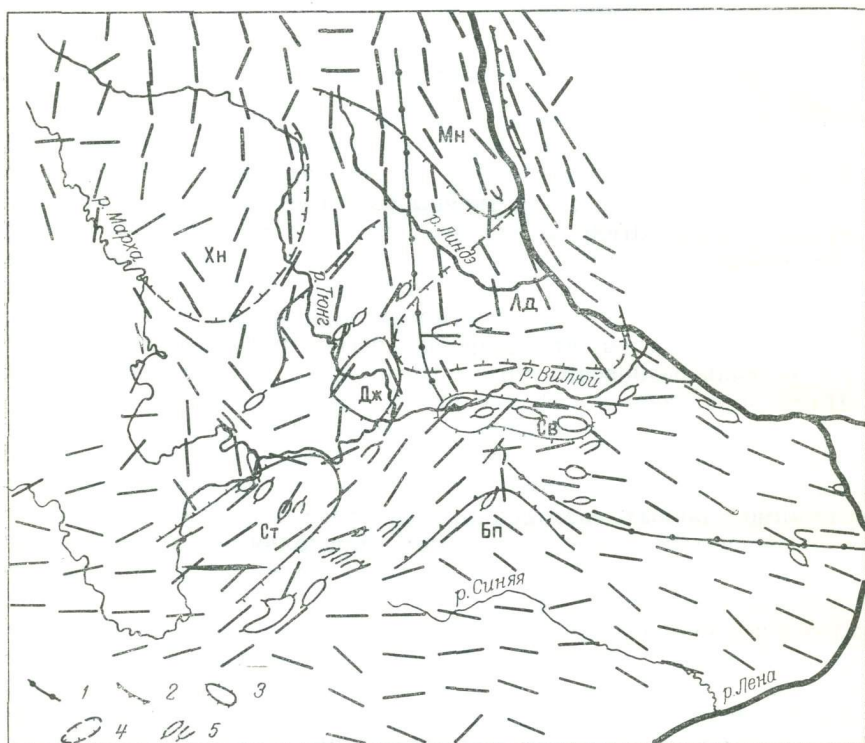


Рис. 39. Карта средних простираний Вилуйской синеклизы и прилегающей части Приверхоянского прогиба.

1 — внешняя граница Приверхоянского прогиба; 2 — флексуры; 3 — поднятия; 4 — впадины; 5 — локальные структуры и структурные носы.
 Поднятия: Ст — Сунтарное, Бп — Баппагайское, Дж — Джишское, Св — Средне-Вилуйское, Мн — Мунское. Впадины: Хн — Ханьинская, Лд — Линдейская.

На карте средних простираний, несмотря на ее небольшую детальность, тем не менее находят отражение и такие сравнительно небольшие детали, как Усть-Вилуйская флексура, вырисовывающаяся в виде полудуги, обращенной на юго-запад, и резкое изменение простираний структур в районе устья р. Мархи (здесь на борту Сунтарского поднятия по сейсмическим данным наблюдается стык структур северо-восточного и субмеридионального простирания).

Произведенное сравнение свидетельствует как о хорошем совпадении рассчитанных средних простираний с реальным, так

и о существовании связи простираний локальных структур с региональными системами разрывов, которые и выявляются при изучении мегатрещиноватости. При этом простирание локальных структур совпадает с диагональю параллелограмма, построенного на основных направлениях региональных систем разрывов и трещин (главных лучах роз-диаграмм мегатрещиноватости, выявляющих эти системы).

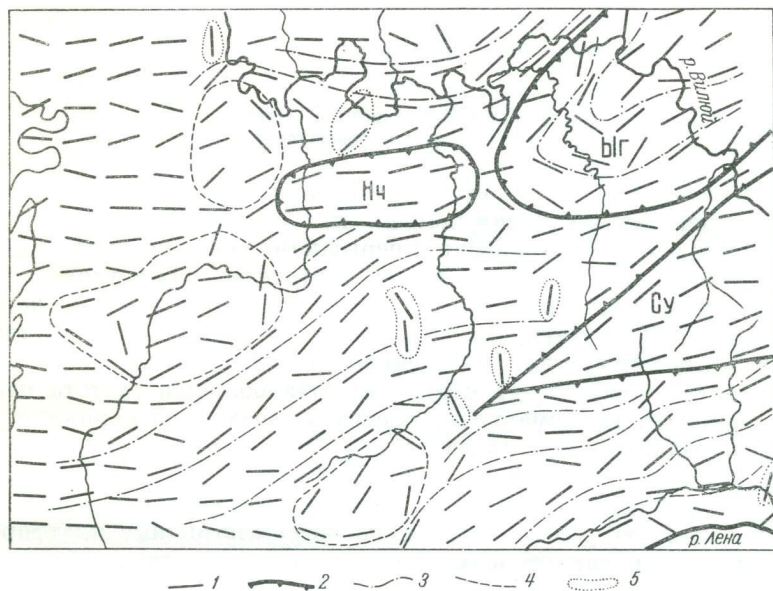


Рис. 40. Карта средних простираний района Ботуобинской седловины.
 1 — линии средних простираний; 2 — контуры крупных структур; 3 — структурные линии;
 4 — структурные зоны; 5 — участки аномальных простираний.
 Су — Сунтарское поднятие; БГ — Бгыятинская впадина; НЧ — Нижнечонская впадина.

Более детальная карта средних простираний была построена нами для района Ботуобинской седловины (рис. 40). Основой для нее послужила карта роз-диаграмм мегатрещиноватости (рис. 34).

В районе Ботуобинской седловины, менее изученном, чем Вилюйская синеклиза, подтверждаются известные структуры: Сунтарское поднятие, Бгыятинская впадина, Мурбайская зона дислокаций; кроме того, структурные линии, проведенные в соответствии с направлением линий средних простираний, четко рисуют положение Ботуобинской седловины и ее наиболее погруженной части — Нижнечонской впадины.

Территория Тунгусской синеклизы (в пределах этой карты) покрыта широтными линиями средних простираний, а отдельные отклонения этих линий соответствуют локальным структурам, подтверждающимся по другим данным.

Способ изучения средних простираний в идеале сулит возможность построения структурных карт закрытых и малоизученных территорий по данным изучения мегатрещиноватости. А в настоящем его виде мы рекомендуем использовать этот способ для прогноза простираний локальных структур на закрытых территориях. Но для этой цели следует строить не слишком детальные карты: размер элементарного квадрата должен превышать размеры возможных структур, иначе из-за неравноценности слишком маленьких элементарных квадратов возможны хотя и объяснимые, но отклоняющиеся от действительных результаты.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ИЗУЧЕНИЯ ГУСТОТЫ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

Общеизвестно, что наиболее подвижные участки характеризуются повышенным развитием на них разрывов и трещин. На платформах, где преобладает прерывистая складчатость, такими участками являются локальные структуры [Белоусов, 1962]. Рассмотренные нами результаты более детальных работ [Кноринг, Белонин, 1964; Harris a. o., 1960 и др.] свидетельствуют, что распределение густоты трещиноватости в пределах структур определяется морфологией структуры. Наибольшая густота наблюдается в местах максимального перегиба слоев — на периклиналях, крутых крыльях, узких сводах и на участках различных структурных осложнений. В общем случае структура окаймляется полями повышенных значений густоты трещин, имеющими кольцевую, подковообразную форму; очень пологие симметричные платформенные структуры характеризуются развитием повышенной густоты на периклиналях.

Приведенные ранее данные о тесной связи трещин и разрывов с мегатрещинами позволяют надеяться, что подобные закономерности обнаружатся и при изучении густоты мегатрещиноватости. На участках, где новейшие движения наследуют древний структурный план, эти закономерности должны проявиться отчетливее, поскольку в процессе роста новейшей структуры размывается и уменьшается в мощности покров рыхлых наносов в пределах ее, что способствует лучшему проявлению в рельефе трещинно-разрывной сетки коренных пород. Не последнюю роль играют и подвижки по трещинам и разрывам, сопровождающие рост новейшей структуры. Но, как показывает опыт наших исследований, новейшие движения на структуре не являются решающими для создания аномалий густоты мегатрещиноватости, поскольку «проявлению» трещин и разрывов сквозь наносы в значительной мере способствуют нетектонические процессы.

Эти процессы обуславливают также зависимость густоты мегатрещиноватости от физико-географических условий участка. В районах с мощными наносами наибольшая густота наблюдается в поймах широких рек по сравнению с прилегающими участками.

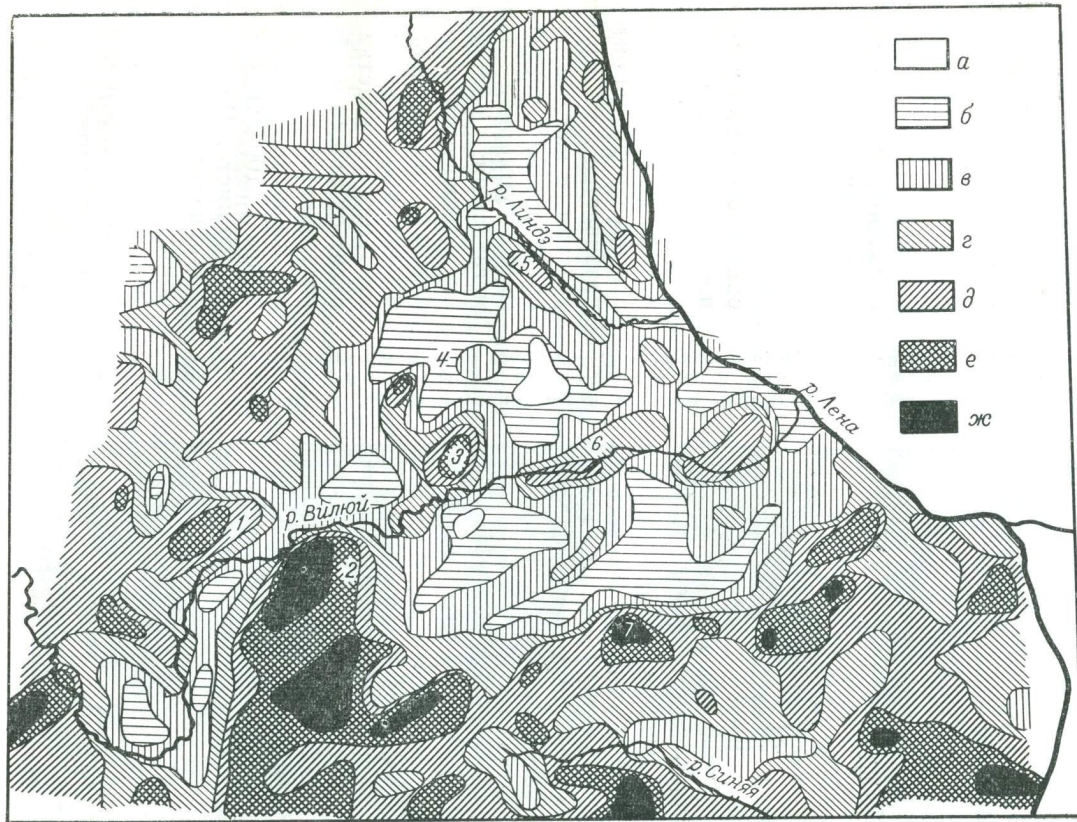


Рис. 41. Схематическая карта густоты мегатрещин Вилюйской синеклизы и прилегающей части Приверхоанского прогиба.

Густота мегатрещин: а — < 10; б — 10—20; в — 20—30; г — 30—40; д — 40—50; е — 50—60; ж — > 60.

1 — Мылькайский вал; 2 — Сунтарское поднятие; 3 — Джижское поднятие; 4 — Логлорский вал; 5 — Харыйское поднятие; 6 — Средне-Вилюйское поднятие; 7 — Башпагайское поднятие.

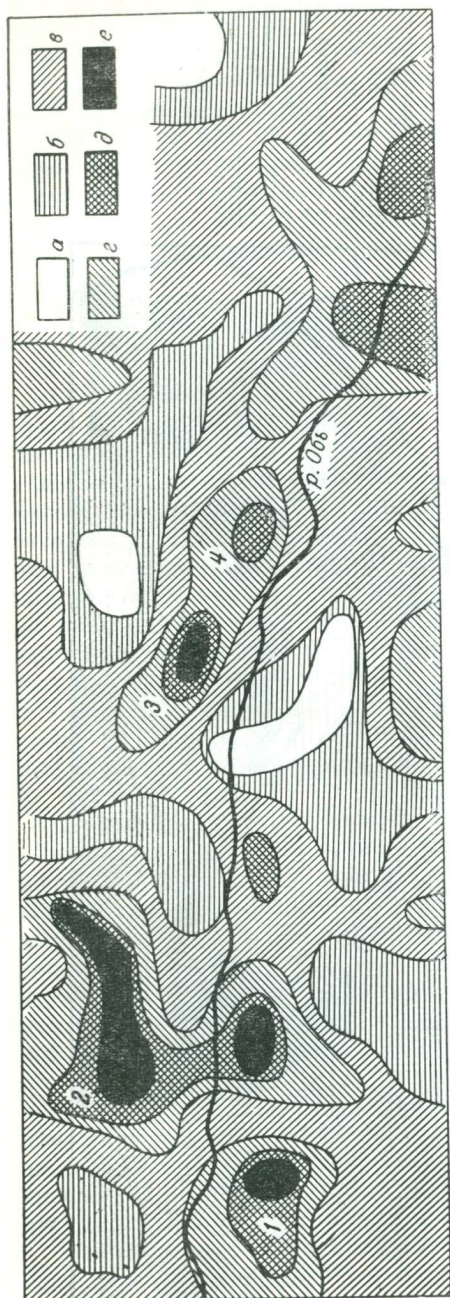


Рис. 42. Схематическая карта густоты мегатрещин широтного Припья.

Густота мегатрещин: а — < 20; б — 20—30; в — 30—40; г — 40—50; д — 50—60; е — 60. 1 — Усть-Балаянская структура; 2 — Центральная часть Сургутского свода; 3 — Локосовская структура; 4 — Нижнеартовская структура.

Немалую роль играет и мощность наносов: ясно, что при прочих равных условиях на участках с маломощным покровом в рельефе проявится больше мегатрещин. Поэтому распределение густоты будет показывать (и действительно показывает) определенную зональность, связанную с физико-географическими условиями района и мощностью наносов. Но внутри каждой такой зоны на фоне обусловленной физико-географическими процессами густоты должны проявляться закономерности, связанные с тектоническими особенностями тех или иных участков.

При построении карт густот мегатрещиноватости изучаемая территория разбивается на равные участки; в каждом из них определяется количество (или суммарная длина) мегатрещин; полученные числа относятся к центру участка и соединяются изолиниями. Размер элементарного участка зависит от задачи и объекта исследований и колеблется от площади листа масштаба 1 : 100 000 до частей такого листа. Из-за малой детальности на таких картах нивелируются особенности распределения густоты мегатрещин в пределах структуры и участки положительных структур в целом характеризуются повышенной густо-

той мегатрещиноватости. Поэтому при размере элементарного квадрата, равном листу масштаба 1 : 100 000 или половине его, локальные структуры вырисовываются очень редко, зато хорошо в виде полей повышенной густоты оконтуриваются крупные структуры.

