

А.Н.ЛАСТОЧКИН

**СТРУКТУРНО-  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
НА ШЕЛЬФЕ**



А. Н. ЛАСТОЧКИН

551.4

СТРУКТУРНО-  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
НА ШЕЛЬФЕ

2496



Ленинград  
«Недра»  
Ленинградское отделение  
1978



Ласточкин А. Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., «Недра», 1978. 247 с.

В книге дано теоретическое обоснование методов морских структурно-геоморфологических исследований, проанализированы основные факторы рельефообразования на шельфе: тектонические движения, экзогенные процессы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и механизм их взаимодействия. В неотектогенезе выделены унаследованная и автономная составляющие, определена их роль в формировании современного структурного плана, предложено новое определение понятия «морфоструктура», рассмотрены закономерности пространственного проявления тектонических движений в рельефе и структуре осадочного чехла. Выделены две стадии абразионно-аккумулятивного выравнивания рельефа, сформулированы геоморфологические следствия эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Установлено, что выровненность подводных поверхностей связана с продолжительностью их пребывания в зоне волнового воздействия и определяется соотношением скоростей плиоцен-четвертичных трансгрессий и дифференцированных движений, и прежде всего знаком последних.

Большая часть книги посвящена методическому аппарату геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей шельфа: структурно-геоморфологическим и картометрическим исследованиям, анализу новейших и современных осадков. Изложены принципы составления и рассмотрено содержание геоморфологических карт шельфа — основы его морфоструктурного анализа, сформулированы задачи, виды и приемы картометрических исследований в комплексе геолого-геоморфологических методов, предложены методики раздельной количественной оценки субазальной расчлененности и уклонов подводной поверхности, определения морфологических особенностей рельефа с использованием статистических методов, «анизотропных» преобразований рельефа с применением вытянутых палеток.

Разработаны морфометрический метод количественной оценки рельефообразующих движений, основанный на анализе расчлененности и уклонов рельефа шельфа, и метод анализа деформаций отличительных линий — линий экстремальных уклонов и перегибов выровненных подводных склонов, фиксирующих определенные моменты в ходе плиоцен-четвертичных трансгрессий. Рассмотрены признаки геоморфологического выражения разрывных нарушений и пликтивных структур как в прибрежной зоне, так и за ее пределами, принципы морфоструктурного картирования и неотектонические условия формирования и размещения залежей нефти и газа на шельфе.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геоморфологов и географов, ведущих исследования на шельфе и прилегающих к нему платформенных равнинах суши.

Табл. 4, ил. 50, список лит. 233 назв.

## ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая вниманию читателей книга А. Н. Ласточкина является первой большой работой, посвященной рассмотрению методики морфоструктурного анализа шельфа и включающей в себя широкий круг теоретических вопросов современной геоморфологии. К таким вопросам относятся представление об унаследованной и автономной составляющих неотектогенеза, предлагаемое автором книги принципиально новое определение термина «морфоструктура», развитие идей о проявлении в рельефе волнообразных деформаций земной коры, выявление геоморфологических следствий эвстатических колебаний уровня Мирового океана не только по отношению к подводному, но и к надводному современному рельефу. В книге подвергнуты существенной ревизии и такие, казалось бы, незыблемые положения геоморфологии, как учение об антагонизме и количественной соразмерности эндогенных и субэаральных экзогенных рельефообразующих процессов.

Учитывая и вместе с тем критически осмысливая опыт морфоструктурного анализа суши, А. Н. Ласточкин направил свои усилия прежде всего на выяснение механизма взаимодействия рельефообразующих процессов на шельфе, без чего, конечно, было бы невозможно создание методов морских структурно-геоморфологических исследований. При этом автор предпринял попытку определить достаточно четко границы применения морфоструктурного анализа в целом и каждого из его методов в отдельности. Подобное обстоятельство выгодно отличает данную работу от многих других, где возможности структурно-геоморфологических исследований представляются чуть ли не безграничными. Достоинство книги заключается также в том, что в ней строго сформулированы условия применения как известных и широко распространенных, так и вновь пред-

лагаемых автором морфометрических методов. А это в свою очередь в значительной мере снижает их основной недостаток — формализм в построении и структурно-тектонической интерпретации морфометрических карт.

А. Н. Ласточкин не только пытается унифицировать методический аппарат морфоструктурного анализа (в частности, четко формулирует его два основных методических направления), но также предлагает ряд принципов и методов анализа морфоструктурных построений.

Актуальность и своевременность выхода в свет данной книги определяются еще довольно слабой геолого-геофизической изученностью шельфа при наличии обширных и на многие его территории детальных гидрографических материалов. Между тем, как убедительно показывает автор, морфоструктурный анализ гидрографических материалов представляет счастливую возможность в наиболее краткие сроки и при весьма незначительных затратах выявить участки и зоны шельфа, наиболее перспективные для поисков и разведки различного рода месторождений полезных ископаемых. Поэтому морфоструктурный анализ рельефа шельфа должен предшествовать проведению традиционных геофизических и геологоразведочных исследований, ибо учет его данных почти всегда позволит организовать такого рода исследования на меньших площадях и с наибольшим экономическим эффектом. Иными словами, так же как и для суши, на шельфе морфоструктурный анализ его рельефа является по многим показателям высокоэффективным экспресс-методом геологических исследований и заслуживает наилучших рекомендаций.

Особое место в книге занимает последний раздел, в котором А. Н. Ласточкин развивает сформулированные им в другой работе\* суждения о существенной роли новейших тектонических движений земной коры в размещении и формировании нефтяных и газовых залежей в недрах шельфа. Вполне понятно, что эта тема имеет весьма осязаемое практическое значение.

Конечно, в книге имеются и дискуссионные места. Вряд ли, например, можно согласиться с представлениями автора относительно палеогеографии антропогена Западной Сибири,

---

\* А. Н. Ласточкин. Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. Л., «Недра», 1974. 68 с.

некритически заимствованными из ошибочной гипотезы некоторых антигляциалистов. Спорными представляются и утверждения относительно подъема уровня Мирового океана во время раннеантропогеновой трансгрессии на 200 м относительно его современного уровня. Но поскольку эти и некоторые другие положения автора непринципиальны для раскрытия основной темы книги, то ими можно пренебречь.

Как отмечалось выше, основное в книге — это квалифицированное освещение многих проблем выявления строения и путей формирования рельефа шельфа, что помимо всего прочего не может не способствовать дальнейшему развитию многих сторон геоморфологии как науки.

Книга А. Н. Ласточкина не является сводкой в полном смысле этого слова. В основном в ней описаны результаты применения оригинальных методических разработок самого автора, а также теоретически обоснованы предпринятые им структурно-геоморфологические методы исследований шельфа. Таким образом, будучи в определенной степени новаторской, она может служить ценным методическим руководством по применению морфоструктурного анализа рельефа шельфов. Новаторский характер рассматриваемой работы определяется тем, что в ней присутствуют новые идеи теоретического и методического плана, четко изложены позиции самого автора по многим, в том числе и достаточно дискуссионным, вопросам геоморфологии и морской геологии.

Заведующий кафедрой структурной и морской геологии Ленинградского горного института профессор *П. С. Воронов*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Морфоструктурный анализ (или структурно-геоморфологические исследования), являясь прикладным направлением геоморфологии, основывается на теоретических положениях этой науки о ведущей роли тектонических движений в формировании рельефа земной поверхности [45—47, 53, 89, 131, 139, 150, 160, 194, 213 и др.]. Бурное развитие методических [33, 137, 139, 142, 167, 170, 197, 201 и др.] и региональных [4, 43, 48, 53, 95, 110, 140, 171, 204 и др.] структурно-геоморфологических исследований в последние десятилетия связано главным образом со все возрастающим за это время объемом нефтегазопромысловых работ. Если еще в 30-е годы использование некоторых геоморфологических критериев при нефтегеологическом районировании (И. М. Губкин, И. О. Брод) и выделении структур осадочного чехла (И. О. Брод) носило единичный характер, то сейчас структурно-геоморфологическими исследованиями охвачены практически все нефтегазоносные бассейны СССР на суше.

В настоящее время в СССР и за рубежом поиски углеводородных скоплений начали активно проводиться во многих шельфовых областях, которые в ближайшей перспективе явятся основными объектами геологоразведочных работ на нефть и газ. В этой ситуации очевидна актуальность разработки и применения на шельфе морфоструктурного анализа, входящего в комплекс первоочередных нефтегазопромысловых исследований.

Если морфоструктурный анализ на суше осуществляется сейчас в результате использования обширного арсенала методических приемов и модификаций, то методику структурно-геоморфологических исследований шельфа нельзя считать разработанной, хотя региональные исследования в этом направлении проводятся на обширных площадях [32, 36, 42, 43, 52, 54, 79, 91, 95, 126, 170, 204, 219 и др.]. В морфоструктурном анализе шельфа до сих пор основное внимание обращается на определение морфографических признаков тектонических движений разного знака и на анализ их взаимодействия с гидродинамическими процессами в прибрежной зоне [20, 43, 60, 67, 71—73, 80, 81, 102, 94, 117, 122, 145, 148, 149, 155, 156, 173 и др.]. В более глубоководных районах структурно-геоморфологические исследова-

дования ориентируются на выделение явно (орографически) выраженных морфоструктур и активных структур [32, 52, 78, 204, 219 и др.], в то время как более распространенные на шельфе неявные морфоструктуры (см. § 2) находятся за пределами возможностей морфоструктурного анализа. Не разработана пока методика извлечения структурно-тектонической информации из богатейших и (на многие районы) детальных гидрографических материалов. Единственный метод морфоструктурного анализа, который создан применительно к районам шельфа, расположенным батиметрически ниже современной прибрежной зоны, — это метод выявления и определения деформаций подводных террас [170].

При разработке и применении методов морфоструктурного анализа на шельфе следует шире использовать результаты методических исследований на суше и учитывать то, что во многих шельфовых областях подводный рельеф сохранил частично или полностью свои субаэральные черты, приобретенные им в регрессивные этапы развития Мирового океана. Опыт проведения структурно-геоморфологических исследований на суше свидетельствует о том, что наиболее эффективными являются теоретически обоснованные методы морфоструктурного анализа. Приемы и методы, базирующиеся лишь на эмпирически установленных связях между рельефом и тектоническими движениями (активными структурами), часто имеют сугубо местное значение и характеризуются низкой эффективностью. Отсюда вытекает необходимость изучения механизма взаимодействия рельефообразующих процессов и проявления в рельефе шельфа тектонических движений и активных структур.

Результаты структурно-геоморфологических исследований на суше показали, что морфоструктурный анализ в деле прогноза геологических структур характеризуется различной успешностью — от нулевой в одних районах и до очень высокой в других. Вместе с тем выявилась новая практически важная область применения морфоструктурного анализа во всех нефтегазоносных провинциях, которая заключается в оценке неотектонических условий формирования и размещения залежей нефти и газа. В связи с этим следует по возможности четко очертить границы использования методов морфоструктурного анализа при решении различных задач нефтяной геологии, что обеспечит более обоснованные прогнозы геологической структуры и нефтегазоносности шельфа.

Так же как и для суши, морфоструктурный анализ шельфа необходимо проводить в комплексе с изучением рельефообразующих отложений, на основе разработанных (и зафиксированных на геоморфологической карте) представлений о возрасте, генезисе и морфологии подводного рельефа с применением современных методов картометрических исследований. Весь этот комплекс геолого-геоморфологических исследований рельефа и

рельефообразующих отложений представляет собой единое целое и в нефтегазоносных областях шельфа направлен на решение следующих задач: выделение пликативных и разрывных структур и определение неотектонических критериев нефтегазоносности.

Морфоструктурный анализ, нацеленный на выявление пликативных структур и оценку новейших движений, проводится по двум принципиально отличным друг от друга методическим направлениям. Одно из них заключается в анализе форм и элементов морфоскульптуры и основано на том, что, хотя своим созданием они обязаны экзогенным процессам, интенсивность и особенности последних в значительной мере контролируются тектоническими движениями. При этом направленность и интенсивность движений оцениваются в результате как комплексного качественного изучения всей совокупности признаков проявления в морфоскульптуре, морфологии и других особенностях рельефа тектонических опусканий и поднятий (морфографический анализ), так и изучения отдельных количественных характеристик морфоскульптуры и морфологии рельефа (морфометрический анализ). Другое направление состоит из различных способов исключения рельефообразующего эффекта экзогенных (в основном эрозионных) процессов и реконструкции тектонически обусловленных форм рельефа путем оценки деформаций поверхностей выравнивания и анализа гипсометрии водоразделов. Одновременно с этим применяется комплекс методических приемов изучения линейных морфоструктур (линеаментов) и прогноза разрывных нарушений. Морфоструктурный анализ шельфа также следует развивать по данным направлениям, учитывая специфику волновых процессов, эвстатические колебания уровня моря и особенности взаимодействия этих факторов с тектоническими движениями.

Отмеченные выше обстоятельства определили цель настоящей работы, которую автор видит в творческом использовании накопленного опыта проведения морфоструктурного анализа на суше, теоретическом обосновании, разработке и определении границ применения его методов в комплексе геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей шельфа. Изложенные в книге результаты разработанных автором и использованных методов геолого-геоморфологических исследований шельфа получены с помощью товарищей по работе во Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ВНИГРИ): Б. Г. Федорова, А. Г. Зинченко, Л. И. Жуковой, Г. Ф. Трубниковой, Л. П. Аксеновой, которым автор выражает искреннюю признательность.

## ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ШЕЛЬФА

### 1. ТЕКТНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ, СТРУКТУРЫ И МОРФОСТРУКТУРЫ

В каждый момент геологической истории границы шельфовых зон определялись контурами областей тектонических опусканий и гипсометрическим положением уровня Мирового океана относительно континентальных плит. Современные шельфы приурочены в основном к областям новейших погружений, наложенным на гетерогенную основу разновозрастных складчатых и платформенных структур или отражающим в рельефе унаследованно развивающиеся отрицательные структуры древнего заложения. В том и другом случаях шельфы по тектоническому строению являются подводными продолжениями структур суши и ничем принципиально от нее не отличаются. Это дает нам основание экстраполировать в их пределы представления о рельефо- и структурообразующей роли тектонических движений и о закономерностях их пространственного проявления, выработанные в основном на платформенных равнинах суши.

#### 1. Рельефо- и структурообразующая роль тектонических движений

Геоморфологические представления о структурах и тектонических движениях как эндогенных факторах рельефообразования впервые были сформулированы В. М. Дэвисом [62] в его известной триаде: структура — процесс — стадия. В качестве эндогенного фактора В. М. Дэвис рассматривает сформированную, «готовую», геологическую структуру, ее пассивное участие в развитии рельефа. В. Пенк [160] на это место ставит не структуру, а тектонические движения, правильно отмечая, что «структура и рельеф — это различные результаты движения земной коры». В отечественной литературе общепринятой позиции по данному вопросу не существует. По Н. И. Николаеву [150], внутренние рельефообразующие процессы слагаются из пассивного воздействия на рельеф геологической структуры и активного

проявления тектонического движения. Вслед за И. П. Герасимовым [45] большинство исследователей геологическую структуру рассматривают не как статичный субстрат, а как фактор, активно взаимодействующий с экзогенными силами в процессе рельефообразования. Однако при этом под эндогенным фактором часто понимают только неотектоническую активность разных по времени заложения и развития структур и понятия «тектонические движения» и «тектонические движения геологических структур» используют в качестве синонимов [48, 168 и др.]. При такой постановке вопроса исключается возможность геоморфологического проявления каких-либо других движений, не связанных с ранее возникшими структурными формами, а сами структуры определяются как источник, а не как следствие движений. Подобные представления об эндогенном факторе рельефообразования отразились в еще недавно господствующей точке зрения о полной унаследованности неотектонических движений от доновейших, сформировавших основные черты структуры платформенного чехла. Следствием этого, в частности, явилось преувеличение возможностей структурно-геоморфологических методов для обнаружения пликативных структур в ряде нефтегазоносных областей.

В настоящее время идея об унаследованных движениях (неотектонической активности структур доновейшего заложения) как о единственном эндогенном факторе рельефообразования теряет свою силу под воздействием многочисленных фактов об отсутствии прямой связи между морфоструктурными и неоструктурными образованиями, с одной стороны, и древними структурами — с другой. А. П. Рождественский [171] объясняет это различиями структурного и геоморфологического выражения древних и новейших движений и считает, что первые проявлялись только в изгибах слоев, а вторые — только в изменениях рельефа. Однако результаты сопоставления карт фаций с картами мощностей (или палеоструктурными картами) для различных отрезков геологического времени также свидетельствуют о частом плановом несоответствии древних структур и морфоструктур. Именно это обстоятельство приводит к другой крайности — к полному отрицанию унаследованной составляющей в тектогенезе и к рассмотрению тектонических движений каждого временного диапазона как автономных (неунаследованных) подвижек, независимых от движений в предшествующие отрезки геологического времени [154]. При этом в работе [154] отмечается, что «новые и новейшие рельефообразующие движения развиваются независимо от предшествующего тектонического плана».

Против этого положения свидетельствуют многочисленные факты неотектонической активности разнопорядковых структур древнего заложения, оценка которой является составной частью определения тектонических критериев нефтегазоносности [114, 154, 181 и др.]. Унаследованное развитие надрегionalных

структур (Западно-Сибирская плита, Уральский кряж и т. д.) в новейший тектонический этап ни у кого не вызывает сомнений. Средний прирост амплитуд региональных структур, например, на территории юга СССР в новейшее время оценивается в 50% от их общей амплитуды [181]. Так как длительность неотектонического этапа составляет лишь 20% от продолжительности всего времени формирования этих дислокаций, то следует признать несомненное преобладание в неотектогенезе этой территории (на уровне региональных структур) унаследованной составляющей. Приросты более мелких структур в новейшее время в среднем характеризуются меньшими значениями, которые, однако, колеблются от единиц до многих десятков процентов [111, 114, 139], показывая широкий диапазон изменения доли неотектонических движений в формировании структур и структурных ловушек нефти и газа.

Таким образом, в оценке структурообразующей роли неотектонических движений определились две тенденции. С одной стороны, наличие многих фактов, свидетельствующих об отсутствии прямой связи морфоструктур (и новейших структур) с древними структурами, обусловило переход от представлений о полной унаследованности новейших движений и повсеместном выражении в рельефе древних платформенных структур [48 и др.] к идее о территориальной ограниченности (зональности) прямых соотношений морфоструктур и древних структур [139] и далее ко взглядам о преобладании несовпадений форм рельефа с элементами геологической структуры и автономности неотектонических движений [154]. С другой стороны, по мере увеличения геологических материалов по нефтегазоносным областям укрепляются представления о значительной роли унаследованных неотектонических движений в формировании структурных форм доновейшего заложения [114, 154, 181 и др.]. Эти же материалы, свидетельствующие об унаследованном развитии большинства структур в различные отрезки доновейшего геологического времени, обусловили значительное расширение понятия «унаследованность», в первоначальном варианте означавшего лишь явление преемственности структурных черт складчатого основания при формировании структур платформенного чехла [217]. Под унаследованными структурами стали пониматься дислокации, унаследовавшие положение, знак и ориентировку в плане от форм залегания слоев любого предшествующего тектонического этапа. С этих позиций неотектоническую активность доновейшего заложения можно считать частным проявлением унаследованности движений.

Наличие данных, указывающих как на отсутствие, так и на существование связей между рельефом и древними структурами, требует признания в неотектогенезе двух равноправных составляющих: унаследованной и автономной. Такое разделение неотектогенеза, обычно непроводимое в морфоструктурных и нео-

тектонических исследованиях, осуществлялось в ряде классификаций тектонических движений. Автономной составляющей в разной степени соответствуют такие понятия, как «диктиогенез» (С. Н. Бубнов) и «колебательные» движения (М. А. Усов). Они противопоставляются понятиям: «тектонические» (С. Н. Бубнов), «складчатые» (М. А. Усов), «складкообразующие» или «ундуляционные» (Р. ван Беммелен) движения. На участие этих двух составляющих в формировании неоструктурного плана и современного рельефа указывалось Ю. А. Мещеряковым [139], который разделял движения на собственно тектонические и рельефообразующие. Названия данных типов движений (унаследованных и автономных в соответствии с используемой нами терминологией) отражают, по его мнению, направленность первых на формирование структуры осадочного чехла, а вторых — на развитие рельефа. И хотя такое противопоставление правомерно, следует отметить вслед за А. П. Рождественским [171], что тектонические движения этих категорий участвуют одновременно в формировании как рельефа, так и структуры платформенных равнин. Однако их структурное проявление резко отличается друг от друга. Длительная преемственность знака и хорологических особенностей подвижек дифференцированно развивающихся блоков фундамента обеспечивает унаследованным движениям максимальный структурообразующий эффект в осадочном чехле. Он определяется направленным («арифметическим») суммированием структурообразующих эффектов, проявившихся в короткие отрезки геологического времени. Именно поэтому унаследованные движения, несмотря на нередко слаби́нтенсивное проявление в короткие диапазоны времени (во многих районах меньшее, чем у автономных движений) и обусловленное этим менее четкое геоморфологическое выражение в древнем и современном рельефе, создают устойчивые и обычно необратимые впоследствии дислокации.

Эндогенный фактор рельефообразования не исчерпывается только унаследованной составляющей тектогенеза. Не менее контрастно в древнем и современном рельефе проявляются автономные движения. Структурообразующий эффект этой составляющей заключается в том, что в основном в верхней части осадочного чехла образуются изгибы слоев, не наследующих черты более древних структурных форм и обратимых в результате последующих автономных движений. В средней и нижней частях чехла эти движения проявляются в изменениях гипсометрического положения мелких структур (обычно без существенных изменений их морфологии), в создании перекосов, увеличении или уменьшении углов регионального падения слоев, превращении замкнутых структурных форм (осложняющих моноклинали и склоны) в полузамкнутые и наоборот. Созданные новообразования и искажения, будучи чаще всего кратковременными, взаимно уничтожаются в результате «алгебраического» сложения

с последующими деформациями, обусловленными движениями этой категории, за счет частой смены их направленности, изменения конфигурации и пространственного положения дифференцированно перемещающихся блоков фундамента.

Образуя в верхнем структурном этаже довольно контрастные структурные и морфоструктурные формы, автономные движения обычно не могут создать качественно новых форм залегания слоев — положительных и отрицательных структур в ниже расположенной толще чехла. Это объясняется обычным для плит уменьшением вверх по разрезу амплитуд конседиментационных структур вплоть до субгоризонтального залегания самых молодых горизонтов. В пределах последних вертикальные автономные подвижки блоков фундамента приводят к созданию принципиально новых наложенных структурных форм разного знака, в то время как в нижней и средней частях чехла структурообразующий эффект этих перемещений, по своей амплитуде значительно меньших, чем амплитуды ранее сформированных структур, сводится к их различным преобразованиям.

Доля участия автономных движений в формировании современной структуры увеличивается вверх по разрезу. В этом же направлении в связи с сокращением временного диапазона проявления движений соответственно уменьшается структурообразующая роль унаследованной составляющей. Значительная интенсивность автономных движений при определенных структурных условиях обуславливает создание не только наложенных, но и сквозных дислокаций.

Обе составляющие неотектогенеза чаще всего проявляются одновременно на одном и том же участке земной коры, где унаследованное развитие структур древнего заложения может протекать на фоне проявления автономных движений, определяющих образование новых наложенных форм в верхних горизонтах чехла и морфоструктур в современном рельефе, и наоборот. Многие четко выраженные в современном рельефе (т. е. активные в неотектонический этап) структуры доновейшего заложения развиваются внутри блоков земной коры, испытывающих одновременно с этим явно автономные неотектонические перемещения. Соотношения контуров и размеров автономно перемещающихся блоков и унаследованно развивающихся структур могут быть самыми разнообразными. Примерами таких соотношений могут служить на Западно-Сибирской плите одновременное новообразование наложенной новейшей структуры и морфоструктуры Сибирскоувальской гряды и унаследованное кайнозойское развитие в пределах этого же участка земной коры Сургутского свода, Пуровского желоба, Александровского мегавала и осложняющих их структур II и III порядков; на юге СССР — унаследованное неотектоническое развитие многих структурных форм Скифско-Туранской плиты и Альпийской складчатой зоны, кото-

рое протекает на фоне автономных отрицательных перемещений впадины Каспийского моря.

Таким образом, в современном рельефе и новейшем структурном плане одновременно проявляются автономные и унаследованные движения. Первые во многих районах могут играть значительно бóльшую рельефообразующую роль, чем вторые, создавая новообразованные формы в самой верхней части разреза и такие контрастные морфоструктуры, как Сибирские и Северные Увалы, Приволжская и Ставропольская возвышенности, плато Путорана, Березовский «материк» и др. Вторые, четко выражаясь в рельефе одних районов, не (слабо) проявлялись в рельефе других.

Проявление в современном рельефе неотектонически активных структур доновейшего заложения определяется теми факторами, которые способствуют увеличению доли унаследованной составляющей в пликативной и разрывной формах неотектогенеза.

Чем моложе пликативные структуры по времени заложения, тем более активны они в новейший этап своего развития. Это, в частности, подтверждается анализом доли неотектонических движений в развитии региональных структур доновейшего заложения на территории юга СССР [181]. Значения средних приростов амплитуд структур в неотектонический этап увеличиваются от древних платформ (4%) к молодым плитам (37%). Временной интервал проявления унаследованности в развитии структурных черт не превышает продолжительности геологического цикла (150—200 млн. лет) [217]. Поэтому на древних платформах вряд ли можно рассчитывать на неотектоническую активность пликативных структур, заложенных в начальные этапы формирования осадочного чехла.

Роль унаследованной составляющей увеличивается в тектогенезе в условиях длительных и непрерывных погружений на плитах и уменьшается при значительных перерывах и несогласиях [194]. Применительно к неотектоническому этапу следствие из этой закономерности состоит в том, что относительно бóльший рельефо- и структурообразующий эффект унаследованной составляющей надо ожидать на тех платформенных равнинах (плитах), где в новейшее время выдерживалась общая, присущая этим территориям тенденция к умеренным прогибаниям. К таковым прежде всего относятся бóльшая часть современных шельфов и низкие аккумулятивные равнины разного генезиса. Увеличение доли автономной составляющей отмечается на тех платформенных равнинах, для которых характерны изменение знака движения в неотектонический этап с отрицательного на положительный и резкое возрастание интенсивности новейших поднятий.