На карте густот мегатрещиноватости Виллюйской синеклизы (рис. 41) также в общем выделяются наиболее крупные структуры района. На фоне малых значений густот в центральной части синеклизы видны участки повышенной густоты, совпадающие со Средне-Виллюйским, Джишпским и Сунтарским поднятиями. Видны также Баппагайское и Наманинское поднятия, а также аномалии густот в районах Логлорской структуры на р. Тюнг, Харыйской — на р. Линде, Хайалахской — на р. Тангнаре и в районе оз. Неджели. Минимальные густоты наблюдаются на территориях Линденской, Лунхинской и Тобуйской впадин [Забалуев и др., 1966].

Несколько более детальная карта была построена нами для района широтного течения р. Оби (рис. 42). На этой карте в виде участков повышенной густоты вырисовывается центральная часть Сургутского свода, район Усть-Балыкской структуры, а также полоса повышенных густот, совпадающая приблизительно с Мегионским валом [Гольбрайх, Забалуев, Миркин, 1965].

Но подобные карты страдают многими недостатками. Прежде всего, их точность ограничивается величиной элементарного квадрата, поскольку количество или суммарная длина мегатрещин в таком квадрате относится к центру его. Ясно, что чем больше размер этой ячейки превосходит размеры аномалии, тем грубее будет ошибка в определении ее положения. Может показаться, что этого можно избежать, если последовательно уменьшать размеры элементарного квадрата (ячейки). Действительно, до какого-то предела это так и происходит. Однако дальнейшее уменьшение величины ячейки делает распределение густоты мегатрещин мало-выразительным (в каждую элементарную ячейку попадает небольшое число мегатрещин), а значения густот начинают испытывать незакономерные колебания, вызванные случайными ошибками при построении карты, местными флуктуациями распределения мегатрещин и т. д. Кроме того, большое влияние на рисовку контуров аномалий густоты оказывает случайное расположение сетки элементарных ячеек по отношению к этим аномалиям.

Аномалия густоты мегатрещин может совпасть по площади с одной из элементарных ячеек, и в этом случае ее величина и положение на карте отражаются с большой точностью. В то же время эта аномалия может равномерно распределиться по нескольким соседним ячейкам и совершенно не отразиться на карте. Влияние размеров и положения сетки элементарных ячеек на форму получаемой аномалии густоты показано на рис. 43 для участка Усть-Балыкской структуры.

При рассмотрении карты густоты мегатрещиноватости Виллюйской синеклизы обращают на себя внимание резкие различия

значений густоты для центра синеклизы и ее краевых частей. Кроме тектонических причин эти различия вызваны также меньшей мощностью наносов на бортах синеклизы, различиями в литологии,

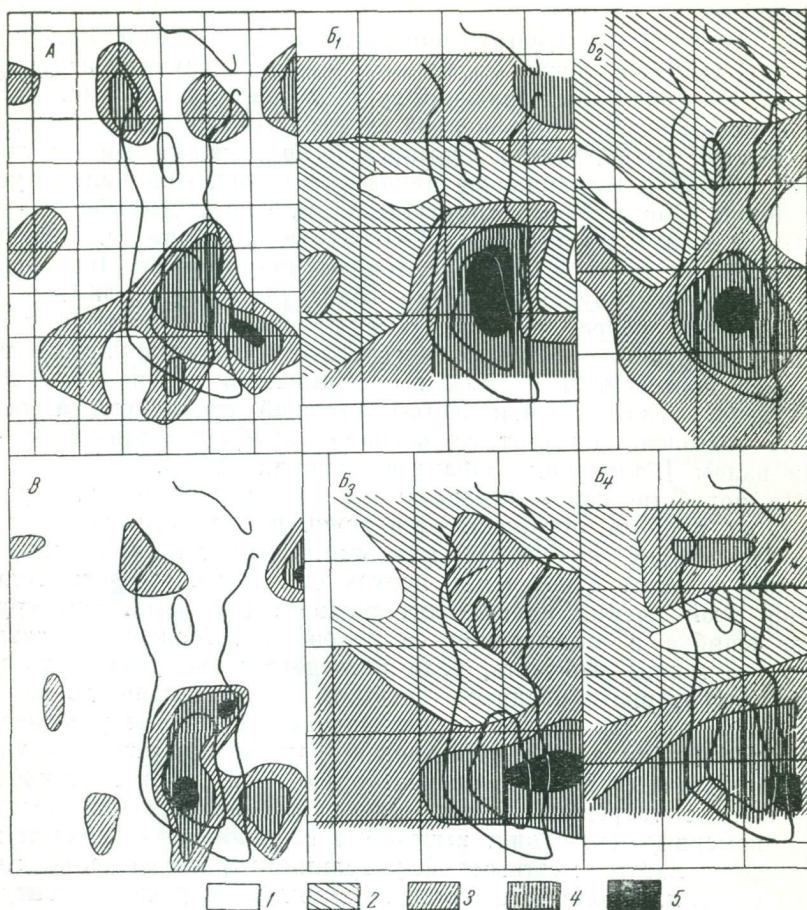


Рис. 43. Изменение контуров аномалий густоты мегатрещин на площади Усть-Балыкской структуры в зависимости от величины и расположения квадратных ячеек.

А — величина ячейки 4×4 км; густота мегатрещин: 1 — < 6 ; 2 — 6—7; 3 — 8—10; 4 — > 10 ; Б₁₋₄ — величина ячейки 8×8 км; густота мегатрещин: 1 — < 15 ; 2 — 15—20; 3 — 21—25; 4 — 26—30; 5 — > 30 ; В — карта густоты мегатрещин, построенная методом скользящего замера, радиус палетки 3 км; густота мегатрещин: 1 — < 10 ; 2 — 10—12; 3 — 12—14; 4 — 14—15.

физико-географическими причинами и т. д. Таким образом, фон, из которого необходимо извлечь аномалии густоты, связанные с локальными структурами, обусловлен многими причинами и имеет переменные значения на различных участках.

Простейшим способом избавиться от влияния этого фона является разделение изучаемой площади на районы со сходными физико-географическими, литологическими, тектоническими и прочими характеристиками. Но такое районирование предполагает знание всех этих характеристик заранее, что не всегда доступно. Кроме того, при таком районировании очень трудно определить значение фона в пограничных участках этих районов.

Но несмотря на все недостатки описанного вида карт и известные трудности упомянутого районирования, на первом этапе работ такие построения могут быть рекомендованы для предварительного тектонического районирования и выделения перспективных участков для постановки более детальных исследований.

Избавиться от фона, вызванного как тектоническими, так и нетектоническими причинами, а также от случайных колебаний густот субъективного и объективного характера позволяют заимствованные нами из геофизики более точные способы «скользящего замера» и последующее осреднение полученных данных.

Возможность применения этих приемов, разработанных для разделения физических полей, при обработке данных изучения мегатрещиноватости обуславливается тем, что густота трещиноватости также является мерой поля напряжений [Кноринг, 1965]. В этом смысле карты числовых значений густот мегатрещиноватости ничем не отличаются от других числовых карт физических полей, например гравитационного.

«Осреднение является операцией, которая исключает резко переменную часть поля, оставляя неизменной плавно меняющуюся часть. . . Наблюдаемое аномальное поле осредняется в пределах круга радиуса R . Размер R выбирается таким, чтобы он значительно превосходил радиус автокорреляции выделяемых аномалий. Если эти условия соблюдены, то при осреднении локальные положительные и отрицательные аномалии в значительной степени компенсируют друг друга, тогда как региональная составляющая, обладающая большей коррелируемостью, слабо зависит от осреднения» [Андреев, Клушин, 1962].

При этом, как указывают цитируемые авторы, круговая палетка без ущерба для метода может быть заменена квадратной.

Осреднение производится способом «скользящего окна», при котором каждая точка изучаемого поля последовательно совмещается с центром палетки (для удобства подсчетов круговая или квадратная палетки изготавливаются в виде окна соответствующего размера в непрозрачном материале).

Размер радиуса осреднения может быть определен эмпирически и зависит от размера аномалий, на которые требуется разделить изучаемое поле. Так, для снятия регионального фона и последующего выявления локальных остаточных аномалий радиус осреднения должен значительно превышать размер локальных аномалий, но не превышать размеров более крупных, региональных аномалий. Выбор радиуса осреднения облегчается, если установлены

закономерности связи изучаемого поля с интересующими нас объектами, например структурами. Если аномалии поля по размеру приблизительно совпадают со структурами, то, располагая сведениями о средних размерах структур разных порядков, можно довольно точно определить радиус осреднения.

В частности, описанные выше карты густот мегатрещиноватости свидетельствуют, что аномалии густот приблизительно совпадают по размерам со структурами.

Метод осреднения в несколько видоизмененной форме можно использовать для первичной обработки топографических карт и аэрофотоснимков. Мы уже указывали, что при небольшом размере элементарной ячейки в каждую из них попадает очень мало мегатрещин и начинают сильно сказываться субъективные ошибки и местные колебания, вызванные ландшафтными и структурными неоднородностями и другими причинами, которые учесть пока невозможно. При измерении многих физических величин (например, в гравиразведке) исключение таких помех достигается неоднократными замерами и осреднением их. При опробовании полезных ископаемых для осреднения получаемых данных (например, содержания полезного ископаемого) применяется способ «скользящего окна» [Рыжов, 1964].

Нами этот способ применяется следующим образом. Изучаемая площадь разбивается равномерной сеткой линий на равные квадраты; при работе на планшетах масштаба 1 : 100 000 удобно пользоваться имеющейся на них 2-километровой сеткой.

Центр круговой палетки определенного радиуса последовательно совмещается с каждым из пересечений линий сетки и каждый раз подсчитывается количество мегатрещин (или их суммарная длина) на площади палетки. При таком способе палетка последовательно с перекрытием обходит все намеченные точки изучаемого участка. Расстояние между точками (шаг перемещения) может быть сколь угодно малым, и тем самым обеспечивается практически непрерывность информации по всей площади карты.

Радиус палетки выбирается таким, чтобы сгладить случайные помехи и получить действительные аномалии густоты.

Приведенные ранее данные о распределении густоты трещин на площади структуры свидетельствуют, что размеры аномалий густоты на крыльях и периклиналях структур не превышают $1/4$ — $1/3$ размеров их. Зная из предыдущих исследований, что размеры локальных структур в центре Вилуйской синеклизы и широтном Приобье не превышает 30×15 км, мы можем предполагать, что ожидаемые аномалии густоты мегатрещин на крыльях и периклиналях структур будут иметь размеры не менее 4—5 км. (Забегая вперед, отметим, что это действительно подтверждается фактическим материалом.) Следовательно, радиус палетки не должен превышать названной величины — в противном случае будут сглажены не только помехи, но и действительные аномалии. При наших постро-

ниях использовалась круговая палетка радиусом 3 км, а шаг перемещения палетки — 2 км.

Полученные с помощью «скользящего замера» карты густот мегатрещиноватости широтного Приобья и центральной части Вилуйской синеклизы приведены на рис. 44, 45, 46.

Анализ первой из них показывает, что при общем повышении густоты мегатрещиноватости на участках структур максимальная густота наблюдается на сочленении структур (Северо-Покурской и Ватинской), на периклиналях (Ватинская, Мегионская, Ореховская структуры) и крутых крыльях. Локосовская структура окаймлена характерным полукольцевым полем повышенных значений густот мегатрещиноватости. Можно убедиться, что эта карта гораздо точнее, чем карта, построенная по методу равных квадратов (рис. 42). При этом контуры некоторых структур могут быть определены очень точно (Локосовская структура).

Карта густоты мегатрещиноватости центральной части Вилуйской синеклизы (рис. 45) показывает те же закономерности. Некоторые известные здесь структуры [В. В. Забалуев и др., 1966], например Средне-Вилуйская, Логлорская, Мастахская, Тонгучанская, Быраканская и другие, выражаются полукольцевыми полями повышенной густоты; та же картина наблюдается и на площади некоторых других структур, намечаемых по морфометрическим, гравиметрическим и другим данным. Толонская и Бадаранская структуры попадают на участки минимальной густоты, окруженные отдельными аномалиями, а на Неджелинской структуре максимальной густотой выражается восточная периклираль. Некоторые структуры, например Усть-Мархинская, из-за своей небольшой площади характеризуются недифференцированными аномалиями густоты мегатрещиноватости.

На карте намечается еще ряд аномалий, которые можно связывать с локальными структурами и которые подтверждаются морфометрическими, геологическими (перегибы слоев в обнажениях) и гравиметрическими данными.

Таким образом, карты, построенные способом «скользящего замера», показывают те же закономерности распределения густоты мегатрещиноватости на структурах, которые были получены при изучении тектонической трещиноватости. Это, с одной стороны, лишний раз подтверждает удовлетворительное совпадение распределений трещиноватости и мегатрещиноватости, а с другой — дает возможность интерпретировать карты густот мегатрещиноватости и намечать на них локальные структуры.

Мы уже указывали выше, что на каждом участке общая картина распределения мегатрещиноватости обусловлена как локальными, так и региональными причинами, причем разделение общего поля на составляющие может быть произведено путем осреднения.

Осреднение рассмотренных выше карт было произведено с помощью квадратной палетки размером 16 × 16 км (что соответствует радиусу осреднения 8 км). Осреднение радиусом такого

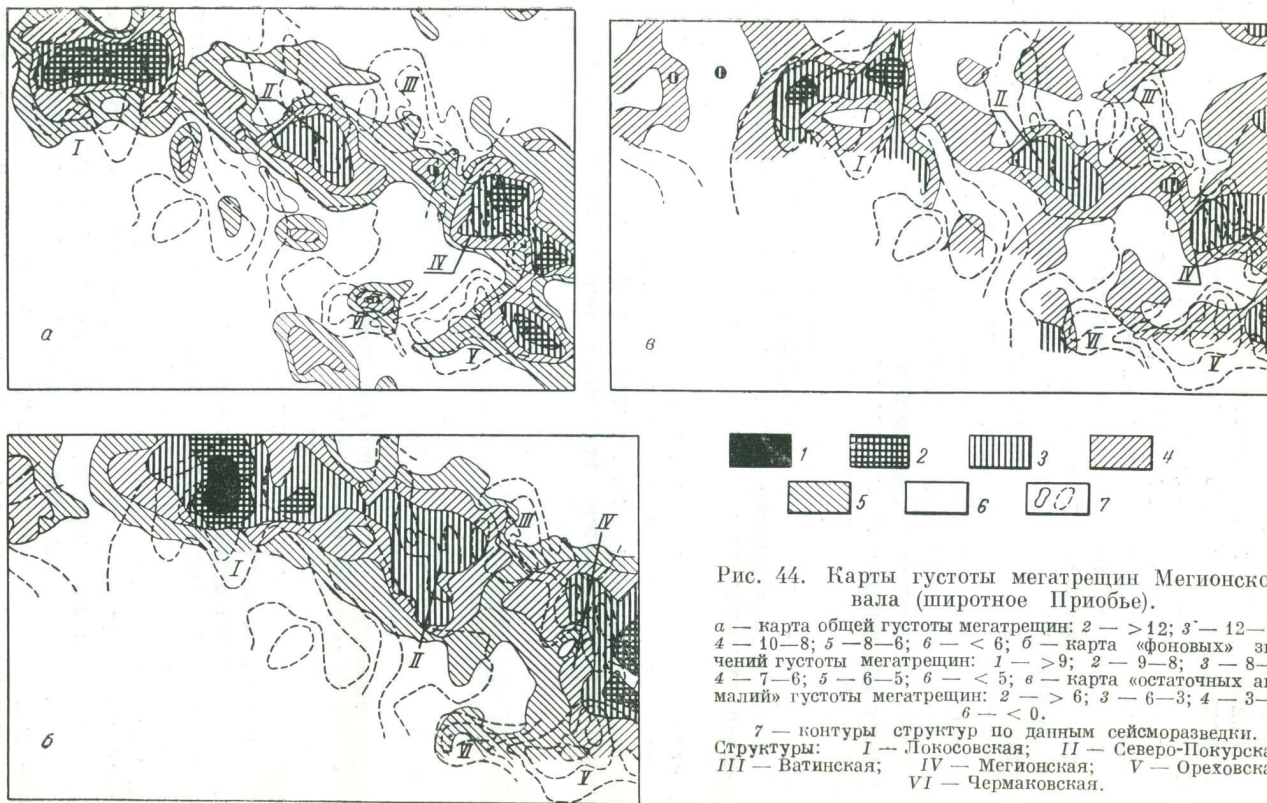


Рис. 44. Карты густоты мегатрещин Мегионского вала (широтное Приобье).

a — карта общей густоты мегатрещин: 2 — >12 ; 3 — 12—10; 4 — 10—8; 5 — 8—6; 6 — <6 ; б — карта «фоновых» значений густоты мегатрещин: 1 — >9 ; 2 — 9—8; 3 — 8—7; 4 — 7—6; 5 — 6—5; 6 — <5 ; в — карта «остаточных аномалий» густоты мегатрещин: 2 — >6 ; 3 — 6—3; 4 — 3—0; 6 — <0 .