Распределение относительной доли унаследованной и автономной составляющих в неотектогенезе подчинено своеобразной

зональности, которую можно представить в виде условной схемы (рис. 1). В прибортовых зонах плит (зонах прямого соотношения структур и морфоструктур, по Ю. А. Мещерякову [139]) структуры характеризуются в основном унаследованным неотектоническим развитием в связи с малыми мощностями чехла и «просвечиванием» структурных черт нижних горизонтов вверх по разрезу [194]. Однако в этих же зонах, в зависимости от степени их вовлечения в новейшие поднятия горных обрамлений и интенсивности последних, значительную долю в тектогенезе составляют и автономные движения. Поэтому в рельефе прибортовых зон могут сложно сочетаться друг с другом контрастные морфоструктуры, созданные как автономными, так и унаследованными движениями и отражающие как новообразованные, в том числе сквозные, структуры, так и структуры древнего заложения.

С увеличением амплитуд новейшего прогибания и соответственно мощностей молодых и новейших отложений утрачивается свойство наследования движений и структурных черт за счет «просвечивания». Это свойство затем снова возрастает, но уже в связи с тем, что проявляется более интенсивная и выдержанная во времени общая тенденция к погружению — главное условие преемственности в формировании структурных планов [194] и активного развития структур [14]. Увеличение в неотектогенезе доли унаследованной составляющей в направлении от бортов к наиболее погруженным в новейшее время частям плит позволяет надеяться на большую, чем на суше, неотектоническую активность пликативных структур в пределах современных шельфов. Так же как на платформенных равнинах, эта закономерность прослеживается в складчатых областях, где увеличение роста структур отмечается именно в самые последние этапы геологической истории, характеризующиеся наиболее интенсивным прогибанием и накоплением мощной толщи осадков на шельфе. Так, в Каспийской зоне погружения наибольший прирост структурных ловушек отмечается на Апшеронском полуострове в среднем плиоцене, а на расположенных к востоку от него архипелаге и мелководье, наиболее интенсивно погружающихся в четвертичный период, — в позднем плиоцене — антропогене [130].

Однако в зонах высокоамплитудных погружений (аваншельф и континентальный склон) унаследованные движения, вероятно, снова уступают автономным, создающим контрастные новообразованные структуры. В их пределах высокоамплитудные новейшие движения по разломам способны создать сквозные структурные формы во всей осадочной толще. Исходя из представлений о молодом возрасте современных залежей нефти и газа они могут быть не менее перспективными, чем структуры древнего заложения во внутренней части шельфа.

Распространение унаследованно развивающихся структур, по В. В. Забалуеву [65], ограничено площадями с умеренными мощностями чехла (не более 3,0 км); при больших мощностях они становятся погребенными и затушевываются новообразованными формами. Анализ структур севера Западно-Сибирской плиты показывает [110], что кайнозойская активность структур возрастает как с уменьшением мощностей чехла во Внешнем

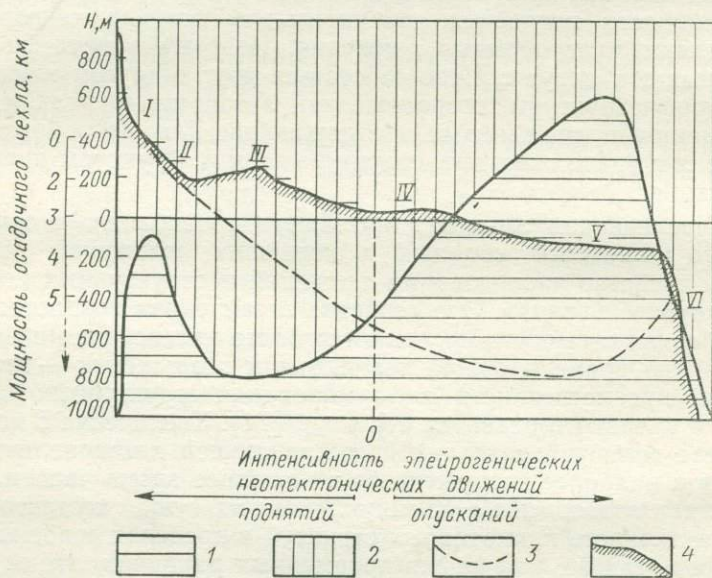


Рис. 1. Схема соотношения унаследованной (1) и автономной (2) составляющих в неотектогенезе в зависимости от знака и интенсивности новейших эпейрогенетических движений, абсолютных высот и глубин  $H$ , мощностей осадочного чехла (3) и основных элементов морфоструктуры (4). I — орогенные области в пределах складчатых обрамлений плит; II — предгорье; III — возвышенности; IV — прибрежная низменность; V — шельф; VI — континентальный склон.

поясе плиты (например, структуры Ляпинского мегапрогиба, Малохетский вал), так и с их увеличением (структуры Уренгойского и Обского мегапрогибов, северных периклиналей Хантейской и Тазовской антеклиз). Там, где максимальные значения мощностей палеогеновых и верхнемеловых отложений отличаются от наибольших мощностей осадков того же возраста в южной части плиты соответственно на 100 и 600 м, послесеноманские движения определили прирост общей амплитуды структур до 40—45% и более. В то же время на юге плиты структуры в основном оформились к концу юрского периода или к началу неокома и в кайнозое были неактивными. Кайнозойская активность структур I и II порядков в этом регионе возрастает с увеличением глубин до фундамента примерно от 3700 м и с умень-

шением этих глубин от 1200 м. Роль кайнозойских движений в формировании структур заметно возрастает там, где глубины до кровли мела увеличиваются с 500 м в приосевой части плиты и уменьшаются начиная с глубины до этого горизонта 320 м (в прибортовых зонах плиты).

Другой важной закономерностью, определяющей долю участия в пликативных движениях унаследованной составляющей, является то, что длительность развития структур прямо зависит от их размеров (площади и глубины заложения) [194]. В современном рельефе выражены все надрегиональные, многие региональные и достаточно крупные структуры, в пределах которых фиксируется большое количество неактивных, более мелких структурных форм. Вместе с тем следует отметить частую неотектоническую активность локальных структур, связанных с дизъюнктивными нарушениями, и разнопорядковых структур глыбового характера, ограниченных интенсивно развивающимися разломами.

2496  
Развитие крупных дизъюнктивных нарушений, не подчиненных разнопорядковым структурам осадочного чехла, идет более унаследованно, чем развитие пликативных форм [159, 142 и др.]. Многие разломы фундамента проникают в виде зон разрывных нарушений до верхних горизонтов чехла и дневной поверхности вне зависимости от перестроек структурных планов и в новейший этап испытали активизацию — разнонаправленные высокоамплитудные смещения. К таковым прежде всего относятся разломы в прибортовых зонах платформенных равнин, в предгорных и межгорных впадинах и прогибах (Приенисейский, Приверхоянский и др.). Чаще всего отражающие их орографические уступы или крутые борта долин с асимметричным поперечным профилем совпадают с границами площадных морфоструктур и структур, разновозрастных отложений и поверхностей выравнивания. Другие, разнообразно проявляясь в чехле в виде погребенных сбросов, флексур, флексуобразных перегибов, зон повышенной трещиноватости и концентрации локальных структур, отличаются слабой неотектонической активностью и в современном ландшафте выражены больше не в относительных превышениях рельефа, а в особенностях его горизонтального расчленения, в отдельных линейных гидрографических и почвенно-геоботанических элементах и зонах их повышенной концентрации.

Разрывная тектоника — одна из двух форм проявления новейших движений. В этом смысле неотектонический этап ничем не отличается от предыдущих этапов геологической истории [150]. Преобладание унаследованной составляющей в развитии крупных дизъюнктивных дислокаций, проникновение последних вверх по разрезу часто без существенных смещений их крыльев могут рассматриваться как результат: а) общепланетарных напряжений и твердых приливов и отливов в земной коре [33,

226]; б) сейсмических и микросейсмических подвижек [150]; в) ослабления горного давления в приповерхностной зоне, исчисляемой сотнями метров глубины, где по системам микротрещин развиваются макротрещины с большим раскрытием стенок [174]; г) дифференцированных перемещений блоков земной коры, направленных на восстановление изостатического равновесия, нарушенного эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (см. § 36), наступлением и деградацией ледников, аккумуляцией и сносом отложений.

Вместе с тем существенные отличия тектонических условий формирования современного рельефа платформенных равнин, заключающиеся в резком возрастании дифференцированности движений и интенсивности поднятий на суше и опусканий океанических впадин и шельфа, определили увеличение роли глыбово-разрывной формы в неотектогенезе. Развитие пликативных, в основном конседиментационных структур во многих областях палеозойско-мезозойского осадконакопления и последующего неотектонического поднятия на суше сменилось образованием молодых и новейших конэрозионных структур. При малой интенсивности (небольших амплитудах и значительных площадях) многие из этих дислокаций характеризуются изометричными и неправильными формами в плане, уплощенными привершинными частями и крутыми склонами. Их форма нередко приближается к горстовой и в разной степени утрачивает типичный пликативный облик (кривизну складки).

Доля автономной составляющей в разрывной форме неотектогенеза возрастает с увеличением интенсивности и степени дифференцированности движений. Наибольшему новообразованию дизъюнктивных нарушений подвержены участки высокоамплитудных поднятий. Как известно, на воздымающихся участках щитов и кристаллических массивов, где глыбово-разрывная форма неотектогенеза является господствующей, увеличивается количество трещин и разрывов и соответственно уменьшаются площади дифференцированно развивающихся блоков. В районах с меньшими амплитудами поднятий площади блоков и протяженность разломов возрастают. Увеличение глыбово-разрывных дислокаций в зависимости от интенсивности новейших поднятий отчетливо проявляется в структуре орогенных областей.

Вместе с тем положение о прямой зависимости интенсивности новообразования трещинно-разрывных дислокаций от амплитуд поднятий справедливо также для платформ, причем не только для их активизированных участков, но и для таких низких аккумулятивных равнин, как Западно-Сибирская. В пределах последней контрастные положительные морфоструктуры с максимальными (относительно окружающего фона) абсолютными отметками рельефа обычно отличаются повышенной густотой линейментов и четкими прямолинейными границами (например, Белогорский и Тобольский «материки», морфоструктуры

Салемальского, Ангальского мысов). Вместе с тем на отрицательных морфоструктурах количество выраженных в рельефе трещинно-разрывных дислокаций уменьшается, в том числе и за счет увеличения мощностей неоген-четвертичных отложений [227]; их границы более расплывчаты, а контуры округлы.

Как известно, к основным факторам, определяющим образование и плотность трещиноватости, относятся скорость и размеры пластической деформации. Густота трещин увеличивается на более напряженных элементах активных структур или в местах наибольших перегибов слоев. Так как новейший структурный (и морфоструктурный) план во многих платформенных областях часто является наложенным по отношению к более древним, то и зоны повышенной открытой трещиноватости приурочены часто не к периклиналям и крыльям древних неактивных структур, а к зонам максимальных градиентов новейших движений или наибольших перегибов слоев неоген-четвертичных отложений.

Соотношение унаследованной и автономной составляющих в разрывной форме неотектогенеза находится в существенной зависимости от характера смещения крыльев разломов. Большая преемственность в направленности движений и сохранении структурных черт свойственна зонам разломов с вертикальными смещениями крыльев. Автономная составляющая преобладает при горизонтальных перемещениях, особенно в зонах надвигов и покровов [179].

## 2. Соотношение структур и морфоструктур на платформенных равнинах

Признание одновременного и повсеместного проявления в рельефе и структуре унаследованных и автономных движений определяет нашу позицию по отношению к понятию «морфоструктура». Хотя морфоструктура считается основным объектом структурно-геоморфологических исследований [45—47, 139, 53, 39 и др.], до сих пор общепринятого определения этого понятия не выработано. Систематизация представлений о морфоструктурах [53] привела к обнаружению в них принципиальных расхождений. Наиболее распространенная точка зрения на морфоструктуры исследователей первого направления сводится к выявлению связей между тектонически обусловленными формами (или совокупностями форм) рельефа и структурами осадочного чехла. Под морфоструктурами при этом понимаются «геологические структуры, выраженные в рельефе» или «комплексные орографические и геологические образования» [53, 139, 39 и др.]. Другая группа исследователей [150, 171] отождествляет морфоструктуры с неотектоническими структурами. Со стороны представителей первого направления против такого толкования понятия «морфоструктура» имеется возражение, заключающееся в том, что морфоструктуры в отличие от новейших структур есть

результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, а не только следствие тектонических движений [39, 47, 139]. Думается, что его следует адресовать также исследователям, рассматривающим морфоструктуру в качестве выраженной в рельефе любой по возрасту геологической структуры. В этом отношении второе представление о морфоструктуре является не чем иным, как составной частью определения данного понятия представителями первого направления. Обращает на себя внимание неслучайный факт, что в этом возражении не предусматривается никакого различия в понятиях «морфоструктура» и «рельеф поверхности».

Отождествление понятий «морфоструктура» и «геологическая структура, выраженная в рельефе», подразумевает обязательное наличие в плане прямой связи\* между формой залегания слоев (структурой) и частью земной поверхности, которая оконтуривается в качестве морфоструктуры [116]. Такой связи довольно часто, особенно на древних платформах, установить не удастся, т. е. на месте формы или совокупности форм рельефа, в тектонической предопределенности которых сомневаться не приходится (морфоструктуры), в осадочном чехле не обнаруживается соответствующей в плане формы залегания слоев (рис. 2, а). Ставшим уже классическим [45, 139, 150, 171] примером таких (несогласных [139] или новообразованных [39]) морфоструктур является Приволжская возвышенность.

Представления о морфоструктуре как о выраженной в рельефе геологической структуре исходили из идеи о том, что рельефообразующие движения унаследованы от предыдущих и проявляются лишь в неотектонической активности разных по времени заложения структур. Однако наряду с активными структурами обнаружено большое количество неактивных в новейшее время. Последние в современном рельефе и неоструктурном плане не выражаются, хотя среди них могут быть не только погребенные (рис. 2, б, в), но и сквозные (рис. 2, а). К активным структурным формам относятся новообразованные, представленные наложенными (рис. 2, б, в) и сквозными (рис. 2, г) структурами, унаследованные (рис. 2, д) и возрожденные (рис. 2, е) дислокации.

Прямая связь морфоструктурных и структурных форм может быть при двух вариантах: 1) когда движения, создавшие современную морфоструктуру, унаследованы от более древних, сформировавших геологическую структуру; 2) когда рельефообразующие автономные движения одновременно с созданием морфоструктуры образовали новую форму залегания слоев во всем разрезе осадочного чехла (сквозные структуры) или в его верхней части (наложенные структуры).

\* Обратная связь может иметь место лишь в редких случаях инверсионного развития платформенных структур (обратная унаследованность, по Л. Н. Розанову [154]).



Рис. 2. Схема соотношения геологических структур и морфоструктур.

Отложения: 1 — новейшие, 2 — доновейшие; 3 — поверхность выравнивания, деформации которой отражают морфоструктурный план.

В первом варианте мы имеем дело с неотектонической активностью (приростом амплитуд) структур доновейшего заложения, вследствие которой они проявляются геоморфологически. Во втором варианте автономные движения приводят к образованию чаще всего наложенных форм (в частности, в новейшем структурном этаже) и соответствующих им морфоструктур в рельефе. Однако не менее распространены условия, когда при отсутствии неоген-четвертичных осадков автономные новейшие движения, создавшие (открытые [171]) часто весьма контрастные морфоструктуры, не обусловили создания соответствующих им принципиально новых структурных форм, а лишь в разной степени преобразовали ранее сформированный структурный план. Никакой связи между этими морфоструктурами и любыми по возрасту геологическими структурами, естественно, не должно наблюдаться. Не имея определенных критериев для разделения морфоструктур на инверсионные, полупрямые, полуобращенные и прочие, вряд ли можно объективно оценить пространственную и генетическую связь между морфоструктурами и геологическими структурами и ликвидировать уже неоднократно отмеченные [38, 53, 116, 168 и др.] условности и трудности выделения многих морфоструктур в качестве выраженных в рельефе геологических структур.

В соответствии с общепризнанными представлениями, новейшими структурами считаются проявившиеся в рельефе любые по возрасту геологические структуры [213] или дислокации, созданные движениями неоген-четвертичного возраста и выраженные в современном рельефе [150]. Относительно их конкретного проявления в осадочном чехле имеются разные толкования. А. П. Рождественский [171] новейшей структурой называет блок земной коры, испытавший в качестве единого целого вертикальные перемещения в неоген-четвертичное время и включивший в себя разновозрастные структурные формы, их элементы и части в пределах всех структурных этажей. С большим основанием новейшими можно называть сквозные, образованные в неоген-четвертичное время дислокации, амплитуды которых увеличиваются вверх по разрезу или остаются постоянными (рис. 2, *г*). Однако чаще всего под новейшими структурами понимаются формы залегания слоев новейших отложений, образующих сплошной покров и самостоятельный тектонический этаж.

Как видно, общего определения новейших структур, охватывающего все их многообразие, дать пока не удастся, и поэтому следует говорить раздельно о соотношении морфоструктур с наложенными (рис. 2, *б*, *в*) и сквозными (рис. 2, *г*) новейшими структурами. Для районов, где новейшие осадки (и соответствующий структурный этаж), а также сквозные новообразования отсутствуют, сама постановка вопроса о связи тектонически обусловленных форм рельефа (морфоструктур) с новейшими (наложенными и сквозными) структурами лишена смысла.

В районах с наложенным новейшим структурным планом между морфоструктурами и формами залегания слоев новейших отложений обычно наблюдаются прямые соотношения.

Многие исследователи, рассматривающие морфоструктуру в качестве выраженной в рельефе геологической структуры, вступают в противоречие с этим определением, справедливо указывая, например, что «к морфоструктурным элементам рельефа относятся крупные черты поверхности континентов» [139] или что «дневная поверхность представляет собой совокупность геотектур и морфоструктур» [168]. В этих и других, не приведенных здесь, высказываниях под морфоструктурами понимаются определенные части земной поверхности, а не геоморфологически проявившиеся структурные формы. И. П. Герасимов [45] морфоструктурами первоначально называл крупные формы рельефа земной поверхности, созданные при ведущем влиянии тектонического фактора. Позднее он пишет: «...понятие «структура рельефа» (морфоструктура) обозначает определенные сочетания черт земной поверхности...» [46] и понимает под морфоструктурами «формы земной поверхности, созданные тектоническими движениями в их взаимодействии с факторами денудации и аккумуляции» [47]. На близких позициях стоят сторонники третьего, по С. К. Горелову [53], направления в развитии понятия «морфоструктура», в которое они включают черты рельефа земной поверхности, обусловленные проявлением тектонических движений, литологическими и другими особенностями деформированных рельефообразующих пород.

Исходя из этих представлений *под каждой конкретной морфоструктурой ниже понимается часть земной поверхности, испытывающая в качестве единого целого определенные по направленности (знаку) и интенсивности тектонические перемещения относительно соседних участков земной поверхности.* В этом определении морфоструктура рассматривается как проявление в земной поверхности не геологической структуры, а тектонических движений определенного временного диапазона. В таком смысле морфоструктурное образование в современном рельефе можно сравнить с деформацией любой структурной поверхности, которая отражает суммарный эффект всех последующих после образования этой поверхности движений, а не форму залегания ниже расположенных слоев.

Являются ли указанные движения унаследованными или автономными по отношению к предыдущим и могут ли они в соответствии со своей интенсивностью и прочими условиями привести к образованию принципиально новой структурной формы во всей толще чехла или только в его верхней части — все эти вопросы имеют первостепенное прикладное значение. Вместе с тем их решение требует обязательного привлечения геолого-геофизических материалов, использование которых дает возможность установить характер соотношения конкретных морфо-

структур и геологических структур и распространить представления о связи между этими образованиями на исследуемую (ограниченную) территорию.

В данном определении не исключаются прямые соотношения между морфоструктурами и геологическими структурами. И те и другие есть следствие тектонических движений, которые в одних случаях могут проявиться в чехле в виде конкретных положительных или отрицательных структур, а в других лишь в разной степени преобразовать ранее сформированный структурный план и одновременно с этим создать тектонически обусловленные формы рельефа. Последние хотя и не соответствуют в плане конкретным геологическим структурам также включаются нами в категорию морфоструктурных образований.

Логически следуя иной, наиболее распространенной трактовке понятия «морфоструктура» («выраженная в рельефе геологическая структура»), мы каждый уверенно выделенный по геоморфологическим данным контур (морфоструктуру) должны рассматривать как отражение конкретных структур осадочного чехла, а это с точки зрения прогноза нефтегазоносных зон и ловушек для многих районов не оправдано или сопряжено со значительным риском. Такая трактовка не позволяет также говорить о морфоструктуре как об объекте только структурно-геоморфологических исследований, а последние рассматривать как самостоятельное прикладное и научное направление, имеющее свой объект и методический аппарат, необходимый и достаточный для его изучения. Ведь если морфоструктура является комплексным геологическим и геоморфологическим образованием, то ее исследование невозможно без данных о геологической структуре, которые могут быть получены только в результате структурно-геологического анализа и применения геофизических методов.

Необходимо остановиться на большом разнообразии и сложности морфоструктурных образований, что объясняет многочисленность критериев, по которым они классифицируются. К этим критериям относятся знак, размеры, морфология, возраст, соотношение морфоструктуры с новейшими отложениями, древними и новейшими структурами [53, 171 и др.]. Прежде всего следует говорить о площадных (ареальных) и линейных (линеаментах) морфоструктурах. Их генетические особенности, различия в морфологии, морфоскульптуре и соотношении со структурами определяют сильно отличающиеся друг от друга методические приемы выделения, но вместе с тем не дают основания исключать [139] линеаменты из категории морфоструктурных образований. Первые из них, называемые обычно, и в частности в этой работе, просто морфоструктурами, формируются в результате взаимодействия аккумулятивно-денудационных процессов с вертикальными тектоническими движениями, приводящими к перемещениям земной поверхности и слоев в пределах изометрических

или близких к ним участков. Вторые представляют собой результат геоморфологического и (или) почвенно-геоботанического проявления разнонаправленных четко выраженных (собственно разрывы) и не выраженных (диаклазы) в рельефе и рельефообразующих породах смещений крыльев разнопорядковых зон разрывных нарушений.

Площадные морфоструктуры по относительной направленности создавших их тектонических движений делятся на положительные и отрицательные. Кроме того, следует выделять переходные и нейтральные морфоструктуры, которые, подобно седловинам, склонам, ступеням и моноклиналям, делают морфоструктурный план любого изучаемого района более «связным». Разделение морфоструктур по размерам (по порядку значений их площадей в соответствии с классификацией тектонических структур) позволяет определить их соподчиненность и соотношение друг с другом, т. е. отразить морфоструктурный план (морфоструктуру района, по И. П. Герасимову [46]) и особенности неотектонического строения и развития.

На начальном этапе учения о морфоструктурах и морфоскульптурах размер служил одним из признаков разделения этих образований [45]. Ю. А. Мещеряков [139] расширил представления о морфоструктурах, подчеркнул их генетическое отличие от морфоскульптурных форм, показав вместе с тем, что по величине и те и другие могут быть вполне соизмеримы. Однако наряду с мелкими морфоскульптурными формами и их элементами Ю. А. Мещеряков в один классификационный ряд поставил так называемые морфоскульптурные зоны, по сути дела, районы их преобладающего распространения. Здесь наиболее логично, на наш взгляд, говорить о разнопорядковых морфоструктурах как о закономерных территориальных комплексах морфоскульптурных форм и элементов разного генезиса, особенности и сочетания которых отражают направленности и интенсивность тектонических движений. Именно в этом направлении следует проводить систематику морфоструктурных и морфоскульптурных форм. Морфоструктурам на суше могут соответствовать или отдельные морфоскульптурные формы (например, бессточные котловины), или закономерный набор этих форм (совокупность концентрически и радиально расположенных речных долин), или изменение их характеристик (сужение террасового комплекса и увеличение вреза в речной долине), или сложное морфоскульптурное образование (совокупность долин всего бассейна р. Оби в пределах Западно-Сибирской морфоструктуры).

Другой критерий в систематике морфоструктур — их возраст. Так как морфоструктура является составной частью современного рельефа, то ее возраст должен быть по крайней мере не старше возраста рельефа и соответствовать наиболее древней исходной поверхности выравнивания в пределах этой морфоструктуры или морфоструктурной области. Вряд ли можно разде-

лять всю историю развития морфоструктур на периоды заложения и формирования [53], понимая под первым этап, предшествующий образованию современного рельефа. Заложение морфоструктуры, как и геологической структуры, есть не что иное, как начало ее формирования. Литолого-фациальные данные, на которых базируется анализ «геологического», по С. К. Горелову [53], этапа в истории морфоструктур, характеризуют не развитие в геологическом прошлом современной морфоструктуры, а тектонические движения соответствующего возрастного диапазона и древние морфоструктуры. Таким образом, возраст современной морфоструктуры определяется нами началом деформации и расчленения исходной поверхности выравнивания или временем образования первичной морфоструктуры (см. гл. 10).

Все ареальные морфоструктуры делятся по своей выраженности в рельефе на явные и неявные. Явные четко выражены в орографии — вертикальных характеристиках надводной или подводной поверхности. На шельфе и суше явные положительные и отрицательные морфоструктуры представлены обычно орографическими элементами соответствующего знака. На шельфе они встречаются реже и широко распространены особенно в складчатых областях, например на юго-западном подводном продолжении Апшеронского полуострова, где каждая подводная возвышенность соответствует активной положительной структуре. Явные морфоструктуры могут характеризоваться также обращенными формами (например, залив Кара-Богаз-Гол в пределах неотектонически активного одноименного свода).

Выделение неявных морфоструктур требует выяснения механизма взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, а также применения соответствующих структурно-геоморфологических методов и картометрических исследований. На суше неявные морфоструктуры выражаются в основном в плановых характеристиках рельефа (особенностях рисунка гидросети, ширине речных террас и др.). На шельфе к таковым относятся участки, на которых положительные и отрицательные движения выражены не в формах рельефа соответствующего знака, а в различных особенностях поверхности: ее крутизне, расчлененности, а также в совокупности морфоскульптурных образований субаквального и субаэрального происхождения.