7 — контуры структур по данным сейсморазведки.
Структуры: I — Локосовская; II — Северо-Покурская; III — Ватинская; IV — Мегионская; V — Ореховская; VI — Чермаковская.

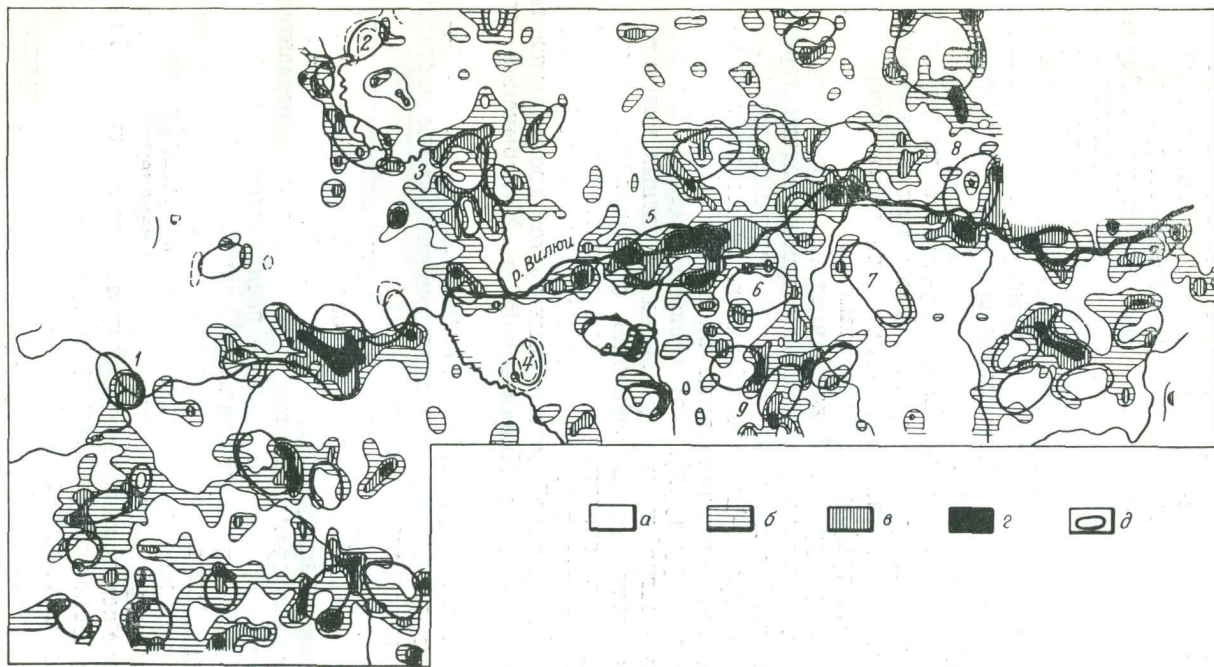


Рис. 45. Карта общей густоты мегатрещи центральной части Вилюйской синеклизы.

Густота мегатрещи: а — < 6; б — 6—7; в — 8—9; г — > 10; д — контуры структур.

Структуры: 1 — Уеть-Мархинская; 2 — Логлорская; 3 — Джишская; 4 — Быраканская; 5 — Средне-Вилюйская; 6 — Толонская; 7 — Мастахская; 8 — Хатырыкская; 9 — Хайдахская.

размера нивелирует аномалии, связанные с частями структуры, но не исключает аномалии, вызванные структурой в целом. При этом, если учесть, что радиус 8 км соизмерим также с половиной ширины Мегионского или Средне-Виллойского валов, объединяющих ряд структур на изученных территориях, то осреднение должно выявить и фон, обусловленный такими крупными структурами. Осреднение производится следующим образом. На карту числовых значений густоты накладывается квадратная палетка выбранного размера, центр которой совмещается последовательно (как и при скользящем замера) со всеми точками карты. По периметру палетки суммируются все численные значения густоты и их среднеарифметическое относится к центральной точке.

В результате этой операции были получены карты «структурного фона». Название это условное, поскольку при осреднении карт густот мегатрещиноватости выявляется и та часть фона, которая вызвана физико-географическими причинами.

На карте «структурного фона» широтного Прибыя (рис. 44, б) в виде обширных максимумов густот вырисовывается территория Мегионского вала. На такой же карте для центра Виллойской синеклизы (рис. 46) Средне-Виллойский вал в целом не проявляется. Видны только его периклинальные окончания (Средне-Виллойская и Неджелинская структуры). Это вызвано, видимо, большой разницей в физико-географических условиях на разных участках вала: его восточная периклиналь совпадает с расчлененным участком возле оз. Неджели, западное окончание расположено в районе Виллоя, а центральная часть — на слабо расчлененной аллювиальной равнине. В виде полей повышенных густот проявляются также участки, прилегающие к Хайалахской и Хатырыкской структурам.

После вычитания карт «структурного фона» из соответствующих карт густоты мегатрещиноватости получились карты «остаточных аномалий» густоты (рис. 44, в; 46, в).

На картах остаточных аномалий контуры некоторых структур вырисовываются еще более четко. В частности, в центральной части Виллойской синеклизы (рис. 46) отчетливо вырисовывается Мастахская структура, которая до снятия фона выглядела невыразительно. Появилось характерное полукольцевое распределение густоты мегатрещин и на площади Неджелинской структуры. Эта структура, на которой нами был проведен комплекс морфоструктурных исследований, таких как изучение высотных отметок рельефа, врезов рек и построение морфометрических карт, определенно выявляется только на карте остаточных аномалий густоты мегатрещин. В широтном Прибые Локосовская структура (рис. 44, в) оказалась окаймленной кольцом повышенных густот мегатрещиноватости; увереннее определяется местоположение Северо-Покурской структуры.

Заканчивая анализ карт, построенных методом «скользящего замера», и результатов осреднения их, следует отметить, что наиболее отчетливо на этих картах определяются контуры просто устроенных,

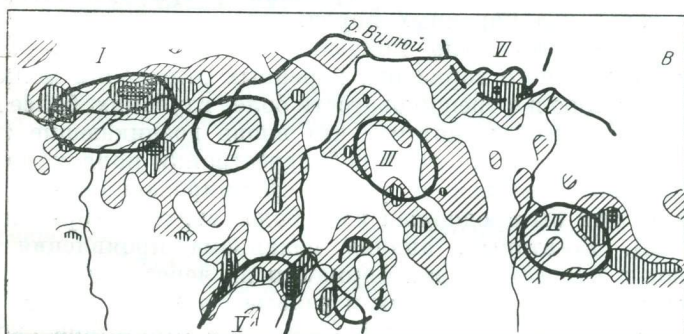
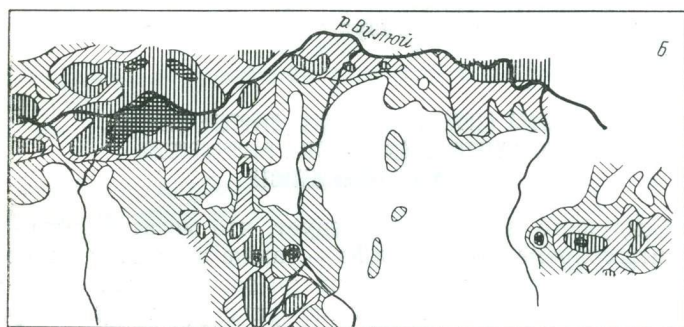
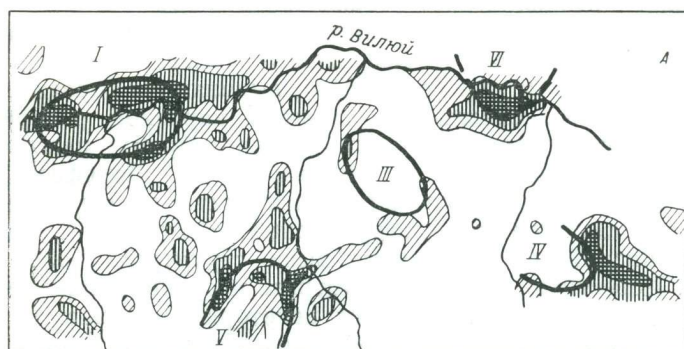


Рис. 46. Карты густоты мегатерриин участка центральной части Виллойской синеклизы.

А — карта общей густоты мегатерриин (радиус палетки 3 км): 1 — < 6; 2 — 6—7; 3—8—9; 4 — > 10; Б — карта «Фоновых» значений густоты мегатерриин (радиус осреднения 8 км); 1 — < 5; 2 — 5—6; 3 — 6—7; 4 — 7—8; 5 — > 8; В — карта остаточных аномалий густоты мегатерриин: 1 — < 0; 2 — 0—3; 3 — 3—6; 4 — > 6.

Структуры: I — Средне-Виллойская; II — Толонская; III — Мастахская; IV — Неджелни-ская; V — Хайалахская; VI — Хатырыкская.

одиночно расположенных структур, таких как Средне-Вилюйская, Мастахская, Неджелинская, Локосовская и др.

Структуры сложных очертаний, причудливо сочленяющиеся друг с другом, да и к тому же небольшого размера, такие как Мегионская, Ватинская и другие (рис. 44, в), выявляются гораздо труднее. Это, скорее всего, связано со сложной картиной распределения густоты трещин и разрывов на таких территориях; напомним, что предыдущие исследователи (Калачева, 1958; Дорофеева, 1962; Кноринг, 1964 и др.) наблюдали повышенную густоту трещиноватости на участках перегибов, структурных осложнений и т. д. Такого рода осложнений на упомянутых выше структурах более чем достаточно. Известную роль могли сыграть и сравнительно небольшие размеры этих структур. Поэтому некоторые особенности распределения мегатрещиноватости в их пределах могли быть сглажены в процессе первичной обработки материалов. Тем не менее все эти структуры в целом характеризуются повышенной густотой мегатрещиноватости.

ВОЗРАСТ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ, СТРОЕНИЕ КОТОРЫХ ОТРАЖАЕТСЯ В ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

Из предыдущего изложения следует, что мегатрещины — линейные элементы современного рельефа — также являются современными образованиями. Тем не менее благодаря особенностям своего формирования они с достаточной точностью фиксируют, даже при отсутствии тектонических подвижек, трещинно-разрывную сетку самого верхнего горизонта коренных пород.

Однако, как это было показано выше, трещинно-разрывная сетка самого верхнего горизонта коренных отложений может нести в себе информацию и о трещиноватости более глубоких, более древних горизонтов. Во-первых, потому, что вновь возникающие трещины и разрывы (если не было коренной перестройки поля напряжений) могут приспособляться к ранее сформировавшимся трещинам и разрывам, как бы продолжая их в более верхний горизонт [Гзовский, 1963]. Во-вторых, анализ механизма проявления трещин и разрывов в рельефе и трансформации их через наносы различной мощности показал, что трещины и разрывы могут таким же образом распространяться из слоя в слой (даже при отсутствии сколь-либо значительных тектонических подвижек) с помощью нетектонических процессов.

Таким образом, трещинно-разрывная сетка горных пород наследуется значительно лучше, чем пликативные изгибы слоев. Из этого в свою очередь можно сделать предположение, что мегатрещиноватость может отражать структурный план горизонтов, не наследуемый новейшими движениями, и, следовательно, в некоторых случаях изучение мегатрещиноватости может дать более полную информацию о строении района, чем многие геоморфологические и морфометри-

ческие методы, основанные на фиксации различных особенностей новейших движений.

Недаром в распределении мегатрещиноватости, как это было показано в предыдущих разделах, в определенной мере отражаются структуры более глубоких, чем самый верхний, горизонтов коренных пород.

Возраст древнейшего горизонта, строение которого отражено в трещинно-разрывной сетке кровли коренных пород (т. е. в мегатрещиноватости), естественно, может быть установлен путем сравнения этой сетки с разрывами и трещинами более глубоких горизонтов, например поверхности фундамента, разрывная сеть которого обычно устанавливается по геофизическим данным. В случае, если информация о разрывах древних горизонтов отсутствует, единственным способом остается сравнение распределения мегатрещин на участках структур, время формирования которых известно, с распределением трещин и разрывов на эталонных структурах и проверка, насколько распределение мегатрещин увязывается с установленными закономерностями связи разрывных и пликтивных структур.

Ниже мы рассмотрим с этой точки зрения несколько конкретных районов.

Как известно, наиболее погруженная часть Вилюйской синеклизы, расположенная на месте древнего Палеовилюйского прогиба, окаймлена двумя поясами даек и разрывов северо-восточного простирания [Забалуев и др., 1966]. Результаты последних исследований В. Л. Масайтиса, М. В. Михайлова и В. Ф. Филатова (1966) свидетельствуют о среднепалеозойском возрасте этих поясов даек. В поле развития нижнепалеозойских отложений, прорванных этими дайками как на северном склоне Алданской антеклизы, так и на южном склоне Анабарской антеклизы, дайки и сопутствующие им разрывы хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках благодаря тому, что они либо отпрепарированы эрозией, либо определяют направление гидросети и полос растительности и т. д. Эти пояса даек по данным магниторазведки прослеживаются и в пределах поля развития мезозойских отложений. Но здесь в мегатрещиноватости дайки и разрывы северо-восточного направления практически не отражаются. На рис. 47, изображающем участок южного борта Вилюйской синеклизы, хорошо видно, как при переходе от палеозойских к юрским отложениям на розах-диаграммах мегатрещиноватости совершенно исчезают лучи северо-восточного простирания, хотя количество даек остается неизменным.