### **3. Особенности пространственного проявления тектонических движений в рельефе и структуре платформенных равнин**

Эффективность структурно-геоморфологических исследований на шельфе во многом определяется знаниями пространственных закономерностей геоморфологического и структурного проявления тектонических движений. Важнейшая закономерность заключается в том, что созданные этими движениями раз-

нопорядковые морфоструктуры и структуры расположены не беспорядочно, а сгруппированы в разноориентированные и взаимно пересекающиеся друг с другом зоны, или в так называемые волнообразные деформации [139, 194]. Под последними понимаются сопряженные, синусоидально построенные, ортогонально и диагонально ориентированные, интерферирующие друг с другом зоны поднятий и опусканий.

Ортогональные (меридиональные и широтные) зоны поднятий и погружений в древнем рельефе установлены на основании фациального анализа А. П. Карпинским в 1894 г., подтверждены многими исследованиями на Русской плите и впоследствии на эпигерцинских плитах [9, 23, 107, 111, 139 и др.]. Новейшие широтно ориентированные дислокации контролировали границы и рельеф плиоцен-четвертичных шельфовых морей на Русской и Западно-Сибирской плитах [113]. Взаимно пересекающиеся и чередующиеся во времени по своей активности системы зон поднятий и опусканий определяли орографию и направление речного стока на древней суше Алданского щита [161], Русской плите [139], в равнинном Предкавказье [51] и в других районах.

На основе представлений А. П. Карпинского о роли ортогональных направлений в распределении фаций и формировании структуры осадочного чехла Русской плиты возникла гипотеза образования платформенных структур за счет взаимного наложения разноориентированных зон поднятий и опусканий (А. Д. Архангельский, П. Н. Кротов, А. В. Нечаев и другие), по которой изометричные положительные структуры чехла приурочены к центрам пересечения валов и разрывов двух или четырех направлений. Основной ее недостаток на начальном этапе развития [173] заключался в предположениях эпизодичности процесса образования структурных форм и неодновременности проявления в структуре разноориентированных зон поднятий и опусканий.

В настоящее время наблюдается возвращение к этой гипотезе на новом уровне знаний о строении платформенного чехла и на основе современных (в основном для складчатых областей) представлений о тектонических решетках, поперечных (сквозных) структурах и сочленениях [194, 195, 87 и др.]. Многочисленные структурно-тектонические и геоморфологические данные свидетельствуют об одновременном проявлении дислокаций взаимно пересекающихся систем: продольных, характеризующихся наибольшей выраженностью в рельефе и строении чехла, и поперечных, имеющих подчиненное значение.

Во многих разновозрастных складчатых областях изометричные или близкие к ним (куполовидные, «крестовые») структуры обнаружены в узлах сочленения разноориентированных линейных дислокаций. К этим узлам приурочены рудные и гидротермальные проявления, максимальная контрастность движений и

высокая сейсмичность [87 и др.]. В предгорных и межгорных впадинах и прогибах такие узлы наиболее перспективны в отношении нефтегазоносности. Разнопорядковые поперечные структуры прослеживаются далеко за пределами складчатых областей в рельефе и строении чехла платформенных равнин. К поперечным «суперструктурам» относятся, например, такие известные надрегиональные зоны, как Каспийская зона погружений и Дзирульско-Ставропольская зона поднятий, которые секут не только Альпийский мобильный пояс, но и проникают в тело разновозрастных Скифско-Туранской и Русской плит [87, 99, 194, 195 и др.].

По аналогии со складчатыми областями на субширотно (Скифско-Туранская плита) и субмеридионально (Западно-Сибирская плита) вытянутых эпигерцинских плитах также выделяются [87, 99, 109, 189] продольные и поперечные структурные зоны. Продольные направлены обычно согласно простиранию плит и включают в себя соответственно ориентированные линейные и вытянутые крупные структуры. Поперечные зоны прослеживаются в расположении более мелких структур в виде закономерно чередующихся зон преимущественного распространения положительных и отрицательных структур. На поперечные зоны приходится также различные осложнения крупных структур: соответствующие изгибы их шарниров, расширение или сужение их в плане [154]. Различия между продольными и поперечными структурными зонами, резкие в складчатых областях и существенные на эпигерцинских плитах, исчезают на древних платформах.

На платформах установлены «чередование поднятий и прогибов, напоминающее систему стоячих волн», [139] и наличие ортогональных и диагональных систем разнопорядковых сопряженных линейных платформенных дислокаций с узловыми поднятиями [41, 99, 109, 113, 128, 154, 189 и др.]. Наиболее ярко взаимное пересечение структурных зон выражено в осадочном чехле эпигерцинских плит [23, 87, 99, 107, 189 и др.], что можно объяснить отсутствием существенных плановых перестроек за время их формирования. Решетчатое расположение структурных зон на Скифско-Туранской плите теперь общепризнано [99, 189]. На Западно-Сибирской плите, где наличие поперечных дислокаций некоторыми исследователями отрицается [99], анализ структурных карт позволил нам [107, 113, 154] выявить и закартировать системы разноориентированных зон, в которые группируются положительные и отрицательные структуры осадочного чехла.

В пределах древних платформ решетчатое строение дислокаций установлено применительно к крупным молодым формам мезозойско-кайнозойского структурного плана [4, 65, 139] и относительно кратковременно развивавшимся, мелким (изученным в результате палеоструктурного анализа [92]) структурам бо-

лее раннего заложения и формирования. Именно на основании исследования последних возникла упомянутая выше гипотеза об образовании платформенных структур. Размещение длительно формирующихся крупных структур (антеклиз, синеклиз, сводов, впадин) на древних платформах не подчиняется рассматриваемой закономерности, что объясняется неоднократными перестройками структурных планов и сложным наложением взаимно пересекающихся зон разного времени.

Наличие крупнейшей в современном рельефе планеты ортогональной сети морфоструктурных зон и новейших дислокаций отражено в представлениях о критических параллелях и меридианах. Их расположение определяет структуру глобального рельефа Земли [132, 139 и др.]. Они как бы наложены на беспорядочно изоморфную основу рисунка материков и океанов [118, 132] и осложнены меньшими по размерам зонами поднятий и опусканий [109] (киматогены Л. Кинга [89], деформации с расстояниями между соседними осями 2000—2500, 550—800 км [139] и менее [109]), установленными на всех континентах [139].

Удобнее определять ширину меридиональных деформаций в градусах, так как ее значения в километрах меняются в зависимости от географической широты. В морфоструктурном и мезозойско-кайнозойском структурном планах платформенных равнин Евразийского континента отмечается довольно закономерное чередование меридиональных осей (шарниров) положительных и отрицательных зон [109]. Расстояние между соседними осями одинакового знака, как правило, составляет 30—36°. Оси поднятий проходят по меридианам 6—8° з. д., 24—25, 60, 94—96, 128—130° в. д., а оси прогибов, к которым приурочены многие шельфовые области, — по меридианам 3—6, 40—44, 75—77, 102—106, 133—137° в. д.

Региональные [4, 11, 41, 48, 89, 128, 161 и др.] и специальные [1, 9, 119, 110, 139 и др.] неотектонические и структурно-геоморфологические исследования позволили выделить целую гамму разнопорядковых зон поднятий и опусканий с размерами по ширине в первые сотни и даже десятки километров. Особенно четко эти волнообразные деформации проявляются в новейшей структуре и морфоструктуре платформенных равнин с молодым аккумулятивным рельефом. Впервые они зафиксированы и описаны на севере Русской плиты Е. В. Ламакиным и Б. Л. Афанасьевым. Наряду с линейными дислокациями ортогональных направлений [11, 139] здесь обнаружены диагональные зоны поднятий и опусканий [127]. И те и другие определили строгую геометрическую выраженность в ориентировке и взаимном положении многих (в основном крупных) водоразделов и речных долин, так что «для данной территории перекрестный неотектонический план читается как при анализе простираций (новейших. — А. Л.) структур I и II порядков, так и при

анализе простираний основных элементов орогидрографии» [127].

Схемы новейшей тектоники Прикаспийской низменности также показывают, что результатами дифференцированных движений явились волнообразные деформации ортогональных и диагональных систем и связанный с ними параллелизм речных долин и скоплений озер. Взаимное наложение ортогональных дислокаций обнаружено при изучении рельефа и неотектоники равнинного Предкавказья [51, 87]. Наиболее детально сейчас изучены системы зон поднятий и опусканий Западно-Сибирской равнины [139, 9, 109, 110]. Решетчатые системы разнопорядковых морфоструктурных зон в настоящее время обнаружены также на платформенных равнинах с древним рельефом: на Русской равнине [41, 48, 139], на территориях Алданского щита [161], Анабарской антеклизы [1] и всей Сибирской платформы [4, 65].

Наличие взаимно пересекающихся и сопряженных зон поднятий и опусканий, выраженных в рельефе суши, устанавливается прежде всего в результате качественного (морфографического) анализа орогидрографии и гипсометрии с привлечением данных о новейшей структуре [139, 9, 110]. Анализ, проведенный нами для Западно-Сибирской равнины в результате изучения рельефа суши и шельфа, карт новейшей тектоники и структурных карт по кровле эоцена и новомихайловского горизонта (средний олигоцен), позволяет выделить лишь наиболее отчетливо выраженные в рельефе зоны, простирание которых на суше совпадает с преобладающими уклонами земной поверхности (рис. 3). При таком совпадении в отрицательных зонах располагаются речные потоки, которые своей эрозионной деятельностью способствуют более контрастному проявлению в рельефе всей системы волнообразных деформаций.

Для выделения зон, простирание которых не совпадает с преобладающими уклонами земной поверхности, может быть использован анализ расчлененности рельефа. При разделении поля величин суммарной расчлененности [142] на региональный фон и локальную составляющую получается карта аномалий расчлененности. Ее анализ позволил установить, что на платформенных равнинах СССР распределение аномалий имеет зональный характер. Зоны повышенной и пониженной расчлененности, отражающие соответственно зоны поднятий и опусканий, закономерно ориентированы и вытянуты на сотни и тысячи километров (рис. 4). Зоны, поперечные по отношению к преобладающим уклонам и непрослеживаемые в рельефе, выражаются в аномалиях суммарной расчлененности благодаря тому, что при пересечении их речными долинами возрастают глубинная эрозия (вертикальная расчлененность) и число мелких притоков (горизонтальная расчлененность). В результате увеличиваются суммарное расчленение и средние уклоны земной поверхности.

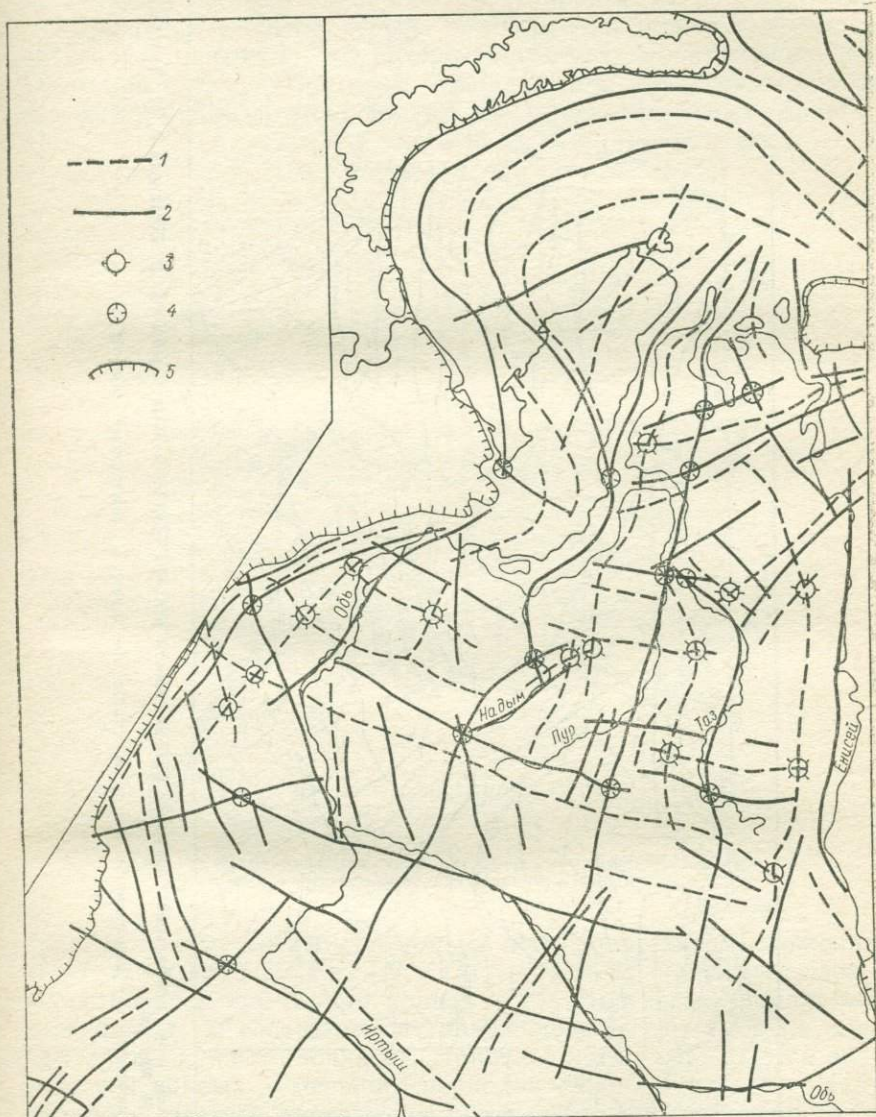


Рис. 3. Схема осевых линий зон новейших поднятий и опусканий Западно-Сибирской равнины.

Осевые линии зон: 1 — поднятий, 2 — опусканий; узлы: 3 — орографические, 4 — гидрографические; 5 — границы щитов и складчатых областей.

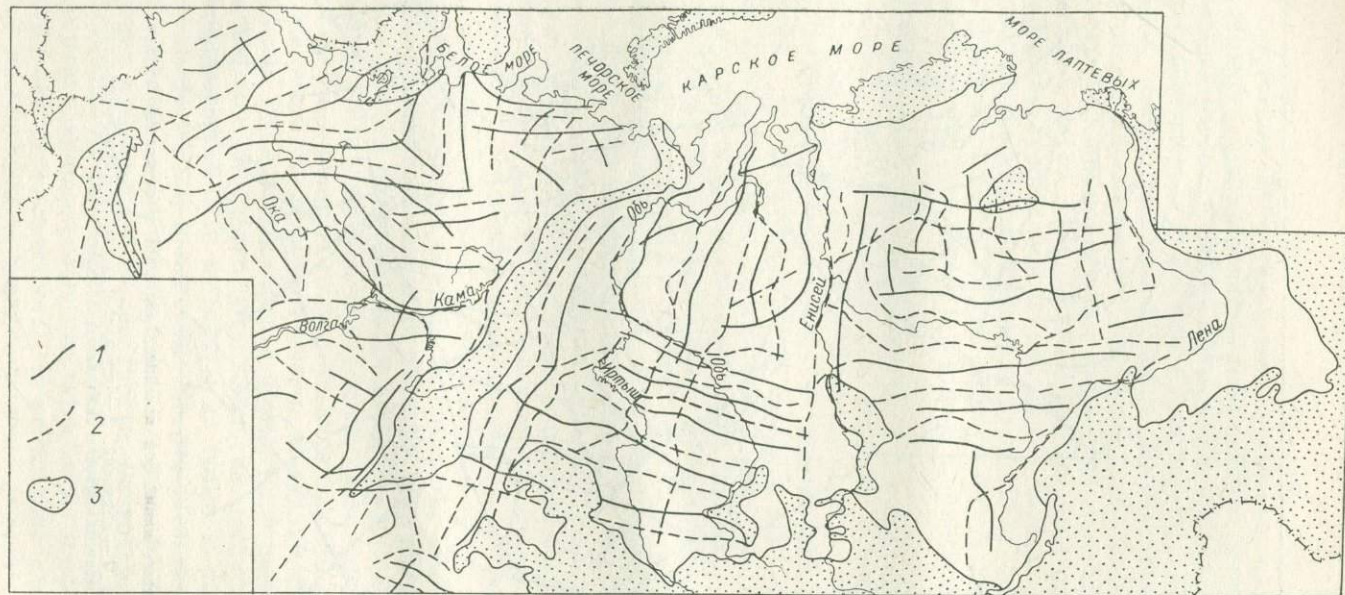


Рис. 4. Схема осей зон аномальной суммарной расчлененности рельефа платформенных равнин СССР. Составили А. Н. Ласточкин, И. В. Рейнин, В. И. Якушев.

Оси зон расчлененности: 1 — повышенной, 2 — пониженной; 3 — щиты и складчатые области.

Гармонический анализ гипсометрических профилей [222] подтверждает и развивает представления [139, 194, 195] о том, что каждая система одинаково ориентированных зон поднятий и погружений в самом первом приближении может рассматриваться как совокупность интерферирующих, сопряженных деформаций с разной шириной и амплитудой. Если представить эти деформации в виде правильных синусоидальных кривых

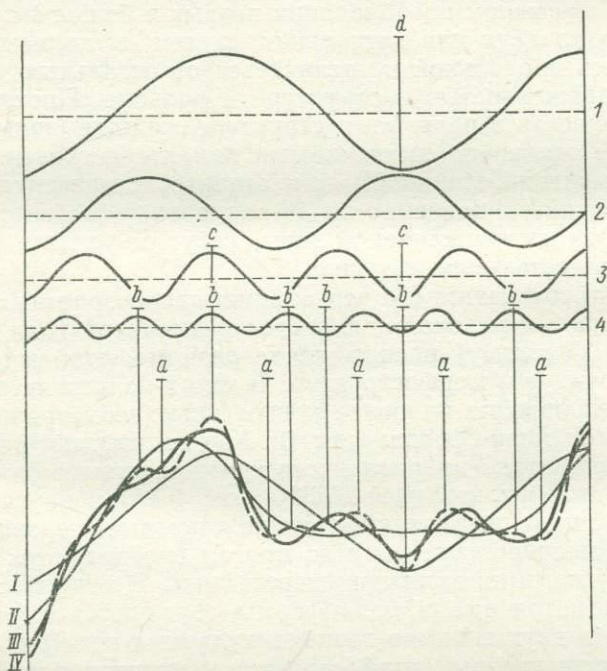


Рис. 5. Принципиальная схема интерференции однонаправленных зон поднятий и опусканий разной ширины и амплитуды.

(рис. 5, кривые I—IV), то при их последовательном сложении ( $I=1$ ;  $II=1+2$ ;  $III=1+2+3$ ;  $IV=1+2+3+4$ ) образуется сложнопостроенная суммарная кривая (IV). Многие экстремальные значения ее не соответствуют положению экстремумов на элементарных кривых (точка *a*). Наиболее четко выражаются экстремумы кривых с меньшим периодом «волн» (точки *b*). Наиболее контрастные экстремумы образованы при совпадении экстремумов на двух (точки *c*) и более (точка *d*) элементарных кривых. Экстремумы элементарных кривых на суммарной кривой могут быть или смещены, или выражены слабо. Результирующая кривая часто отражает асимметричные формы. Несмотря на условность рассмотренной модели, она отражает особенности размещения, морфоструктурной и структурной выражен-

ности одинаково ориентированных волнообразных деформаций (разные расстояния между соседними зонами одного знака, часто неопределенное положение осей зон, асимметричность их поперечного профиля и др.). Эта модель должна значительно усложниться, так как в природе обычно существует несколько взаимно пересекающихся систем.

Ортогональные и диагональные системы структурных и морфоструктурных зон одновременно проявляются в одних и тех же регионах, при явном преобладании первых в большинстве регионов. Одна из двух или нескольких систем в данном регионе может быть продольной и отличаться от остальных наиболее четкой выраженностью в структуре и рельефе. Протяженность и выраженность в рельефе и структуре каждой зоны определяются не только ее собственными характеристиками (амплитудами движений, шириной), но и характеристиками секущих ее зон. Последние, в зависимости от размеров и соответствия своего знака знаку пересекаемой зоны, могут ее усилить или затухать полностью или частично.

Результатом взаимного пересечения разновозрастных зон разноориентированных систем является решетчатое (или сетчатое, по Н. С. Шатскому) расположение разномасштабных тектонических структур и морфоструктур. В узлах полимасштабных решеток расположены наиболее контрастные изометричные и неправильные в плане формы (рис. 6). Как показывают результаты применения метода направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией НСЧФ (см. § 25) и другие данные [1, 41], площади, амплитуды, а также плановые очертания и взаимное положение таких форм во многом определяются размерами зон и углами их взаимного пересечения. В наиболее простом случае изометричные и брахиформы образуются в результате пересечения двух взаимно перпендикулярных зон (рис. 6, а, в). Удлиненность узловых морфоструктур и структур зависит от отношения ширины пересекающихся зон. Пересечение двух и более зон под углами, отличными от прямого (рис. 6, б, г), определяет многообразные плановые очертания и ориентировку форм, созданных в узлах решетки. Четковидность и кулисообразность возникают при пересечении зон под разными углами (рис. 6, б).

Решетчатое расположение морфоструктурных зон определяет многие особенности строения гидрографической сети на платформенных равнинах, которые наиболее четко проявляются в районах с молодым аккумулятивным рельефом. Если поверхности, только что вышедшие из-под уровня моря, имеют не один общий уклон (в сторону регрессирующего бассейна), а несколько уклонов, созданных слабыми, но вполне ощутимыми для стока дифференцированными тектоническими движениями, оси зон опусканий, являясь потенциальными гидрографическими линиями, избирательно (в зависимости от направления результирующей

всех уклонов) занимают речными потоками, формирующими опускающиеся долины. На участках пересечения с зонами поднятий эти долины становятся antecedentными. Долины притоков малых порядков, стекающих с зоны поднятий в сопряженную с ними зону опусканий, являются склоновыми (консеквент-

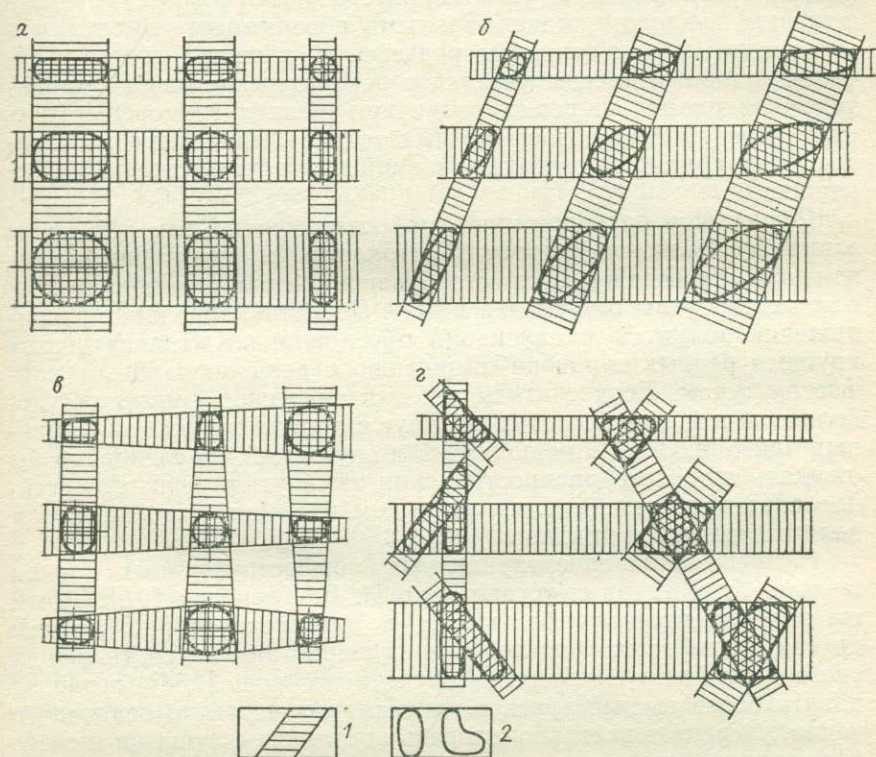


Рис. 6. Принципиальная схема интерференции разнонаправленных зон поднятий и опусканий и их влияния на форму и взаимное расположение узловых структур и морфоструктур. Составили А. М. Абельский и А. Н. Ласточкин [1].

1 — волнообразные деформации; 2 — узловые структуры (морфоструктуры).

ными). Эти три типа долин существенно отличаются друг от друга полнотой и характером террасового комплекса, особенностями продольного профиля и гидрологическими характеристиками образовавших их рек.

С зонами поднятий связаны потенциальные орографические линии. Их реализация в качестве водоразделов зависит от амплитуд поднятий и сопряженных с ними впадин, от направления уклонов и других факторов. По аналогии с долинами водораздельные линии могут быть расчленены на подымающиеся, приуроченные к зонам поднятий, опускающиеся, связанные с участками пересечения положительных зон отрицательными, и скло-

новые, разделяющие бассейны консеквентных рек. Они отличаются друг от друга поперечным профилем, шириной зон «отсутствия эрозии» (см. § 11, 31) и др. Пересечение двух разноориентированных зон одного знака создает в рельефе оро- и гидрографические узлы. На Западно-Сибирской равнине (см. рис. 3) орографические узлы характеризуются радиальным растеканием гидросети, максимальными абсолютными высотами и значительным расчленением рельефа. В качестве гидрографических узлов выделены участки с центростремительным характером гидросети, широким развитием низких геоморфологических уровней (в основном речных террас), впадением в основные реки крупных притоков, сильной заболоченностью и заозеренностью.

Решетчатое расположение морфоструктурных зон объясняет многие особенности гидросети (параллелизм, прямолинейность, коленообразные изгибы, крестообразное расположение притоков, одинаковые углы сочленения и др.). Вероятно, зональное расположение поднятий и опусканий обуславливает «транзитность» крупных речных долин по отношению к разнопорядковым морфоструктурам. Если считать, что тектонические движения проявляются в форме несвязанных друг с другом в зоны изометричных или близких к ним поднятий и опусканий, то следовало бы ожидать широкого распространения замкнутых речных бассейнов с центростремительным рисунком гидросети, что на самом деле наблюдается довольно редко.

Наличие разноориентированных морфоструктурных зон на шельфе было впервые установлено Н. В. Кленовой [91]. Такая же закономерность наблюдается в морфоструктурном плане других шельфовых областей. Ее изучение, анализ соотношения систем морфоструктурных и структурных зон [154] позволяют давать более точный прогноз пликативных структур осадочного чехла, увереннее экстраполировать последние с суши на шельф, эффективнее проводить оценку неотектонических движений и выявить морфоструктуру шельфа.