В то же время приведенные ранее данные свидетельствуют о том, что мегатрещиноватость удовлетворительно отражает многие черты структурного плана мезозойской толщи Вилюйской синеклизы; эти структуры, как крупные (Средне-Вилюйское поднятие), так и мелкие (Неджелинская, Средне-Вилюйская и др.), были оформлены в основном в конце нижнего мела, о чем свидетельствует анализ мощностей [Забалуев и др., 1966]. Все это позволяет сделать вывод,

что в мезозойском поле Вилуйской синеклизы до настоящего времени наследуются основные черты трещинно-разрывной сетки, по крайней мере, нижнемелового возраста. В бортовых же частях синеклизы, где мезозойские отложения ложатся на относительно стабильные склоны Алданской и Анабарской антеклиз, в мезозойской толще

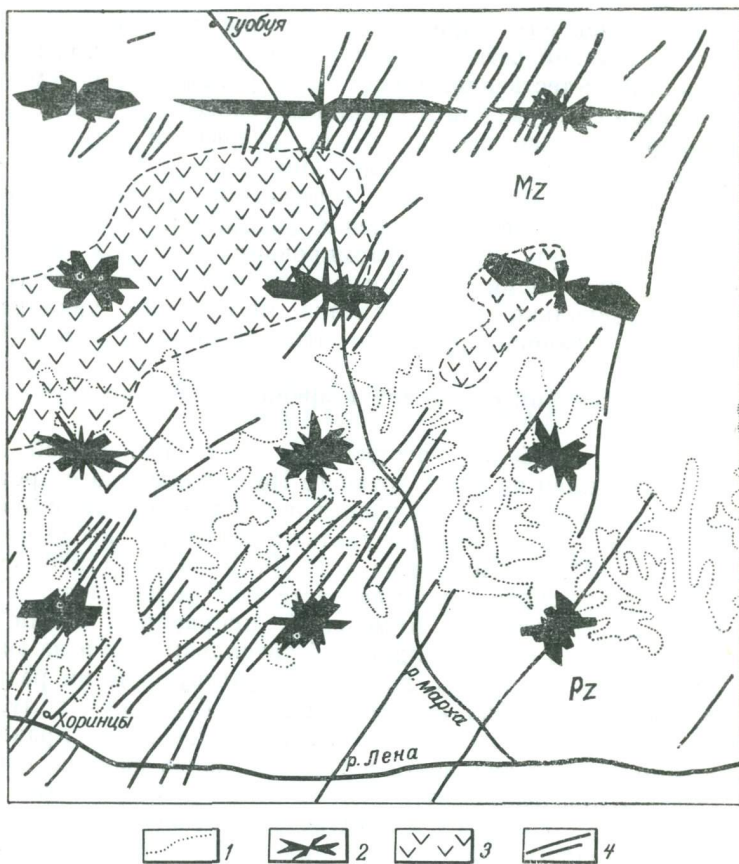


Рис. 47. Карта роз-диаграмм мегатрещиноватости участка южного борта Вилуйской синеклизы.

1 — геологические границы; 2 — розы-диаграммы; 3 — пластовые интрузии; 4 — дайки.

не проявляются разрывы верхнепалеозойского возраста, что было показано выше (рис. 47).

Очень сложным является вопрос о возрасте дислокаций, проявившихся в мегатрещиноватости в районе Ботубинской седловины, которая расположена на стыке Вилуйской и Тунгусской синеклиз и сочленяется на юге с Прибайкальской зоной, а на севере — с Анабарской антеклизой. Наиболее молодые из развитых здесь отложений —

юрские. Следовательно, тот же возраст (или моложе) должны иметь трещины и разрывы, которые фиксируются здесь по изучению мегатрещиноватости. По данным Э. А. Базанова и других, современный структурный план Байкальской складчатой зоны и прилегающих к ней платформенных территорий создан в основном движениями мезозойского возраста, связанными, в частности, с формированием Тунгусской синеклизы. Это позволяет предполагать, что на территории Ботуобинской седловины мегатрещины отражают мезозойскую трещинно-разрывную сетку. Дальнейшие исследования должны установить, насколько наследуются в ней более древние дислокации.

В районе широтного Приобья (Западная Сибирь) в распределении мегатрещин хорошо выражены как крупные, так и локальные структуры. По данным В. С. Лазарева (Наливкин и др., 1965), эти структуры, в частности Мегийонская и Усть-Балыкская, унаследованно развивались от фундамента до низов верхнего мела, после чего началось их расформирование. Следовательно, в широтном Приобье доньше наследуется трещинно-разрывная сетка по крайней мере нижнемелового возраста.

Заканчивая рассмотрение этого вопроса, мы еще раз предостерегаем от механического сопоставления данных изучения мегатрещиноватости с любыми, часто случайно выбранными структурными картами. В первую очередь эти данные нужно сопоставлять с самой молодой структурной поверхностью. При этом не следует упускать из виду и такой возможности, что в районах очень интенсивных новейших движений наблюдаемая на поверхности трещинно-разрывная сетка может быть в основном обязана новейшим движениям и, если они не наследуют древний структурный план, не нести информации о более глубоких структурных этажах.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ

Древний структурный план отражается в вышележащих отложениях в течение определенного промежутка времени (150—200 млн. лет, по А. Л. Яншину), после чего сменяется новым планом. Новообразованные структуры по отношению к предыдущим располагаются, как принято считать, без всякой видимой закономерности [Белюсов, 1962; Хаин, 1964б и др.]. Однако на возможное существование такой преемственности указывают приведенные выше данные об удивительно длительном наследовании разрывных нарушений. Эти нарушения, продолжающие развиваться и после того, как сопутствующие им пликвативные структуры уже прекратили свое развитие и сменились новыми, могут явиться связующим звеном между новым и предшествующим структурными планами.

Однако нашей задачей является не только констатация факта, что некоторые древние разрывы продолжают наследоваться в молодом структурном плане, но и доказательство того, что в некоторых

случаях предшествующая сетка разрывов определяет простираение вновь образующихся структур.

В общем виде на зависимость новообразованных структур от трещинно-разрывной сетки указывали Зондер (Sonder, 1938), В. В. Белоусов [1962], В. Е. Хаин [1954] и В. П. Бухарцев [1965].

Зондер указывал, что земная кора в любом районе разбита системами трещин и разрывов, образующих правильную геометрическую сетку, которая является первичной особенностью строения коры. Эта сетка влияет как на тектонические, так и на геоморфологические процессы. Она определяет ту основную неоднородность земной коры, к которой приспосабливаются самые различные тектонические дислокации. Эта сетка влияет на рельеф, определяя преимущественное направление речных долин и других поверхностных форм.

Поддерживая эту идею и называя указанное явление «основной делимостью земной коры», В. В. Белоусов [1962] писал: «...создается впечатление, что глубинные тектонические силы, вызывающие поднятия и опускания земной коры, используют ее основную делимость, и поэтому направления зон поднятия и опускания приспосабливаются к направлению делимости... Такая неоднородность в ряде случаев сказывается и при формировании структурных форм не только крупного, но и среднего размера, как например куполов, валов, сводовых поднятий и т. д. Растрескивание, сопровождающее поднятия, в этих случаях не подчиняется полю напряжений, связанному с образованием данной структурной формы, а приспосабливается к сетке первичных разломов. Да и сама форма поднятия может быть определена той же первичной сеткой разломов».

В. Е. Хаин [1954], в частности, писал: «В Эмбенской области многие разрывы не ограничиваются площадью отдельных куполов, а протягиваются от одного купола к другому через межкупольные пространства, образуя более или менее правильную сетку разрывов. Поэтому возможно, что расположение самих куполов... подчинено здесь какой-то региональной системе разрывов».

Практически на любой территории существует региональная сетка разрывов и трещин, возникшая до формирования локальных структур. При этом от района к району конфигурация такой сетки меняется [Белоусов, 1962].

К вопросу о зависимости формы и простираения структуры от сетки предшествующих разрывов можно подойти и рассматривая механизм формирования платформенных структур. Существующие гипотезы об образовании прерывистой складчатости сводятся к тектоническому и нетектоническому механизмам. Нетектонические структуры (облекания, уплотнения и т. д.) имеют небольшой стратиграфический диапазон проявления и для нас поэтому интереса не представляют. Тектонический механизм образования структур связан с локальными вертикальными поднятиями земной коры. В этом процессе большая роль отводится разрывам и блоковым движениям фундамента [Белоусов, 1962; Хаин, 1964б]. При этом

форма поднимающегося блока, «штампа», оказывает решающее влияние на форму образующейся структуры.

Такой вывод подтверждается и результатами моделирования этого процесса [Гзовский, 1963; Черткова, 1950; Сычева-Михайлова, 1958, 1962]. Форма же самого блока, «штампа», несомненно контролируется развитой на данной территории сеткой разрывов. Разумеется, структура, образующаяся в осадочном чехле над растущим блоком, из-за размывов и сокращения мощностей, растягивания и изгиба слоев приобретает форму «пластичного пологого валообразного поднятия» [Белоусов, 1962], которое лишь в общих чертах сходно по форме с поднимающимся блоком.

Есть и другие пути образования платформенных структур, связанные, например, с пластичным перетеканием карбонатного материала (Л. Н. Розанов, 1965), диапировые структуры и др. Но в любом случае, начиная с какого-то горизонта, рост структур проявляется в относительном подъеме локального участка на фоне уже существующей сетки разрывов, и по отношению к вышележащим слоям растущая структура ведет себя, как штамп.

Таким образом, наличие какой-то зависимости формы и простира-ния структуры от сетки разрывов, существовавшей до ее формирования, не вызывает сомнений.

Итак, к началу нового тектонического этапа развитие древних мликативных структур прекращается. Однако вышележащие отложения еще наследуют ранее возникшие трещинно-разрывные нарушения.

Простирание вновь образующихся структур в случае едино-направленной сетки разрывов, очевидно, будет совпадать с преимущественным направлением разрывов. Такая картина наблюдается, например, на территории Палеовиллойского прогиба, где вплоть до г. Виллойска в соответствии с развитыми здесь разрывами северо-восточного простирания в юрских и меловых отложениях образовались соответствующим образом ориентированные структуры [Забалуев и др., 1966]. Особенно наглядно этот контроль виден на примере осложненных солью Кемпендйских структур, простирание которых подчинено зоне разрывов, обрамляющих Сунтарское поднятие (Г. С. Фрадкин, 1965).

Иначе обстоит дело в случае существования перекрещивающихся систем разрывов, разбивающих деформируемую толщу на участки, имеющие в плане форму параллелограмма. Типичный пример такой сетки наблюдается в нижнем течении р. Вилюя, где перекрещиваются разрывы северо-восточного и северо-западного простираний. Многие разрывы Палеовиллойского прогиба древнего заложения длительно развивались, определив простирание многих структур мезозойской толщи. Система разрывов верхоянского простирания, несомненно, связана с развитием геосинклинали, погружение которой, сопровождавшееся опусканием края платформы, началось в среднем карбоне.

Таким образом, формирование структур в низовьях р. Вилюя в конце нижнемеловой эпохи происходило на фоне существовавшей

здесь издавна перекрещивающейся сетки разрывов. При этом новообразованные структуры Средне-Вилуйского вала, сформировавшиеся в нижнемеловую эпоху [Забалуев и др., 1966], расположились диагонально к простиранию предшествующих разрывов.

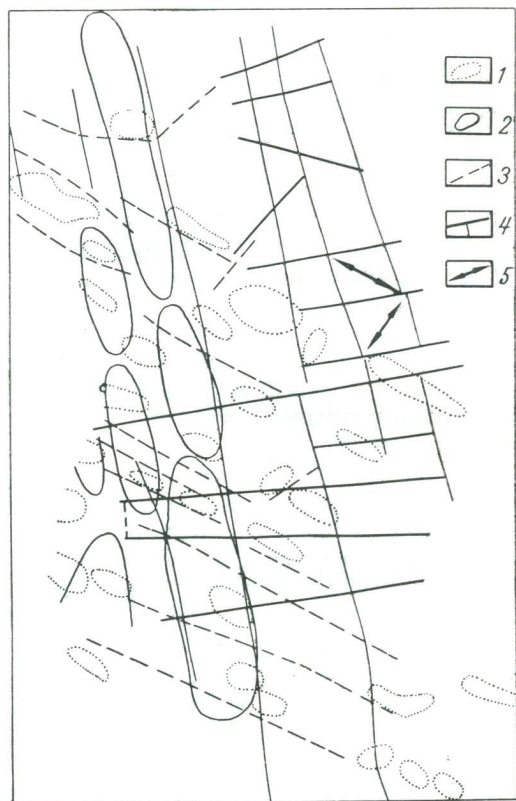


Рис. 48. Взаимоотношения структур и древних разрывных нарушений юго-запада Русской платформы (по Г. А. Скордули и др., 1965).

1 — контуры морфометрических структур; 2 — контуры палеозойских структур; 3 — разрывы по морфометрическим данным; 4 — палеозойские разрывы по данным бурения и сейсмике; 5 — ожидаемое направление молодых структурных дислокаций.

Аналогичная картина наблюдается на юго-западной окраине Русской платформы (рис. 48). Здесь все обнаруженные Г. А. Скордули и др. (1965) молодые локальные структуры и сопутствующие им разрывы ложатся диагонально по отношению к перекрещивающейся сетке разломов палеозойского возраста, которые установлены по геофизическим и буровым данным.

Такая же, как и в Вилуйской синеклизе, картина наблюдается в восточной части крыжа Карпинского, где известна образованная в конце нижнего мела Промысловско-Олейниковская группа

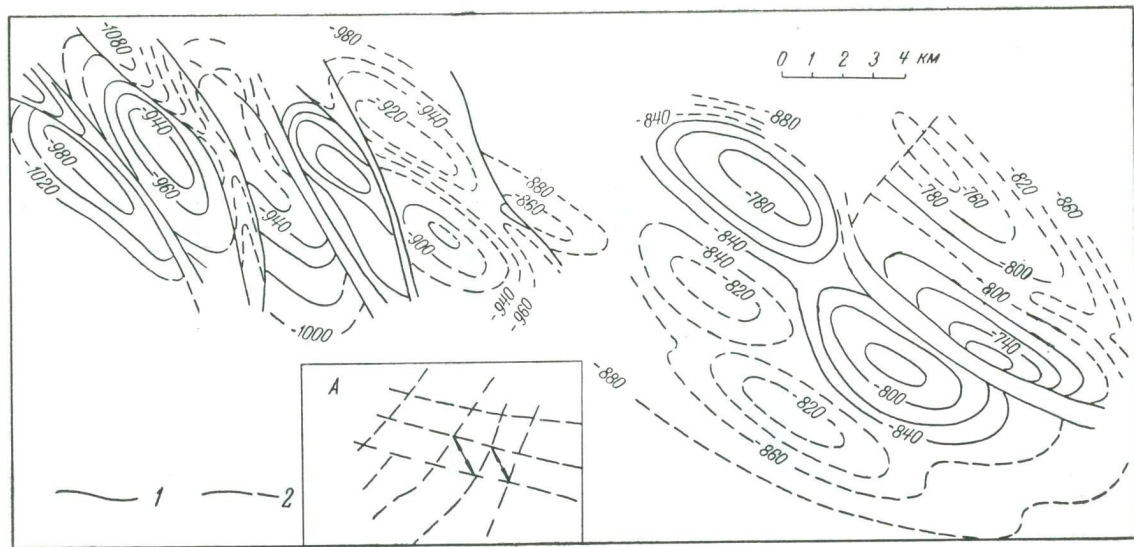


Рис. 49. Структурная карта Промышловско-Олейниковской группы локальных структур (вариант по кровле нижнеальбского газоносного горизонта (по М. Ф. Мирчинку и др. [1963])).
 1 — изогипсы кровли газоносного горизонта, 2 — сбросы; А — сетка разломов этого района (по Н. Ю. Успенской, 1965).
 Стрелками показано предсказываемое простирание структур.

структур, простирающиеся которых отклоняется на северо-запад от общего простираения кряжа Карпинского (Мирчинк и др., 1963). На рис. 49 видно, что эти структуры также ложатся диагонально по отношению к развитой здесь сетке разрывов, которая приводится нами по данным Н. Ю. Успенской (1965).