## **II. ЭКЗОГЕННЫЕ РЕЛЬЕФО- И ОСАДКОФОРМИРУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ**

Формирование рельефа и распределение осадков на шельфах осуществляются в результате как субаэральных, так и субаквальных экзогенных процессов. К первым относится деятельность постоянных и временных водотоков, ледников и других менее эффективных агентов расчленения. Образованные ими и расположенные в настоящее время ниже уровня моря морфоскульптурные формы прекратили свое развитие под действием создавших их агентов, уничтожены или в разной степени изменились в результате абразионно-аккумулятивной обработки. Субаквальные процессы представлены преимущественно абра-

зионно-аккумулятивной деятельностью волн (волнений и волновых течений).

Волновое воздействие на рельеф фундаментально отличается от других экзогенных процессов на суше и море не только своей эффективностью, превышающей результат рельефообразующей деятельности прочих агентов, но и главным образом узкой пространственной локализацией в каждый данный момент геологической истории в пределах прибрежной (береговой) зоны. Вместе с тем в новейшее время оно широко распространялось как латерально, так и по вертикали в связи с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Последние определили перемещения прибрежных зон по вертикали на сотни метров. Любой диапазон современных глубин на шельфе (за исключением областей интенсивной неволновой аккумуляции), измеряемый первыми десятками метров относительных превышений, является древней прибрежной зоной или ее частью. Исходя из принципа актуализма с некоторыми оговорками можно считать, что развитие рельефа и распределение осадков на большей части шельфа происходили в результате проявления в основном тех же гидродинамических процессов, которые имеют место в современной прибрежной зоне.

В этой главе основное внимание уделено современной прибрежной зоне как области развития рельефо- и осадкоформирующей деятельности морских волн и волновому воздействию как главному фактору образования рельефа и распределения осадков на шельфе. Подробная характеристика экзогенных процессов на шельфе дана в монографиях [67, 117, 207]. Здесь этот материал излагается лишь в том объеме и аспекте, которые необходимы для формирования общих представлений о механизме взаимодействия рельефообразующих процессов и разработки методического аппарата морфоструктурного анализа.

#### 4. Общие представления о прибрежной зоне

Изучение прибрежных зон (берегов), более интенсивное, чем исследования глубоководных областей шельфа, определяется не только их большей доступностью, но и насущными инженерно-геологическими (разрушение берегов, заносимость портов и др.) и гидрографическими (безопасность судоходства) нуждами. При этом наиболее детально изучаются современные гидро- (волнения, течения, приливы и отливы и др.), лито- (транспортировка и отложения наносов) и морфодинамические (развитие форм надводного и подводного рельефа) процессы. В последнее время усиленное внимание специалисты по береговым процессам обращают на колебания уровня моря и тектонические движения как факторы развития берегов. Появились работы, рассматривающие формирование прибрежных зон с историко-геологических позиций [67, 69, 81, 102, 117, 145, 156, 175 и др.], а также

посвященные их морфоструктурному анализу [94, 117, 122, 145, 148, 149, 205 и др.]. Многочисленные данные по динамике и строению берегов обобщены в монографиях [67, 117].

Современные прибрежные зоны следует выделять в качестве самостоятельных объектов геолого-геоморфологических исследований по следующим причинам.

1. Ловушки нефти и газа, россыпные и другие месторождения являются здесь первоочередными объектами морской разведки и эксплуатации.

2. Проведение геофизических исследований затруднено недоступностью этой зоны для многих видов морского (суда с большой осадкой) и сухопутного транспорта и часто неудовлетворительными сейсмогеологическими условиями.

3. Прибрежная зона отличается от более глубоководных акваторий: а) наилучшей гидрографической изученностью, б) большими возможностями экстраполяции геолого-геофизических данных с суши на море, в) возможностями проведения аэрофото съемки, легководолазных наблюдений и других видов полевых исследований.

Подводная часть прибрежных зон включает в себя береговой склон [67, 117] и (или) мелководье, в пределах которых формы рельефа и распределение донных осадков контролируются волновыми движениями при современном или близком к нему стоянии уровня моря. Она представлена подводной поверхностью, расположенной в пределах зоны волнового воздействия, т. е. глубин моря, на которых проявляется активная рельефо- и осадкоформирующая деятельность морских волн. Ширина берегового склона в прибрежной зоне характеризуется значениями от сотен метров на приглубых берегах до сотен километров на мелководьях.

Прибрежные зоны могут быть новообразованными и унаследованными. Надводная часть первых включает в себя только созданные при современном и близком к нему уровне моря абразионные и аккумулятивные формы рельефа. В унаследованных зонах в полосе суши, шириной до нескольких километров, присутствуют как современные формы прибрежной морфоскульптуры, так и сформированные ранее при более высоких стояниях уровня моря террасы, береговые валы и другие образования.

Новообразованные зоны возникают в результате перемещения береговой линии при трансгрессиях и регрессиях по низкой и пологой поверхности. Унаследованные зоны формируются при больших уклонах поверхности, где даже значительные по амплитуде колебания уровня моря не приводят к существенному латеральному перемещению береговой линии. Формирование современных прибрежных зон и осложняющих их аккумулятивно-абразионных форм рельефа происходило на протяжении последних 5—6 тыс. лет, когда уровень Мирового океана был относи-

тельно стабильным и перемещался по отношению к его современному положению не более чем на 4—6 м [67, 81, 117].

К настоящему времени предложены многочисленные схемы классификации берегов, составленные по различным принципам [59, 67, 117 и др.]. Для геоморфологического картирования шельфов наиболее важна генетическая классификация (см. § 21), а при структурно-геоморфологических исследованиях — типизация берегов по соотношению их простираний с направлениями тектонических структур. По этому принципу, предложенному Ф. Рихтгофеном в 1886 г. [59] и развитому впоследствии [117, 73 и др.], берега подразделяются на несколько основных типов: согласные, секущие, нейтральные и сбросовые.

Для практического использования данной классификации необходимо учитывать следующее.

1. Перечисленные типы берегов характеризуют их азимутальное соотношение со структурами самого верхнего структурного этажа или структурами всей толщи осадочного чехла при условии их активности в период формирования современной прибрежной зоны.

2. Берега могут быть нейтральными по отношению к активным структурам, в пределах которых голоценовые и современные абразионные или аккумулятивные процессы превосходят по рельефообразующему эффекту тектонические движения и затушевывают геоморфологическое проявление последних.

3. Криволинейные отрезки прибрежной зоны можно считать согласными, если их направление совпадает с направлением стратоизогипс, оконтуривающих положительную или отрицательную структуру.

4. Разделение берегов на согласные и секущие должно проводиться с учетом наличия разных по выраженности в рельефе и структуре продольных и поперечных дислокаций. Например, восточная и западная прибрежные зоны Каспия являются в общем согласными по отношению к надрегиональной поперечной структуре — Каспийской зоне погружения, и в то же время они секут крупнейшие продольные структурные зоны Скифско-Туранской плиты.

5. Следует учитывать соразмерность участков прибрежной зоны и структур, между которыми определяется азимутальное соотношение, поскольку отдельные отрезки берега, согласные по отношению к мелким структурным формам, могут в целом составлять прибрежную зону, секущую более крупную структуру, и наоборот.

Однако даже при условии учета этих обстоятельств данная классификация не предусматривает всего многообразия во взаимном положении прибрежных зон и активных структур. На выраженность структур в рельефе берегов влияют морфология, размеры, положение их контуров и элементов (крылья, периклинали, сводовые части) относительно нижней и верхней границ

прибрежной зоны, особенности последней (ширина, уклоны подводного склона) и другие факторы, которые трудно учесть при разработке даже самой детальной систематики берегов по данному принципу.

С целью полной и точной характеристики соотношений прибрежной зоны и геологических структур, необходимой для определения их активности и геоморфологической выраженности, предлагается способ количественной оценки азимутального соотношения структуры и батиметрии подводного рельефа. Он сводится к определению углов между направлениями падений структурной поверхности (слоев) и поверхности морского дна. При этом отсчет углов (от 0 до  $180^\circ$ ), измеряемых в точках пересечения изогипс структурной поверхности и истинных или генерализованных изобат, производится от направления падения слоев к линии максимального уклона (наибольшего свала глубин) подводной поверхности против (положительный угол) и по (отрицательный угол) часовой стрелке. На рис. 7 линии равных абсолютных значений углов\* дополнены линиями границ распространения положительных и отрицательных углов. Интерполяция между точками с углами разного знака со значениями 0— $90^\circ$  или  $90^\circ$ — $180^\circ$  производится соответственно через значения 0 или  $180^\circ$ , а между точками со значениями 0— $90^\circ$  (в одной точке) и  $90^\circ$ — $180^\circ$  (в другой), т. е. значения углов лежат в противоположных четвертях круга, — через 0 или  $180^\circ$ , но так, чтобы проинтерполированное значение угла составляло меньше  $180^\circ$ . Знак дает представление о направлении азимутального отклонения падения поверхности дна относительно падения структурной поверхности в ту или другую сторону. Угол показывает степень этого отклонения. В областях со значениями углов 0— $90^\circ$  обе поверхности падают в одну сторону, а с углами  $90^\circ$ — $180^\circ$  — в противоположные.

Предлагаемый способ позволяет объективно провести разделение прибрежной зоны на районы с различным соотношением в простирациях элементов структуры и рельефа подводного склона\*\*. Для каждого района геоморфологическое выражение активных структур будет различным вследствие разного их положения по отношению к фронту волн, вдольбереговым течениям, конфигурации прибрежной зоны, направлению общего уклона подводного склона и т. д.

Активные структуры и морфоструктуры по-разному проявляются не только в общей рисовке изобат на береговом склоне,

\* Эти линии мы называем изоклинами, заимствовав их название от линий, соединяющих на географических картах точки с одинаковыми значениями магнитного склонения.

\*\* Он может быть использован и для оценки азимутальных соотношений структурных планов, что (наряду с определением угловых соотношений между структурными поверхностями) будет способствовать интерпретации набора карт структурных поверхностей, построенных по разным горизонтам с целью анализа развития отдельных тектонических структур и их совокупностей.

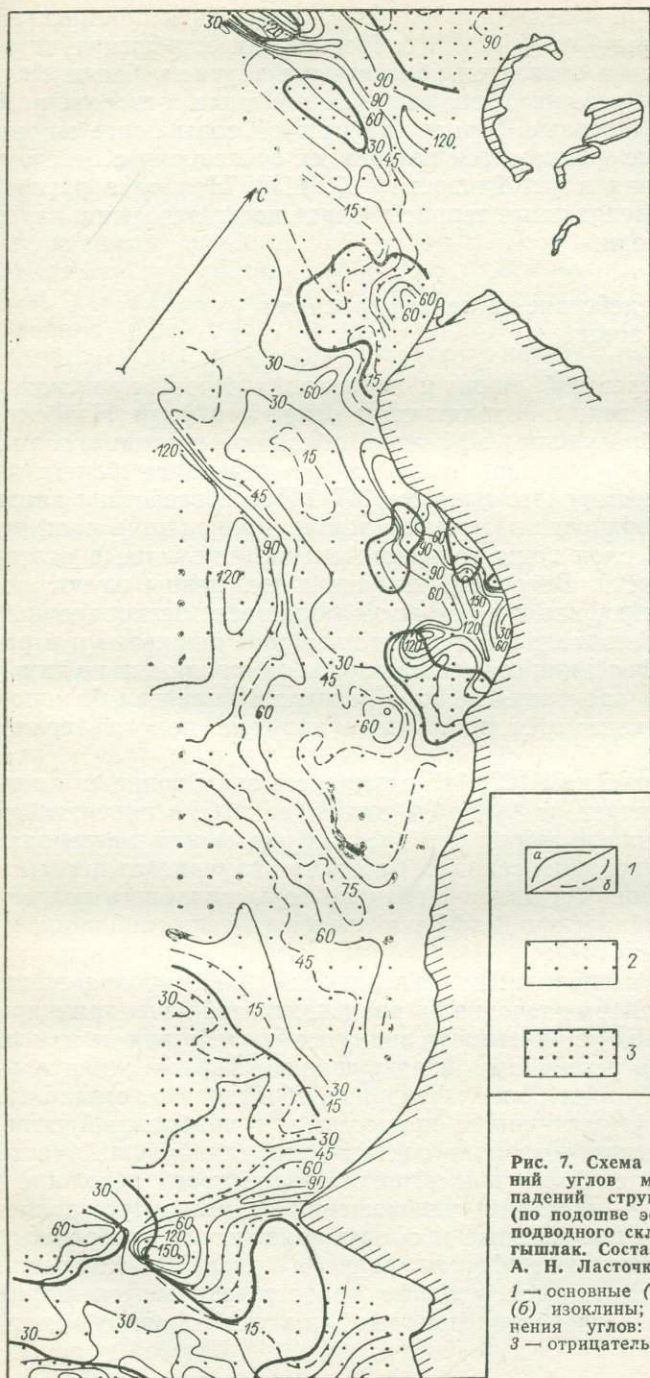


Рис. 7. Схема линий равных значений углов между направлениями падений структурной поверхности (по подошве эоцена) и поверхности подводного склона на п-ове Мангышлак. Составили Г. А. Григорьев, А. Н. Ласточкин.

1 — основные (а) и дополнительные (б) изоклины; области распространения углов: 2 — положительных, 3 — отрицательных;

но и в характере и взаимном расположении форм прибрежной морфоскульптуры (см. § 27). К абразионным морфоскульптурным образованиям относятся абразионные террасы, бенчи, клифы (или уступы размыва), волноприбойные ниши и эвормионные котлы. Аккумулятивные формы прибрежной зоны более многообразны и классифицируются по типу их сочленения с берегом, способам питания и устойчивости [67, 117]. Наиболее распространены аккумулятивные террасы, бары, косы, пересыпи, валы, томболо, наволоки.