Отмеченной закономерности соответствует и случай, приведенный Б. Г. Григорьянцем и В. Е. Хаином (1964) (рис. 50), где молодые плиоцен-антропогеновые складки ложатся диагонально по отношению

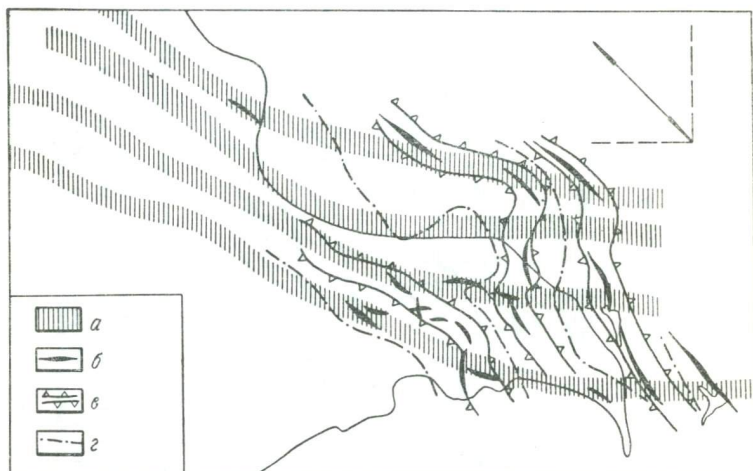


Рис. 50. Соотношение палеоген-миоценовой и плиоцен-антропогеновой складчатости в районе Апшеронского полуострова (по Б. В. Григорьянцу).

a — широтные зоны поднятий мезозоя и палеогена; *b* — поднятия; *c* — контуры плиоцен-четвертичных антиклинальных зон; *d* — оси синклинальных зон того же возраста. Стрелкой показано предсказываемое простираение молодых структур.

к доплиоценовым складкам и сопутствующим им разломам запад-северо-западного простираения и к субмеридиональному борту Каспийской впадины, несомненно, осложненной разрывами того же простираения.

Термин «диагонально» употребляется здесь не случайно — во всех приведенных примерах, список которых может быть продолжен, простираения молодых структур в точности совпадают с диагоналями параллелограммов, образуемых перекрещивающейся сеткой ранее возникших разрывов.

В свете этих данных получают объяснение некоторые эмпирические закономерности, подмеченные Е. Н. Пермяковым [1949] при изучении тектонической трещиноватости на платформенных структурах. Е. Н. Пермяков показал, что в пределах положительных структур развиты как продольные и поперечные, так и диагональные по отношению к простираению структур системы трещин. При этом простираение структуры и диагональные по отношению к нему тре-

щины, обычно образующие на сводных розах-диаграммах главные лучи, связаны четкой зависимостью, которая изложена Е. Н. Пермяковым в виде «правила параллелограмма».

Интересно, что при моделировании структур единичные диагональные трещины образуются на периклиналях, тогда как большинство возникающих трещин продольны или поперечны по отношению к простираению [Черткова, 1950; Гзовский, 1963]. Конечно, к результатам моделирования следует относиться осторожно, поскольку здесь трудно соблюсти полное подобие процесса. Кроме того, в указанных опытах совершенно не учитывалось влияние региональных напряжений или предшествующих структуре разрывов; последние, как показали опыты А. М. Сычевой-Михайловой [1958, 1962], существенно влияют на форму образующейся структуры.

Мы уже приводили выше замечание В. В. Белосова [1962] о том, что растрескивание, сопровождающее рост структур, в ряде случаев приспособляется к предшествующей сетке разрывов. Это же обстоятельство отмечалось и В. Е. Хаином [1964]: «...наряду с зависимостью от формы складки, рисунок сбросовой сетки нередко обнаруживает зависимость и от региональной структуры».

Проведенное нами в Вилюйской синеклизе изучение распределения разрывов на площади структур и на прилегающих территориях с помощью метода мегатрещиноватости полностью подтверждает эти предположения. На рис. 51 видно, что главные лучи розы-диаграммы на Средне-Вилюйской структуре совпадают с главными лучами розы-диаграммы окружающей площади. Мы уже отмечали выше, что разрывы северо-восточного и северо-западного простираения возникли до образования Средне-Вилюйской структуры и имеют региональное распространение. Таким образом, главные системы разрывов на площади Средне-Вилюйской структуры унаследованы от предшествующего плана. Но тем не менее простираение ее в точности совпадает с диагональю параллелограмма, построенного на главных лучах розы-диаграммы (рис. 38), а расчет ее параметров по формулам Е. Н. Пермякова дал результаты, совпадающие с действительными.

Поскольку главные лучи роз-диаграмм на структурах отражают относительное развитие региональных систем трещин и разрывов, постольку расчетный параллелограмм Е. Н. Пермякова с большой точностью характеризует относительные размеры и форму элементарных параллелограммов, образуемых перекрещивающейся сеткой древних разрывов. С этих позиций закономерности Е. Н. Пермякова

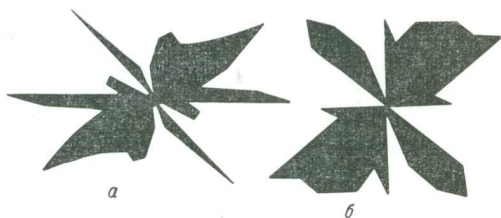


Рис. 51. Сравнение роз-диаграмм мегатрещиноватости Средне-Вилюйской структуры (а) и прилегающей к ней площади (б).

получают объяснение, а постоянно получаемые с помощью его методики положительные результаты в свою очередь укрепляют нашу уверенность в справедливости выдвинутой нами гипотезы о связи формы и простирания структуры с предшествующей сеткой разрывов.

Таким образом, изложенные выше данные позволяют предполагать, что в ряде случаев отсутствие преемственности между разновозрастными структурными планами только кажущееся и что роль

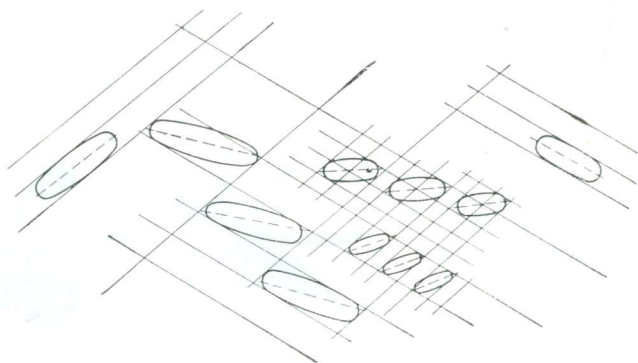


Рис. 52. Гипотетическая схема связи локальных структур с трещинно-разрывной сеткой.

связующего звена между ними может сыграть трещинно-разрывная сетка предшествующего плана, наследующаяся в более молодых отложениях и определяющая простирание и форму новообразованных структур.

Рис. 52 поясняет, как перекрещивающаяся сетка предшествующих разрывов в зависимости от преобладания тех или иных разрывов может контролировать простирания локальных новообразованных структур. Предлагаемая гипотеза объясняет также наблюдающееся на платформах кулисообразное расположение структур.

Остается открытым вопрос, почему простирание структуры диагонально к предшествующей сетке разрывов. Можно предполагать, что это является одним из проявлений принципа наименьшего действия, которому подчиняются все природные процессы. В данном случае пликативный изгиб слоев над воздымающимся блоком, видимо, стремится приобрести наименьшую поверхность при наибольшем объеме, и это достигается путем диагонального расположения длинной оси изгиба, когда очертания структуры как бы описываются или вписываются в сетку контролирующих ее разрывов.

Необходимо также сделать несколько замечаний о границах действия предполагаемой гипотезы. Во-первых, поскольку формирование структуры — процесс многофакторный, несомненно, что подмеченная закономерность имеет статистический характер, и можно ожидать известное количество отклонений от нее. Во-вторых, сами разрывы структуру не образуют, а играют в процессе ее

формирования пассивную роль, определяя лишь форму «штампа», поднимающегося под действием любых тектонических сил. Поэтому гипотеза не может предсказывать местоположение новообразованных структур, а позволяет лишь предсказать, какую форму и преимущественное простирание будет иметь структура, если она вырастет на данном участке. В-третьих, гипотеза предсказывает только форму и простирание новообразованных структур и не касается пликтивных структур предшествующего плана.

И наконец, немаловажное значение имеет также и длительность перерыва между формированием предшествующего и молодого структурных планов: трещинно-разрывная сетка наследуется длительно, но не бесконечно. Очевидно, чем короче этот перерыв, тем ярче должна проявиться описанная закономерность.

ГРАНИЦЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

Метод изучения мегатрещиноватости является синтезом морфоструктурного и тектонического методов изучения трещин и разрывов коренных пород. Возможность такого синтеза обусловлена некоторыми особенностями трещин и разрывов, которые в отличие от пликтивных изгибов наследуются более длительные промежутки времени и могут распространяться из слоя в слой не только без существенных подвижек по ним, но и с помощью нетектонических процессов.

Поэтому чисто морфоструктурные приемы изучения спрямленных элементов рельефа и растительного покрова в этом случае позволяют выявлять без искажения такие существенные черты тектоники коренных пород, как простирание трещин и разрывов и их количественные взаимоотношения. Однако двойственная природа описываемого метода все же сказывается на количественных показателях, получаемых с его помощью.

Прежде всего, количество мегатрещин на каждом участке зависит не только от количества развитых здесь трещин и разрывов коренных пород, но и от ряда других причин. Если в обнаженных районах или районах с маломощным чехлом наносов на аэрофотоснимках видны практически все трещиноватые зоны и разрывы, то сквозь мощные наносы, естественно, проявляется лишь часть их. Несомненно также, что известные различия в густоте мегатрещиноватости создаются новейшими тектоническими движениями, способствующими лучшему проявлению в рельефе трещинных зон и разрывов. И наконец, определенную роль должны играть такие факторы, как климат, количество осадков, растительный покров и т. д.

Следовательно, получаемые абсолютные значения количества мегатрещин на каждом участке (кроме районов с очень маломощными наносами) не равны истинному количеству трещинных зон и разрывов на нем. Однако приведенные выше данные свидетельствуют, что в большинстве случаев независимо от наблюдающейся

густоты относительное распределение мегатрещин по разным направлениям хорошо совпадает с аналогичным распределением трещин и разрывов. Поэтому количественные показатели, получаемые при изучении мегатрещиноватости, всегда следует рассматривать как относительные и стараться переводить их в относительные величины, например путем построения процентных роз-диаграмм. Точно так же повышенные значения густот мегатрещиноватости, кольцеобразно окаймляющие участки структур, следует рассматривать относительно, как проявление тектонического фактора на фоне распределения, созданного другими причинами. Снятие нетектонического фона, определение, какая часть трещин и разрывов проявляются на данном участке в виде мегатрещин, — сложная, но вполне разрешимая задача.

Метод изучения мегатрещиноватости как специальный метод изучения разрывной тектоники коренных пород может применяться в любом районе — как обнаженном, так, тем более, и не обнаженном. В этом отношении единственным ограничением для применения метода является возраст трещинно-разрывной сетки, которую мы хотим изучить. Так, в районах с устойчивым унаследованным режимом развития или на площадях неглубокого залегания фундамента можно с помощью предлагаемого метода изучать трещинно-разрывную сетку фундамента. Но эта задача невыполнима в районах, претерпевших глубокую структурную перестройку, и изучение мегатрещин выявит лишь трещинно-разрывную сеть горизонтов, во время отложения которых произошла эта перестройка. Не исключено, что в районах очень интенсивных новейших движений, не наследующих древний структурный план, изучение мегатрещиноватости может выявить лишь сетку новейших разрывов. Но, по-видимому, такие районы редки.

При поисках локальных структур ограничения накладываются не только возрастом искомым структур, но и целесообразностью применения довольно трудоемкого метода изучения мегатрещиноватости при наличии более простых морфоструктурных методов.

В хорошо обнаженных районах, где локальные структуры легко картируются, целесообразно применение только для поисков структур любого морфоструктурного метода.

В районах с достаточно сильным расчленением рельефа и хорошо выраженными террасовыми уровнями при условии унаследованного режима развития прекрасные результаты дают всевозможные геоморфологические методы и морфометрический метод В. П. Философова [1960]. В этих районах метод изучения мегатрещиноватости может применяться как вспомогательный для уточнения простираний и формы отдельных структур, а также для оценки возможной их амплитуды.

И наконец, изучение мегатрещиноватости приобретает самостоятельное значение для поисков локальных структур на сильно выровненных территориях, таких как пойма р. Оби, где всевозможные

морфоструктурные методы малоэффективны из-за сильной выровненности территорий и отсутствия точной крупномасштабной топоосновы.

Планшеты масштаба 1 : 100 000, построенные на аэрофотооснове, очень точно передают расположение различных объектов в плане, но неточны в отношении высотных привязок. Поэтому неточность высотных привязок, очень важная для морфометрии, изучения продольных профилей рек и других морфоструктурных методов, совершенно не отражается на изучении мегатрещиноватости.

При применении описанного метода существует еще одно ограничение, связанное с заселенностью местности. В густонаселенных районах со множеством пашен, садов, лесопосадок, дорог, каналов и других коммуникаций практически невозможно выделение никаких естественных линейных элементов, кроме элементов гидросети. Это сразу же снижает достоверность результатов и иногда делает невозможным применение метода изучения густоты мегатрещиноватости.

ДАЛЬНЕЙШИЕ ПУТИ РАЗВИТИЯ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ МЕГАТРЕЩИНОВАТОСТИ

Предыдущее изложение показывает, что вся совокупность работ отечественных и зарубежных исследователей достаточно надежно обосновывает возможность установления основных особенностей трещинно-разрывной сетки коренных пород путем изучения мегатрещиноватости. Кроме того, изучение мегатрещиноватости дает более полную характеристику этой сетки, поскольку даже в хорошо обнаженных районах не могут быть выявлены геологическими методами все разрывы и трещинные зоны. Эта мысль хорошо подчеркнута Л. Латтманом [Lattman, 1959]: «Этот метод позволяет вести более широкое картирование разрывов, чем это до сих пор было возможно. Изучение взаимосвязи трещин и структур проводилось лишь на хорошо обнаженных участках. Следы трещин (мегатрещины в нашем понимании) позволяют изучать эту связь более детально, так как выявляются трещины и на площадях со значительным почвенным и растительным покровом».

Конечно, из вышеизложенного не следует, что решены уже все вопросы, связанные с выделением мегатрещин, механизмом их проявления в рельефе, разделением тектонических и нетектонических линейных элементов и т. д., но все эти вопросы должны изучаться попутно с решением главной задачи — установлением теоретически обоснованных закономерностей связи разрывных и пликативных структур.

Эта главная задача может быть решена только путем совместного изучения мегатрещиноватости и тектонической трещиноватости в обнажениях и скважинах, поскольку, еще раз подчеркиваем, ни один из существующих геологических и геофизических методов не дает возможности установить полную картину трещинно-разрывной сетки коренных пород, особенно на закрытых территориях.

В этом отношении на первый план выдвигается выявление количественных связей между направлениями и густотой трещиноватости и разрывов и параметрами структур.

Гипотеза о связи дизъюнктивных и пликтивных дислокаций может послужить для изучения процесса формирования локальных структур и той роли, которую в нем играет трещинно-разрывная региональная сетка.

Пока, несмотря на показанную нами возможность разделения всей совокупности трещин и разрывов на региональную и локальную составляющие, мы не можем оценить их количественно по направлению и густоте одновременно. Это задача дальнейших исследований.

Представляет интерес попытка выделения типов структур по принципу унаследованности и новообразованности по данным изучения мегатрещиноватости и других морфоструктурных методов, поскольку генетический тип структуры, как показали исследования В. С. Лазарева, не безразличен при оценке возможной нефте- или газоносности структуры.

Е. М. Смехов указывает, что обнаруженные на поверхности аномалии густот трещиноватости можно трансформировать на глубину и тем самым предсказывать возможные зоны развития трещинных коллекторов. Очевидно, подобные же предсказания можно будет делать и на основании детального изучения мегатрещиноватости на известных структурах, где ожидается наличие трещинных коллекторов.

Исследования густоты и ориентировки мегатрещиноватости могут оказать неоценимую помощь при инженерно-геологических работах, в частности при проектировании крупных гидротехнических сооружений. Они могут помочь также при поисках рудных месторождений, которые часто приурочены к дизъюнктивным нарушениям.

Несомненно, многие не менее важные направления исследований выявятся в процессе самих работ, поскольку дизъюнктивные структуры являются такой же равноправной частью тектоники, как и пликтивные, а связи между ними, несомненно, многообразны. И наконец, дальнейшее совершенствование уже разработанных приемов изучения мегатрещиноватости, всесторонняя их математизация и механизация тоже представляют собой достаточно важную задачу дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов А. Е., Мещеряков Ю. А. Опыт определения средних высот возвышенностей и низменностей Русской равнины. В кн. Вопр. применения картогр. методов при геогр. исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Аверьянова Г. А. Опыт генетической классификации рисунка речной сети Среднего Поволжья. Мат-лы I конференции молодых науч. работников Казани. Казань, 1959.

Аверьянова Г. А. Обсуждение докладов на Уфимском совещании 1959 г. В сб. Геоморфол. и новейшая тектоника Волго-Ур. обл. и Южн. Урала. Уфа, 1960.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.

Александров Л. П. О связи некоторых форм рельефа Западной Тувы с тектоническими разрывами. ДАН СССР, т. 146, № 5, 1962.

Амбროзов Ю. А. К вопросу о связи орогидрографии с тектоникой на территории Одесской области. Тр. Одесск. ун-та, сер. геол. и геогр., вып. 152, № 10, 1962.

Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравиационных аномалий. Л., Гостехиздат, 1962.

Андреев Ю. Ф. Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 158, 1960.

Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М. Связь криогенных форм рельефа с геолого-геоморфологическим строением Тазовского полуострова. Тр. ин-та мерзлотоведения, т. 19, 1962.

Арманд Д. Л. Естественный эрозийный процесс. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1955.

Архангельский А. Д. Среднее и Нижнее Поволжье. Землеведение, т. 2, кн. 4, 1911.

Багрова З. А., Кирюшкин В. Н. К вопросу о взаимосвязи болот с рельефом, четвертичными отложениями и новейшими тектоническими движениями. ДАН СССР, т. 154, № 2, 1964.

Барановская З. И. Геоморфологический метод изучения тектонической трещиноватости. Тр. Гидропроекта, сб. 3, 1960.

Барков А. С. Карст Самарской Луки. Землеведение, т. 35, вып. 1—2, 1932.

Барков А. С., Соколов Н. И. Трещиноватость палеозоя Самарской Луки и ее выражение в геоморфологии. Тр. Гидротехгеоинститута (ВОДГео) М.—Л., 1934.

Белицкий А. А. Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов. В сб. Пробл. тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Берлянт А. М. Опыт количественного изучения неотектоники путем морфометрической реконструкции первичного рельефа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1965.

✧ Берлянт А. М. Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1966.

Бобов Н. Г. Влияние многолетнемерзлой толщи горных пород на развитие рельефа. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1963.

* Болиг А. А. Очерки по геоморфологии. ИЛ, 1956.

Борисевич Д. В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. В сб. Вопр. геогр., вып. 36, 1954.

Будько В. М., Шиллин Б. В. Опыт применения аэрометодов при крупномасштабном геологическом картировании района месторождения Гумтад. В сб. Аэрометоды при поисках полезн. ископ. и геол. картировании. М., Наука, 1964.

Бухарцев В. П. О влиянии процессов формирования локальных структур на распределение промышленной нефтегазоносности. ВНИИНГ, Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья, Л., 1962.

* Бухарцев В. П. Об образовании локальных структур в результате пульсации региональных тектонических напряжений. ДАН СССР, т. 152, № 5, 1963.

Бухарцев В. П. Особенности формирования нефтегазоносных структур Волго-Уральской области. Геол. нефти и газа, № 10, 1965.

Былинский Е. Н. О закономерностях чередования сужений и расширений речных долин Средне-Сибирского плоскогорья (в пределах бассейнов рек Нижн. Тунгуски и Верховьев р. Катанги). Уч. зап. МГУ, вып. 182, 1956.

* Былинский Е. Н. Местные базисы эрозии и их влияние на развитие продольного профиля реки. Вестн. МГУ, сер. биол., почв. геол., геогр., № 4, 1957.

* Былинский Е. Н. Выявление новейших тектонических движений путем изучения речных долин. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1962.

* Варушин А. А. О связи речных долин с элементами блоковой тектоники Орского Зауралья. В сб. Морфоструктурный метод. Саратов, 1963.

Ведиканов М. А. Образование речных извилин. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1950.

Вельмина Н. А. Условия циркуляции подземных вод и типы таликов некоторых районов южной и восточной Якутии. Тр. 2-го совещ. по подземн. водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 2, Иркутск, 1959.

Вельмина Н. А., Узембло В. В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1959.

Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., Наука, 1964.

Викторов С. В. Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. М., Изд. АН СССР, 1955.

Викторов С. В. и др. Использование геоботанических признаков для обнаружения тектонических нарушений. Тр. ВАГТ, вып. 1, М., 1955.

Викторов С. В., Востокова Е. А. Основы индикационной геоботаники. Госгеолтехиздат, 1961.

Викторов С. В. и др. Введение в индикационную геоботанику. Изд. МГУ, 1962.

Виноградов Б. В. Примеры связи растительности и почв с новейшей тектоникой. Ботан. журн., т. 40, № 6, 1955.

Виноградов Б. В., Мирошниченко В. П. Проявление новейших тектонических движений в ландшафтах глинистых равнин. ДАН СССР, т. 109, № 2, 1956.

Вирский А. А. Ход развития эрозионного рельефа равнин. Геогр. сб. ВГО, № 1, Л., 1952.

Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, 1958.

Волков Н. Г. Опыт количественной характеристики деформаций продольных профилей рек Збруча и Жванчика в целях неотектонического анализа. Четвертичный период, вып. 13—15. Изд-во АН УССР, Киев, 1961.

* Волков Н. Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек. Тр. Ин-та геол. наук, Киев, 1964.

* Волков Н. М. Принципы и методы картометрии. Изд. АН СССР, 1950.

Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Тр. Волгогр. совещ. по методике изучения нов. тектонич. движений (5—9 мая 1964). Казань, 1965.

Воронов П. С., Егорова Н. С. Анализ спрямленных участков речных долин ЮВ Таймыра для изучения неотектоники. Тр. НИИГА, т. 80, вып. 5, 1958.

Воронов П. С., Кулаков Ю. Н. О связи конфигурации гидросети севера Сибири с новейшей тектоникой. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 9. Л., 1958.

Воскресенский С. С. Асимметрия склонов речных долин на территории европейской части СССР. В сб. Вопр. геогр., вып. 4, 1947.

Воскресенский С. С. Условия формирования и сохранения древних поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. Уч. зап. МГУ, вып. 182, 1956.

Воскресенский С. С. Тектонические формы рельефа. В сб. Вопр. геогр. (геоморфология), вып. 46, 1959.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.

Востряков А. В. Погребенные и аккумулятивные поверхности выравнивания Южного Заволжья. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. Наука, 1964.

Галеркина С. Г. и др. Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозоя для прогноза нефтегазоносных толщ на севере Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.

Галицкий В. И. Новейшие тектонические движения и их влияние на формирование рельефа центральной части Днепровско-Донецкой впадины. В сб. Природн. ресурсы Левобережной Украины и их использование, т. 1. Харьков, 1961.

Галкина Е. А. О геоморфологической классификации болот. Уч. зап. Петрозаводск. ун-та, т. 12, вып. 2, 1964.

* Гвин В. Я. Особенности применения морфометрии при структурно-тектоническом районировании. В кн. Геофиз. разведка, вып. 10, М., 1962.

Гвин В. Я. Применение морфометрии при структурных исследованиях Верхнего и Среднего Поволжья и Прикамья. В сб. Вопр. геогр., вып. 63, 1963.

* Гвоздецкий Н. А. О влиянии трещиноватости на развитие долин в известняках Кавказа и Средней Азии. Природа, № 12, 1948.

Геологический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. Пробл. физ. геогр., вып. 12, 1946.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Геренчук К. И. К вопросу о роли тектонического фактора в развитии орографии Русской равнины. Геогр. сб., вып. 10, Изд-во ВГО, 1958.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Геогр. о-ва СССР, нов. сер., т. 20, Львов, 1960а.

* Геренчук К. И. Тектоническая закономерность в орографии и речной сети Русской равнины. Изв. Львовск. ун-та, 1960б.

Герман Е. В., Кисляков В. Н., Рейнин И. В. Геология и геоморфология полуострова Ямал. Тр. ВНИГРИ, вып. 225, 1963.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей направлений и разрывов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В сб. Пробл. тектонофизики, М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария, ч. 3—4. Изд-во АН СССР, 1963.

Глушко В. В. Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части платформы. Геол. сб. Моск. геол. о-ва, № 5—6, 1958.

Гниловский В. Г., Горелов С. К. Геоморфологические особенности локальных структур Ставропольской возвышенности. Тр. Уфимск. совещ. по геоморф. и неотект. Волго-Ур. обл. и Южн. Урала 20—22 мая, 1959. Уфа, 1960.

Рогина Н. И. Анализ физико-географической обстановки для целей дешифрирования аэрофотоснимков при геологическом картировании в Восточной Сибири. Изв. вузов, геол. и разв., № 8, 1959.

Голодовкин В. Д. Опыт применения карты расчлененности рельефа для прогноза тектонического строения юго-восточной части Куйбышевской области. Тез. докл. совещ. по применению геоморфол. методов при нефтегазопоскоковых работах. М., 1964.

Гольбрайх И. Г. и др. К методике тектонических исследований закрытых территорий. Геол. нефти и газа, № 2, 1963.

Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Миркин Г. Р. Тектонический анализ мегатрещиноватости — перспективный метод исследования закрытых территорий. Сов. геол., № 4, 1965.

Гольдберг И. С., Миркин Г. Р. К истории развития структуры Турханского района. Тр. ВНИГРИ, вып. 220, 1963.

Гордеева Г. И. Особенности распространения немерзлых пород в Андланском гольцовом районе, обусловленные трещинной тектоникой. В сб. мерзлотн. исслед., вып. 4, Изд. МГУ, 1964.

Горелов С. К. О новейшей тектонической активности локальных структур юго-востока Русской равнины. В кн. Геоморфол. и новейшая тектоника. Волго-Ур. обл. и Южн. Урала, Уфа, 1960.

Горелов С. К. Методы количественной оценки новейших и современных тектонических движений юго-востока Русской платформы. В сб. Вопр. геогр., вып. 63, 1963а.

Горелов С. К. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разрывов. ДАН СССР, т. 149, № 1, 1963б.

Горелов С. К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. Наука, 1964.

Горяинова М. Н., Медведева Н. К., Мяло Е. Г. Результаты работ по изучению отражения новейших тектонических движений в растительном покрове. Тез. докл. совещ. по применению геоморфол. методов при нефтегазопоскоковых работах. М., 1964.

Гофштейн И. Д. Тектоническая трещиноватость осадочных пород в среднем течении Днестра. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1952.

Граменицкая Н. А. К вопросу об условиях заложения речных долин на территории Приморья. В кн. Вопр. регион. ландш. и геоморфол. СССР, геогр. сб., вып. 8. Изд. Львовск. ун-та, 1964.

Грачев А. Ф. Применение количественного метода при геоморфологическом анализе склонов (в связи с поисками тектонических структур). В сб. Морфометрия. метод при геол. исслед. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963.

Григоренко Ю. Н. Влияние разрывов и трещиноватости на распределение эрозионной сети. Тр. ВНИГРИ, вып. 193, 1962.

Гурари Ф. Г., Соловьева Н. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дедеев В. А. и др. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 245, 1966.

Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Тр. НИИГА, т. 115, 1961.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. Сибирская типография В. Демакова, 1878.

Достовалов Б. Н. Некоторые закономерности температурного и диагенетического растрескивания пород и образование полигональных отделностей и структур. Тр. 2-го совещ. по подземн. водам и инж. геол. Вост. Сиб., вып. 2, Иркутск, 1959.

Драгунов В. И. О транссибирской поперечной дислокации. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 44, 1960.

Еремеев В. Ф. Теория ортометрических, динамических и нормальных высот. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 86, 1951.

*Журенко Ю. Е. К методике построения карты уклонов русел рек в целях изучения современных тектонических движений. В сб. Вопр. геоморфол. п геол. Башкирии, вып. 2. АН СССР, Уфа, 1959.

Забалуев В. В. Новейшая тектоника Вилуйской синеклизы и связь ее с древними структурами. Тектоника Сиб., т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Забалуев В. В. и др. О тектонике Вилуйской синеклизы. Тр. ВНИГРИ, вып. 249, 1966.

Зведер Л. Н. О приуроченности даек и силлов диабаз к некоторым системам трещин. Геол. и геофиз., № 4, 1962.

*Зеккель Я. Д. О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины. Пробл. физ. геогр., вып. 13, М., 1948.

Зеликсон Э. М. О связи растительности с дизъюнктивной неотектоникой на примере урочища Терсаккан Прибалханского района. В сб. Мат-лы КЮГЭ, вып. 7, 1962.

Знаменщиков Г. И. Способы морфометрической характеристики рельефа местности. Автореф. канд. дисс. М., 1950.

*Золотарев А. Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юго-восточной Сибири. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964.

*Зорин Л. В. О приуроченности рек к линиям тектонических нарушений и проявлениях тектонических движений в истории формирования долин (на примере рек Восточного Забайкалья). Вести. МГУ, геогр., № 4, 1962.

Зятькова Л. К. О методике структурно-геоморфологических исследований в Центральной части Западно-Сибирской низменности. Геол. и геофиз., № 9, Новосибирск, 1960.

*Зятькова Л. К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур (центральная часть Западно-Сибирской низменности). Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 14, 1961а.

*Зятькова Л. К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур. Изд. СО АН СССР, 1961б.

Иванов П. В. Метод количественной характеристики формы продольного профиля реки. Изв. ВГО, т. 83, вып. 6, 1951.

Исаченко А. Г. Физико-географическое картирование, ч. 3. Изд. ЛГУ, 1961.

*Казачова Н. М. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 62, 1954.

Казачова Н. М. Профилирование террас как метод изучения новейших тектонических движений земной коры. Мат-лы по геоморфол. и палеогеогр. СССР. М., 1959.

Калачева В. Н., Кноринг Л. Д. Закономерности развития террасоватости на структурах различного типа. Тр. ВНИГРИ, вып. 242, 1965.

*Калесник С. В. О графическом изображении энергии рельефа. Изв. Гос. геогр. о-ва., № 6, 1936.

Карлов Н. Н. Происхождение долин рек Самары, Кильчени и Орели. Природа, № 5, 1951.

Карташов И. П. Мощностъ аллювия и морфологические особенности террас как показатель неотектонических движений. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 14. Магадан, 1960.

Качугин Е. Г. Еще об одной причине асимметрии речных долин. В сб. Вопр. геогр., вып. 21, М., 1950.

Кирюшина М. Т. Опыт использования морфометрического метода при составлении мелкомасштабной (1 : 2 500 000) карты новейшей тектоники Центрального сектора Советской Арктики. В сб. Морфометрич. метод при геол. исслед. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963.

Кноринг Л. Д. О выделении систем трещин векторным методом. Тр. ВНИГРИ, вып. 193, 1962.

Кноринг Л. Д., Белонин М. Д. Критерии сравнения роз-диаграмм. Тр. ВНИГРИ, вып. 228, 1964.

Коган А. Б. Построение и использование карт превышений для выявления погребенных платформенных поднятий. Геол. нефти и газа, № 4, 1961.

Кажурина М. С. Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатья для целей тектонического анализа. Изв. ВГО, т. 88, № 1. Л., 1956.

Козловский Д. А. Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры. Probl. физ. геогр., т. 16, 1951.

Козловский Д. А. Гидрологический метод учета современных движений земной коры. Геогр. сб. ВГО, № 1, 1952.

Количественные методы в геоморфологии (сб. статей под ред. А. С. Девдариани). М., Географгиз, 1963.

Коноплева В. И. Основные закономерности распределения тектонических трещин в мезозойских осадочных породах долины Верхнего Амура. В кн. Вопр. ниж. геол. и грунтовед. Изд. МГУ, 1963.

Корнев Г. Н. О пределах применимости морфометрического метода поисков тектонических структур. Геол. нефти и газа, № 11, 1965.

Кошечкин Б. И. Тектоническая трещиноватость пород полосы Колосзеро — Воронья. В сб. Аэрометоды при поисках полезн. ископ. и геол. картирования. М., Наука, 1964а.

Кошечкин Б. И. Роль эндогенного фактора в формировании рельефа западной части Кольского полуострова (бассейны рек Поты и Лоты). Там же, 1964б.

Крайнер Н. П., П. А. Кропоткин об образовании речных долин. Изв. ВГО, т. 92, вып. 5, 1960.

Кузин И. Л. и др. О некоторых методах выявления новейших тектонических движений нефтеносных платформенных областей. Тр. ВНИГРИ, вып. 22, 1963.

Кузин И. Л., Рейнин И. В., Чочина Н. Г. Применение аэрофотоматериалов при поисках положительных структур на севере Западно-Сибирской низменности. В кн. Методы дешифрирования аэрофотоматериалов при геол. исслед. М., Недра, 1964.

Кузнецова Т. П. Ориентированные озера Яно-Индигорской Приморской низменности. В кн. Вопр. геогр. Якутии. Якутск. Изд-во СО АН СССР, 1961.

Кулаков Ю. Н. Опыт разработки структурно-тектонического метода составления неотектонической карты Западно-Сибирской низменности. Тр. НИИГА, т. 130, вып. 19, 1962.

Кулаков Ю. Н. Морфоструктурный анализ — необходимый элемент регионального комплексного геологического исследования закрытых территорий. Сов. геол., № 11, 1964.

Кутейников Е. С., Натапов Л. М. Дешифрирование разломов на черно-белых аэрофотоснимках. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.

Кушнарев И. П., Лукин Л. И. Об изучении трещинной тектоники. В сб. Probl. тектонофизики. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Лаврентьев А. И. О борьбе за водосбор и перестройке гидросети. Вестн. МГУ, сер. биол. почв., геол. геогр., № 2, 1959.

Лайэль Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 1—2. М., 1866.

Ласточкин А. Н. Теоретическое обоснование некоторых морфометрических построений. Текущая информация. Геология и геофизика ЦНИИГЭИнефтегаз, № 13, 1963.

Ласточкин А. Н. Построение базисных поверхностей. Геол. нефти и газа, № 11, 1965.

Ласточкин А. Н. Методика и основные результаты морфоструктурного анализа севера Западной Сибири. В сб. Геоморфол. методы при нефтегазописковых работах. М., Недра, 1966 (Тр. ВНИГРИ, вып. 54).

- Лебедев В. Г. Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии. Изд-во Саратовск. ун-та, 1965.
- Личков Б. Л. Основные законы развития рельефа земного шара. Тр. 2. Всесоюз. геогр. съезда, т. 2. Географиздат, 1948.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд. АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н. И. Новое в развитии теории предельного профиля рек. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1962, стр. 119—124.
- Маккавеев Н. И. и др. Экспериментальная геоморфология. Изд. МГУ, 1961.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948а.
- Марков К. К. Геоморфологические методы изучения движений земной коры. Тр. совещ. по методике изучения движений и деформаций земной коры. М., Гедезиздат, 1948б.
- Марно. Черты рельефа как отражение геологической структуры. Реф. ж., № 12, геол. 25401, 1960.
- Мельников Н. В. Некоторые закономерности расположения трещин в антиклинальной складке. Тр. СНИИГГИМС, вып. 27, 1962.
- Меньшиков П. Н. Материалы к тектонике восточной части Сибирской платформы. Сов. геол., вып. 54, 1956.
- Методическое пособие по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Л. Гостоптехиздат, 1962 (Тр. ВНИГРИ, вып. 201).
- Мещеряков Ю. А. Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4, 1957.
- Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере юго-востока Русской равнины). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1959.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. Тр. Уфимск. совещ. по геоморфол. и неотектонике. Уфа, 1960б.
- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд. АН СССР, 1961.
- Мещеряков Ю. А. О координации исследований в области геоморфологии и неотектоники. Сов. геол., № 8, 1962.
- Мещеряков Ю. А. Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., Наука, 1965а.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформенных равнин. Тез. докл. совещ. по геоморфол. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1965б.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. Опыт составления карты павения рек и ее тектонической интерпретации. В сб. Вопр. применения картограф. методов при геогр. исслед. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мещеряков Ю. А., Филькин В. А. Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики тектонических движений. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 1, 1965.
- Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенгизского водораздела. Сов. геол., вып. 62, 1957.
- Милашев В. А. К вопросу о связи гидросети с разломами и тектонической трещиноватостью пород. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 7, 1958.
- Миркин Г. Р. Данные тектонической макротрещиноватости горных пород в связи со структурным анализом локальных поднятий Тунгусской спелеклизы. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.

- Мирошниченко В. П. Дизъюнктивные проявления современных движений в юго-западной Туркмении и их изучение на основе аэрометодов. Тр. лабор. аэрометодов, т. 6, 1958.
- Мирошниченко В. П. Применение аэрометодов при изучении зональных и региональных закономерностей ландшафтов. В сб. Применение аэрометодов. Изд. АН СССР, 1961.
- Мирошниченко В. П., Шульц С. С. Аэрометоды изучения новейшей тектоники. В кн. Неотектоника СССР. Рига, 1961.
- Мирчинк М. Ф. и др. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мокшанцев К. Б. и др. Тектоническое строение Якутской АССР. М., Наука, 1964.
- Молоденский М. С. Внешнее гравитационное поле и фигура физической поверхности Земли. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 12, № 3, 1948.
- Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов, 1963.
- Москалев Н. П., Скарятин В. Д. Исследование трещиноватости и битуминозности карбонатных пород мелового и верхнеюрского возраста Дагестана в связи с их нефтеносностью. Тр. Всесоюз. совещ. по трещинным коллекторам нефти и газа. Л., 1961.
- Мурчисон Р. И. и др. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Сибирская типография Глазунова, 1849.
- Мэлс Э. К генезису трещиноватости коренных пород Эстонии. Геол. сб. Тарту, 1961.
- Наумов А. Д., Щукина Н. А. О сопряженности направления тектонических трещин и долин в бассейне р. Вилюя. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 74, 1960.
- Николаев Н. И. Основные черты геоморфологии западного склона Южного Урала и Приуралья. В сб. Вопр. теорет. и прикл. геол., вып. 4. Изд. МГРИ, 1947.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. комис. по изуч. четвертичного периода, т. 8. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Николаев Н. И. Методы изучения новейших неотектонических движений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1956.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. В сб. Вопр. регион. и теорет. неотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Никонов М. Н. О влиянии новейших тектонических движений на торфяные залежи. Изв. ВГО, т. 82, вып. 2, 1950.
- Обедиентова Г. В. Неотектоника и реки разной величины. Природа, № 3, 1957.
- Оффман П. Е. О строении центральной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1956.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки Центральной части Сибирской платформы. Тектоника СССР, т. 4, 1959.
- Павлов А. П. О рельефе равнины и его изменениях под влиянием подземных вод. Землеведение, т. 5, кн. 3—4, 1899.
- Палицын Н. Д., Кошечкин Б. И. Проявления разрывной тектоники в центральной части Кольского полуострова и возможности его изучения на основе аэрометодов. В сб. Разраб. и применен. аэрометодов в геол. геофиз. исслед. Изд. АН СССР, 1963.
- Панов Б. П. Количественные характеристики речной сети. Тр. ГГИ, вып. 4/58, 1948.
- Пенк Вальтер. Морфологический анализ. М., Географиздат, 1961.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд. МОИП, нов. сер., вып. 12/16, 1949.
- Пермяков Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. М. фил. ВНИГРИ, вып. 2, 1954.

Петров Г. Н. О происхождении и гидрологической роли оврагов в Приуральских лесах. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. гидрол., вып. 4, 1963.

Петропавловский В. В. Возможности применения анализа геометрии долинной сети в тектонике. В кн. Геол. исслед. на нефть и газ в Волго-Ур. обл. М., ЦНИИГЭИнефтегаз, 1964.

Петрусевич М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Плотникова М. И. О связи направлений извилины долины р. Нижней Тунгуски с тектонической трещиноватостью. Мат-лы по геол. Сиб. платформы. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Плотникова М. И. О проявлении новейших тектонических движений в верховьях р. Нижней Тунгуски. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 52, 1962.

Покрасс Е. П., Кац Н. Я. Болотообразование в связи с условиями развития рельефа и новейшими тектоническими движениями в Барабинской низменности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1953.

Полканова В. Б. О возможности проявления в современном рельефе центральной части Западно-Сибирской низменности молодых разрывных нарушений. Тр. СНИИГГИМС, вып. 26, 1962.

Полканова В. Б. К вопросу об изучении дизъюнктивных нарушений в Западной Сибири. Нефтегаз. геол. и геофиз., вып. 23, 1964.

Полканова В. Б. Методика структурно-геоморфологических исследований «закрытых» территорий на примере центральной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Л., 1966.

Полканова Л. П. Геоморфологические исследования при нефтегазопоскоковых работах. В сб. Сов. геогр. в период строительства коммунизма. М., Географиз., 1963.

Полканова Л. П., Розанов Н. М. Поиски локальных структур геоморфологическими методами в Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Геол. нефти и газа, № 3, 1962.

Попов А. И. Морозобойные трещины и проблемы ископаемых льдов. Тр. ин-та мерзлотоведен., т. 9. Изд. АН СССР, 1952.

Попов В. В. Закономерности размещения континентальных отложений и их связь с молодыми движениями. Геол. сб. Неотектоника. Госгеолтехиздат, 1956.

Пославская О. Ю. Опыт выявления современных тектонических движений по геоморфологическим признакам. Тр. Среднеаз. гос. ун-та, нов. сер., вып. 31, кн. 3. Ташкент, 1952.

Приходский С. И. Применение морфометрического метода для анализа некоторых тектонических структур левобережья Украины. В кн. Морфометрия. метод при геол. исслед. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963.

Приходский С. И., Герванов И. Г. О геоморфологическом отражении районов размещения максимумов абсолютно свободных дебитов газа на Шебелинском месторождении. Мат-лы Харьковск. отд. Геогр. о-ва СССР. Изд. Харьковск. ун-та, 1964.

Проблемы поверхностей выравнивания (сб. статей под ред. И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова). М., Изд-во АН СССР, 1964.

Проничева М. В. Поверхности выравнивания Подуральского плато и значение их изучения для целей нефтепоисковых работ. В кн. Геоморфол. и новейшая тектоника Волго-Ур. обл. и Южн. Урала. Уфа, 1960.

Проничева М. В. Поверхности выравнивания Подуральского плато и значение их изучения для целей нефтепоисковых работ. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964.

Рагозин Л. А. О геоморфологическом проявлении тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Тр. 2 Всесоюз. геогр. съезда, т. 2, М., 1948.

Рагозин Л. А. Геоморфологические признаки проявления погребенных тектонических структур в Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 10, 1960.

Радкевич Е. А. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. В сб. Пробл. тектонофиз. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Разумова В. Н., Херасков М. П. Геологические типы кор выветривания. ДАН СССР, т. 148, № 6, 1963.

Раскатов Г. И. и др. О соотношении тектонических структур фундамента и чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы. Тр. межобл. геол. совещ. Воронеж, 1965.

Решение совещания по классификации платформенных структур (март 1963). Л., ВНИГРИ, 1963.

Ржаницын Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометеониздат, 1960.

Рихтер Г. Д. Орографические районы Кольского полуострова. Тр. ин-та физ. геогр., вып. 19, 1936.

Рождественский А. П. О геоморфологии и новейшей тектонике юго-западной части Башкирии. В сб. Вопр. геол. вост. окраины Русской платформы и Южн. Урала, вып. 1. Уфа, Изд. Башк. фил. АН СССР, 1958.

Рождественский А. П. Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба. Тр. Уфимск. совещ. по геоморфол. и неотектонике Волго-Ур. обл. и Южн. Урала (20—22 мая 1959). Уфа, Изд. Башк. фил. АН СССР, 1960.

Рождественский А. П. О неотектонических платформенных структурах и методике их изучения. В сб. Вопр. методики изучения новейших тектонич. движений Волго-Ур. обл. Казань, 1965.

Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. К оценке современных тектонических движений Волго-Уральской области. В кн. Мат-лы по геоморфол. и новейшей тектонике Урала и Поволжья, № 1. Уфа, 1962.

Рождественский А. П. и др. О некоторых картографических методах изучения новейшей тектоники. В сб. Морфометрич. метод при геол. исслед. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.

Розанов Л. Н. О связи излучин Волги и Камы с новейшими движениями земной коры. Нов. нефт. техн., сер. геол., вып. 5, 1955.

Розанов Л. Н. и др. Тектоническое районирование и новейшие движения Нижнего Поволжья. Тр. ВНИИНГ, вып. 3, 1964а.

Розанов Л. Н. и др. Новейшие тектонические движения и распространение газонефтяных месторождений Волго-Уральской области. Пробл. неотектоники. Тез. докл. Изд-во МГУ, 1964б.

Романов А. А. Отражение новейших тектонических движений в рельефе (Саратовское Заволжье). Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, 1955.

Рыжов П. А. Геометрия недр. М., Недра, 1964.

Сементовский В. Н. Закономерности морфологии платформенного рельефа. Изд. Казанск. ун-та, 1963.

Сементовский В. Н. Изогипсометрия в применении к созданию обзорных карто-схем рельефа. Уч. зап., том 124, кн. 4. Вопросы геоморфол. Средн. Поволжья. Изд-во Казанск. ун-та, 1964.

Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1959.

Сетунская Л. Е. Карта падений рек Приволжской возвышенности и ее тектоническая интерпретация. Тр. Уфимск. совещ. по геоморфол. и неотектонике Волго-Ур. обл. и Южн. Урала. Уфа, 1960.

Синюгина Е. Я. Применение аэрофотоснимков при изучении некоторых особенностей рельефа Патомского нагорья. Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1960.

Скарятин В. Д. Классификация трещин и применение аэрофотосъемки и некоторых других методов при изучении трещиноватости горных пород. Тр. 2 Всесоюз. совещ. по трещинным коллекторам нефти и газа. Недра, 1965.

Смехов Е. М. Современное состояние проблемы трещинных коллекторов. Там же.

Смульский П. Я., Хручкий С. Ф. Некоторые вопросы взаимосвязи дизъюнктивных нарушений и мерзлотно-геологических явлений на примере Алданского горнопромышленного района. В сб. Мерзлотн. исслед., вып. 4. Изд. МГУ, 1964.

Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Соболев С. С., Садовников П. Ф. Карта глубин главнейших базисов эрозии СССР. Почвоведение, № 2, 1953.

Соколов Н. И. К вопросу о влиянии тектонической трещиноватости на инженерно-геологические свойства пород. В сб. Инж.-геол. свойства пород и методы их изучения. М., Географиз, 1962.

Соколовский Н. Л., Волков Н. Г. Опыт применения геоморфологических методов при поисках нефти и газа на Украине. Тез. докл. по применению геоморфол. методов при нефтегазопоисковых работах. Изд. АН СССР, 1964.

Соколовский Н. Л., Волков Н. Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, Наукова думка, 1965.

Солицев Н. А. О морфологии природного ландшафта. В сб. Вопр. геогр., вып. 16, 1949.

Сочава В. Б. Новейшие вертикальные движения земной коры и растительный покров. Землеведение, т. 3, 1950.

Спжарский Т. Н. Тектоника. Сибирская платформа. В кн. Геол. строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Субботин А. И., Дыгалов В. С. Исследование просачивания воды в талую и мерзлую почву. Тр. Центр. ин-та прогнозов, вып. 117, 1963.

Суходольский С. Е. Некоторые особенности разгрузки подземных вод в южной Якутии. Тр. 2 совещ. по подземн. водам и инж. геол. Вост. Сибири, вып. 4, Иркутск, 1960.

Сычева-Михайлова А. М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. Сов. геол., № 9, 1958.

Сычева-Михайлова А. М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау и южной части Башкирского антиклинория. В Сб. Складчат. деформ. земн. коры, их типы, механизм образования. АН СССР, 1962.

Тезисы докладов совещания по применению геоморфологических методов при нефтегазопоисковых работах. Геоморфол. комис. АН СССР, М., 1964.

Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум геоморфологической комиссии). Новосибирск, 1965.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 1. Л.—М., ОНТИ, 1934.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 2. М.—Л., Госгеолпиздат, 1941.

Тетяев М. М. Движения земной коры. (Конспект лекций, прочитанных проф. М. М. Тетяевым в 1955). Изд. ЛГИ, 1962.

Тимофеев Д. А. К проблеме происхождения формы речных долин (на примере речных долин южной Якутии). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1962.

Тихонов А. Н., Буланже Ю. Д. Об осреднении гравиметрических полей. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 9, № 3, 1945.

Трескинский С. А. К вопросу о развитии поверхностных водотоков. В сб. Землеведение. БМОИП, нов. сер., т. 2, 1948.

Туголесов Д. А. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1952.

Успенская Н. Ю., Табасаранский З. А. Нефтегазоносные провинции СССР. М., Недра, 1966.

Фердман Л. И. Опыт составления карты изодоф в целях изучения неотектоники Норильского района Красноярского края. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1965.

Философов В. П. Порядки долин и их использование при геологических исследованиях. Науч. ежегодник Саратовск. ун-та, 1959.

Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.

Философов В. П. Некоторые теоретические вопросы морфометрического метода выявления тектонических структур. В сб. Морфометрич. метод при геол. исслед. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.

- Философов В. П., Зайонц В. Н., Черняев Ю. В. Результаты применения морфометрического метода для выявления тектонических структур в юго-западной части Оренбургской области. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Философов В. П., Мельников Е. П. О связи направлений речных долин с тектоническими трещинами в бассейне среднего течения р. Нижней Ослянки. Мат-лы 1 Межвед. совещ. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Философов В. П., Черняев Ю. В. Применение морфометрического метода для выявления разрывных нарушений и блоковой тектоники в складчатых областях. В сб. Морфометрич. метод. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Философов В. П., Шапошников В. М. Методика составления и интерпретации морфометрических карт слабо расчлененных территорий на примере Восточного Предкавказья. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963.
- Филькин В. А. Опыт применения картографического метода для изучения тектонической обусловленности гидрографической сети (на примере Донбасса). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1965.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1965.
- Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хайн В. Е. Новейший тектонический этап развития земной коры и его отношение к более ранним этапам. Пробл. неотектоники (тез. докл. совещ. в Москве, май 1964). М., 1964а.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М. Недра, 1964б.
- Хайн В. Е., Лошадзе М. Г. О молодых подвижках по древним разломам на западном Кавказе и их влияние на гидрографическую сеть. Изв. вузов, Геол. и разв., № 8, 1959.
- Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. ИЛ, 1948.
- Хруцкий С. Ф. Особенности тектонических нарушений и связь их с многолетнемерзлыми породами. Вестн. МГУ, сер. геогр., 5, № 3, 1964.
- Худяков Г. И. К проведению ускоренных структурно-геоморфологических исследований в Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 7, 1961.
- Худяков Г. И. Об элементах тектонической интерпретации некоторых морфометрических показателей рельефа Центральной части Западно-Сибирской низменности. В сб. Морфометрич. метод при геол. исслед. Изд-во Саратовск. ун-та, 1963.
- Худяков Г. И. Структурно-морфометрический метод изучения новейших тектонических движений в условиях Западно-Сибирской низменности. Геогр. сб., вып. 8. Изд. Львовск. ун-та, 1964.
- Цян Цзунци, Скарятин В. Д. Опыт исследования трещиноватости карбонатных пород Дагестана с использованием аэрофотоснимков. Изв. вузов, геол. и разв., № 10, 1962.
- Цыганков А. В. Опыт применения картографических и других геоморфологических методов для выявления локальных структур в Волгоградском Поволжье. В сб. Морфометрич. метод при геол. исслед. Изд. Саратовск. ун-та, 1963.
- Цыганков А. В., Алешин В. М. Поверхности выравнивания Волгоградского Поволжья. В кн. Пробл. поверхностей выравнивания. М., Наука, 1964.
- Чазов Б. А. Некоторые данные о классификации природных ландшафтов Русской равнины и Урала (в пределах Пермской области). Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 23, вып. 3, 1963.
- Чарушин Г. В. О региональных системах тектонических разрывов Сибирской платформы. Тез. докл. Совещ. по геол., строит. и минеральн. ресурсам Сиб. платформы, вып. 1. Иркутск, 1959.
- Чарушин Г. В. Изучение тектонической трещиноватости осадочных пород на Сибирской платформе. В сб. Пробл. тектонофизики. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Чарушин Г. В. О связи гидросети и тектоники в Иркутском амфи-театре. Изв. ВГО, т. 92, вып. 5, 1960б.

Ченцов В. Н. Морфометрические показатели на геоморфологической карте мелкого масштаба. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 39, 1948.

Чернышева З. С. Типы продольных профилей рек и новейшие тектонические движения (на примере Среднего Заволжья). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1960.

Черский И. Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, т. 12, № 4—5. Иркутск, 1881.

Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 14, вып. 5, 1950.

Чижова Н. Г. О роли разломов в формировании рельефа Полярного Урала. Тр. ВСЕГЕИ, т. 86, 1962.

Шаблинская Н. В. К методике тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Геол. нефти и газа, № 1, 1961.

Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. М., Прогресс, 1964.

Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, сер. геол., № 55, 1951.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.

Швыряева А. М. О перспективности ландшафтно-геоботанического дешифрирования при обнаружении поверхностных проявлений скрытых солянокупольных структур в северном Прикаспии. Тез. докл. совещ. по применению геоморфол. методов при нефтегазописковых работах. М., Изд. АН СССР, 1964.

Шринов Н. Ш. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа. Изв. АН СССР, сер. геол.-геогр. наук и нефти, № 1, 1962.

Шолохов В. В. Отражение глубинных нарушений в геоморфологическом облике Устюрта. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8, 1963.

Шубина Н. Г., Аристархова Л. Б. Методика восстановления «первичного» тектонического рельефа по топографической карте. Вестн. МГУ, № 2, 1965.

Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Межд. Докл. сов. геол. на 22 сесс. МГК. Пробл. 4. М., 1964.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. Изд. МГУ, 1960.

Эз В. В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой. В сб. Складчатые деформации земной коры и их типы. Изд-во АН СССР, 1962.

Эйхвальд Э. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении России. Спб., 1846.

Allingham J. W. Geology of the dodgeville and mineral point quadrangles Wisconsin. Geol. surv. bull., 112350, US Geol. pr. office, Wash., 1963.

Auden J. B. Erosional patterns and fracture zones in peninsular India. Geol. mag., vol. 88, № 2, 1951.

Bankwitz P. Über Klüfte. Beobachtungen im Thüringischen Schiefergebirge. Geol. J., 14, H. 3, 1965.

Berryhill H. L. Geology of the Ciales quadrangla, Puerto-Rico. Geol. surv. bull. 1184, Wash., 1965.

Billings M. P. Structural geology. Prentice-Hall, N. Y., 1954.

Black R., Barksdale W. Oriented lakes of Northern Alaska. Geol., vol. 57, № 2, 1949.

Blanchet P. H. Development of fracture analysis as exploration method. B. A. A. P. G., vol. 4, № 8, 1957.

Blienx Ch. Photogeology in gulf coast exploration. B. A. A. P. G., vol. 33, № 7, 1949.

Brown C. W. Comparison of joints, faults and airphoto linears. B. A. A. P. G., vol. 45, № 11, 1961.

Burnett J. L. Fracture traces in the Tuscan formation, Northern California. Spes. rept. Calif. div. mines a. geol., № 82, 1963.

- Carson C. E., Hussey K. M. The oriented lakes of Arctic Alaska. *Geol.*, vol. 70, № 4, 1962.
- Gilbert G. K. Postglacial Joints. *Amer. Sci.*, 3-d ser., vol. 23, 1882.
- Gross W. H. A statistical study of topographic linears and bedrock structures. *Geol. ASS. Canada proced. ngs*, vol. 4, 1951.
- Harris I. E. a. o. Отношение деформационных трещин, возникающих в осадочных породах к региональным и местным структурам. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 44, № 12, 1960.
- Henderson G. Air-photo lineaments in Mpanda area western province, Tanganyika, Africa. *В. А. А. Р. Е. С.*, vol. 44, № 1, 1960.
- Hettner. *Der Gebirgsbau der Sächsischen Schweiz. Forsch zur dtsh. Landes*, Bd. 2, T. 4. Stuttgart, 1887.
- Hills E. S. Outlines of structural geology. Methuen and Co. Ltd., 1953.
- Hodgson R. A. Reconnaissance of jointing in Bright Angel area, Grand Canyon, Arizona. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 45, № 1, 1961.
- Hodgson R. A. Genetic and geometric relations between structures in basement and overlying sedimentary rocks, with examples from Colorado plateau and Wyoming. *BAAPG*, vol. 49, № 7, 1961.
- Hodgson R. A. Regional study of jointing in comb ridge-Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 45, № 1, 1961.
- Judson S., Andrews G. W. Pattern and form of some valleys in the driftless area Wisconsin. *Geol.*, vol. 63, № 4, 1956.
- Kupsch W. O., Wild J. Lineaments of Avonlee area, Saskatchewan. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 42, № 1, 1958.
- Lattman L. H. Technique of mapping geologic fracture traces and lineaments on aerial photographs. *Photogramm. Engang*, vol. 24, № 4, 1958.
- Lattman L. H. Geomorphology new tool for finding oil. *Oil. a. gas*, vol. 57, № 18, 1959.
- Lattman L. H. a. o. Geological significance of fracture traces. *Photogramm. Engang*, vol. 27, № 3, 1961.
- Lattman L. H., Olive W. W. Solution — wide joints in Trans-Pecos, Texas. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 39, № 10, 1955.
- Lattman L. H., Nickelson R. P. Photogeologic fracture trace mapping Appalachian plateau. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 42, 1958.
- Lattman L. H., Segovia A. V. Analysis of fracture trace pattern of Adak and Kagalaska island, Alaska. *В. А. А. Р. Г.*, vol. 45 № 2, 1961.
- Lathram E. H. и др. Reconnaissance geology of Admiralty Island Alaska. *Geol. surv. bull.*, 1481. Wash., 1965.
- Lyczewska J. Rozpoznawanie kierunkow tektonicznych podlza glebszego na postawie dislokacji utworow mlodokenozoicznych. *Nafta*, vol. 18, № 10, 1962.
- Mackay L. R. Notes on oriented lakes of the Liverpool beny area Northwest territories. *Rev. Canad. de geogr.*, vol. 11, № 4, 1956.
- Martel F. A. *Nouveai traite des egux souterraines*. Paris, 1921.
- Melton F. A. Aerial photographs and structural geomorphology. *Geol.*, vol. 67, № 4, 1959.
- Miller V. L. Photogeologic leads can be deceptive. *World oil*, 152, № 5, 1961.
- Mollard J. R. Aerial mosaics reveal fracture patterns on surface materials in southern Saskatchewan and Manitoba. *Oil in Canada*, vol. 9, № 40, 1957.
- Panzer W. Talrichtung und Gesteinsklüfte. *Petterm. Mitt.* 7/8 H. 1923.
- Parker Y. M. Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 53, 1942.
- Plafker G. Oriented lakes and lineaments in northeast Bolivia. *Geol. soc. Amer. bull.*, vol. 75, № 6, 1964.
- Salli I. О взаимоотношениях направлений трещин и сдвигов фундамента в средней части северной Финляндии. *Geol.*, vol. 10, № 1, 1958.
- Shawe D. R. Possible wind — erosion origin of linear scarps on Sage plain, SW Colorado. *Geol. surv. res.*, 1963.

S o l o m o n W. Die Bedeutung des Pliozens für die Morphologie südwestdeutschlands sitzber. d. Heidelberg Akad. B. X. A, 1919.

S p e n c e r - J o n e s D. Joint patterns and their relationship to regional trends. *J. Geol. soc. Austral.*, vol. 10, № 2, 1963.

S t r a h l e r A. N. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landform. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 69, № 3, 1958.

W e s t W. D. The line of the Narbada and Son valleys. *Current sci.*, № 4, vol. 31, 1962.

W h i t e E. M. Drainage alignment in western South Dacota. *Amer. sci.*, vol. 259, № 3, 1961.

W h i t e D. E. a. o. Rocks szruxture and geologie history of steambiat springs thermal area, Nachol county Nevada. *Geol. saw. prof. paper.*, 458-B. Wash., 1964.

W i l s o n J. T. Some aspects of geophysics in Canada with special reference to structural research in Canadion Shield. *Amer. geophys. union tz.*, vol. 29, 1948.

W u n d t W. Aufrib und Crundrib der Flus läufe. Vom physikalischen Standpunkt aus betrachtet. *Z. Geomorphol.*, 6, № 2, 1962.

Исаак Германович Гольбрайх, Владислав Васильевич Забалуев,
Александр Николаевич Ласточкин, Георгий Рахменович Миркин,
Иосиф Викторович Рейнин

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
ТЕКТониКИ ЗАКРЫТЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Бедущий редактор *А. Н. Павлов*. Технический редактор *И. Г. Сидорова*
Корректор *В. Н. Михалевич*

Сдано в набор 23/1 1968 г. Подписано к печати 20/V 1968 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 9¹/₂. Усл. л. 9,5. Уч.-изд. л. 10,55.
Индекс 1—4—1—Л. Тираж 1800 экз. М-18207.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.
Заказ № 1541. Договор № 61.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета
по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 76 коп.

76 рол.

5362