## 5. Волновое воздействие на рельеф и осадки прибрежной зоны

Развитие береговой линии и подводного склона происходит за счет энергии волн, приходящих из открытого моря. Наибольшим рельефообразующим эффектом обладают ветровые волны и волны зыби. Другие виды волн на формирование берега не оказывают существенного влияния [67]. При воздействии ветра на водную поверхность возникают волны, приводящие частицы поверхностного слоя воды во вращательное движение в вертикальной плоскости. Ветровые, вынужденные, волны имеют несимметричный профиль и в открытом море носят беспорядочный характер. На мелководье они замедляют свое движение и в результате интерференции становятся более однородными по длине и высоте. После затихания ветра в открытом море при большой глубине устанавливаются правильные длинные пологие волны зыби.

По разным оценкам [67, 117], мощность зоны волнового воздействия составляет от  $\frac{1}{2}$  до  $\frac{1}{3}$  длины волны на поверхности воды. На окраинных морях и в океанах она может превышать 50 м, во внутриконтинентальных бассейнах измеряется первыми десятками метров. На нижней границе зоны волнового воздействия рельефообразующий эффект волновых движений практически равен нулю [117].

Результаты специальных исследований [223] показывают, что волны и волновые течения за пределами этой зоны даже при больших штормах не оказывают видимого воздействия не только на относительно устойчивые к разрушению формы субаэрального рельефа, но и на более эфемерные образования, созданные абразионно-аккумулятивными процессами в прибрежной зоне. Это обстоятельство позволяет считать, что для большей части шельфовых областей, не подвергшихся интенсивной неволновой аккумуляции, не (частично) уничтоженные в результате волновых процессов субаэральные и сформированные в прибрежных условиях субаквальные формы рельефа после прохождения (вслед за подымающимся уровнем трансгрессирующего моря) зоны волнового воздействия попадают в условия своеобразной консервации.

Даже в пределах зоны волнового воздействия интенсивность волновых движений быстро затухает с глубиной в соответствии с уменьшением (приблизительно в геометрической прогрессии [118]) радиусов орбит, описываемых частицами воды. Такая резкая вертикальная дифференциация данной зоны по интенсивности волнового воздействия наряду с колебательным характером ее перемещений (вслед за эвстатическими колебаниями уровня моря) определяет важные особенности абразионно-аккумулятивных процессов (см. § 9—10). Поскольку мощность зоны волнового воздействия зависит от длины волны, гидродинамические условия в прибрежных зонах океанов, окраинных и внутренних морей существенно различаются [155]. На берега внутренних морей воздействуют в основном короткопериодические ветровые волны (длиной обычно менее 50—70 м), а на океанические прибрежные зоны — зыбь с длинами волн 100—200 м.

В пределах прибрежных зон происходят абразия, транспортировка наносов и их аккумуляция. Абразия может быть береговой и донной. Первая направлена в основном на разрушение надводных береговых форм субаэральной и прибрежной морфоскульптуры, а вторая — главным образом на трансформацию поперечного профиля подводного склона. Береговая абразия происходит в результате собственно волнения и вдольбереговых течений. Непосредственное волновое воздействие на приглубые берега осуществляется в виде ударов, максимальная разрушающая сила которых достигает многих десятков тонн-силы на квадратный метр [90, 67]. Разрушение берегов, подвергающихся таким ударам, происходит катастрофически и оценивается сотнями квадратных километров за историческое время [90]. В подводной части прибрежной зоны процессы абразии коренных пород захватывают полосу, нижняя граница которой достигает глубин, равных  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{6}$  длины штормовой волны открытого моря. На Черном море, например, донная абразия активна до глубин порядка 10 м и очень ослаблена на глубинах до 20 м [67].

Перемещение наносов может быть продольным (вдольбереговым) и (или) поперечным. Продольное перемещение обеспечивается волновыми и ветровыми течениями. Под первыми из них понимаются различные виды течений, возникающие при трансформации волновой энергии в прибрежной зоне. В бесприливных морях она играет основную роль во вдольбереговом перемещении наносов, а также в формировании аккумулятивных тел и форм прибрежной морфоскульптуры [202]. Скорости и направления волновых течений определяются в равной степени как параметрами волн, так и характером рельефа прибрежной зоны [207]. Поперечное перемещение осуществляется волнами, которые подходят по нормали к берегу и взаимодействуют со сточным компенсационным течением [67]. Перемещение наносов определяется массой частиц, уклонами дна и гидрологическими условиями.

Аккумуляция наносов в прибрежной зоне происходит за счет поступления материала, который образуется в результате береговой абразии и речной эрозии, продукты которых транспортируются в основном вдольбереговыми течениями, и донной абразии, продукты которой переносятся главным образом в поперечном направлении.

Вдольбереговые потоки и аккумуляция транспортируемых ими наносов в совокупности с береговой абразией наряду с выравниванием береговой линии и формированием прибрежной морфоскульптуры производят собственно выравнивание рельефа прибрежной зоны — уничтожение субаэральных форм морфоскульптуры, ориентированных, как правило, поперечно подводному склону (см. § 9).

Однако эта преобладающая «продольная (или вдольбереговая) направленность» абразионно-аккумулятивных процессов не может осуществляться беспредельно при неизменном уровне моря. Идея Д. Джонсона и А. Рамсея о безграничном наступании моря на сушу (без изменения его уровня) полностью опровергнута современными исследованиями, в результате которых сложились представления о том, что при стабилизации уровня моря береговые абразионно-аккумулятивные процессы затухают и пространственное соотношение моря и суши не меняется [67, 81, 118, 146]. С прекращением береговой абразии в абразионно-аккумулятивных процессах начинает преобладать «поперечная направленность», которая проявляется в процессах донной абразии и поперечном перемещении и аккумуляции ее продуктов. Поперечное перемещение материала в совокупности с донной абразией приводит к преобразованию профиля подводного склона и его выполаживанию (см. § 9).

Поперечно направленные абразионно-аккумулятивные процессы стремятся к выработке профиля равновесия подводного склона [67, 117], уклоны которого обеспечивают в каждой его точке уравнивание прямых и обратных скоростей волн на мелководье и прекращение как абразии, так и аккумуляции. При этом абразия снимает участки профиля, лежащие выше профиля равновесия, а аккумуляция происходит там, где первичный профиль расположен ниже профиля равновесия. Профили подводных склонов, близкие к теоретическим профилям равновесия, в природе наблюдаются редко, так как их выработка всегда нарушается резко меняющимися условиями, прежде всего эвстатическими колебаниями уровня моря и тектоническими движениями. Стремление абразионно-аккумулятивных процессов к созданию некоей равновесной системы берегового склона в условиях постоянных колебаний уровня моря приводит к его выполаживанию (см. § 9).

Особенности развития абразионно-аккумулятивных процессов в прибрежной зоне определяются: 1) исходными (первичными) уклонами поверхности суши, которая в ходе трансгрессии стала подводным склоном; 2) составом и балансом наносов;

3) высотой береговых обрывов; 4) деятельностью впадающих в море рек; 5) климатом [67, 117].

Уклоны дна контролируют расход волновой энергии [117, 207] и в связи с этим интенсивность волнового воздействия на рельеф и осадки. При малых уклонах длина волны заметно уменьшается при подходе к берегу, наносы выбрасываются к линии уреза и образуют аккумулятивные формы (террасы, бары), а абразия может происходить только на подводном склоне [67]. На приглубых берегах волна подходит к берегу недеформированной, масса наносов оттягивается к основанию подводного склона и волнами производится береговая и донная абразия. Роль исходных уклонов велика только в начальные фазы развития берега при новом уровне моря [68]. В последующие фазы большее влияние начинают оказывать баланс и состав осадков. В местах скудного питания наносами отмелье берега оказываются лишенными защитного аккумулятивного покрова и быстрее поддаются разрушению. Там, где наносов много, даже приглубые берега значительно нарастают в сторону моря.

## **6. Воздействие на рельеф шельфа других экзогенных процессов**

Подчиненную рельефообразующую роль играют приливы и отливы, сгоны и нагоны, которые расширяют диапазон активного гидродинамического воздействия на прибрежную зону, а также постоянные морские течения и неволновая аккумуляция.

При структурно-геоморфологических исследованиях на большей части морей СССР воздействие приливов на прибрежные зоны можно не принимать во внимание. Сгонно-нагонные явления, связанные с ветрами, представляют собой длиннопериодные волны, которые, подобно приливному, деформируются на мелководье и у берега резко увеличивают свою высоту по сравнению с открытым морем. Высота нагонов увеличивается при входе в узкие заливы: на Балтике до 1,5—2,0 м, на западе Черного моря на 3—4 м [67]. Главной ареной деятельности мощных постоянных течений являются открытые пространства Мирового океана, где отмечены следы их участия в перемещении в основном тонкодисперсного материала и создании микроформ подводного рельефа даже на глубинах более 2000 м [120, 208]. На шельфе морей, отделенных от открытого океана островами и полуостровами, где эти течения менее распространены и характеризуются значительно меньшими скоростями, их рельефообразующая роль увеличивается лишь в различных узких местах, в которых могут формироваться промоины и некоторые аккумулятивные формы. В большинстве шельфовых зон рельефообразующая роль течений довольно скромна, о чем свидетельствуют отличная сохранность субаэральных форм рельефа и отсутствие каких-либо крупных образований, созданных этими течениями.

В прибрежной полосе они полностью затушевываются волнением и волновыми течениями [117].

За пределами прибрежных зон наиболее эффективным рельефообразующим фактором на шельфе является неволновая аккумуляция. Однако и этот фактор чаще всего характеризуется слабым воздействием на рельеф вследствие малых скоростей и относительной равномерности седиментации. Исходным материалом для образования донных отложений вне зоны волнового воздействия является взвесь [125, 152]. Источниками взвеси служат материал, полученный в результате истирания в прибрежной зоне продуктов разрушения различных пород (особенно глинистых и карбонатных), твердый сток рек и продукты ветровой деятельности. Наряду с терригенным материалом во взвеси присутствуют хемогенные и биогенные компоненты, а также вулканические продукты и космическая пыль.

Скорости отложения современных и голоценовых осадков на шельфах оцениваются значениями  $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$  мм/год, на отдельных акваториях достигают  $n \cdot 10$  мм/год и более [125]. Однако эти цифры характеризуют интенсивность суммарной (волновой и неволновой) аккумуляции. Содержащаяся в них доля неволновой аккумуляции для большей части шельфовых областей ничтожно мала. Если предположить, что такими значениями характеризуются скорости неволновой седиментации, то в пределах шельфов следовало бы ожидать преобладающего распространения илов и глинистых донных осадков, которые повсеместно перекрывали бы более крупнозернистые отложения. Однако обнаружение многочисленных выходов коренных отложений, обширных областей с грубозернистыми осадками, в том числе во внешней части шельфа [207], обычное отсутствие общей связи между батиметрическим положением подводной поверхности и гранулометрическим составом слагающих ее осадков [90, 207] свидетельствуют, во-первых, о практически незначительном рельефообразующем эффекте неволновой аккумуляции на большей части шельфов и, во-вторых, о том, что донные отложения (как и рельеф) каждого участка окончательно сформировались в основном в прибрежных условиях волнового воздействия [118]. Учитывая молодость современного рельефа шельфа, можно считать, что после выхода поверхности данного участка за пределы поднимающейся зоны волнового воздействия (в трансгрессивные этапы развития Мирового океана) только что образованные в прибрежных условиях отложения не перекрывались более молодыми (в результате неволновой аккумуляции). Состав донных отложений при этом испытывал лишь незначительные изменения в результате добавления пелитового материала и слабого взмучивания в периоды сильных штормов.

Рассмотренные представления неприменимы к тем участкам шельфа, где неволновая аккумуляция может проходить со значительными скоростями вследствие сочетания ряда благоприят-

ствующим этому факторов: 1) непосредственной близости источника питания — суши; 2) интенсивного сноса с нее; 3) наличия контрастно выраженной отрицательной формы подводного рельефа.

Концентрация взвеси убывает с удалением от источников питания и прежде всего с удалением от устьев рек [125]. Несответствие тонкодисперсного твердого стока современных рек грубозернистым донным осадкам на шельфе [207] объясняется тем, что последние формировались в основном в прибрежных условиях в регрессивные эпохи при более низком положении главного базиса эрозии — уровня Мирового океана, когда твердый сток рек также характеризовался более грубым составом и давал значительно меньше материала для пополнения взвеси и неволновой аккумуляции. В позднем плейстоцене и голоцене, как и в другие трансгрессивные эпохи, количество этого материала увеличилось.

Величина твердого стока рек определяется интенсивностью неотектонических поднятий водосборных площадей. С увеличением амплитуд воздыманий прилегающей суши, отраженных в абсолютных высотах надводной поверхности, возрастают эрозионное воздействие потоков и обусловленный этим модуль твердого стока. Между твердым стоком рек и абсолютными высотами отдельных речных бассейнов [76] существует прямая зависимость. Такая же зависимость обнаружена нами в масштабе континентов, максимальные и средние высоты которых, обусловленные амплитудами новейших поднятий, во многом определяют модуль твердого стока стекающих с них рек (рис. 8).

Интенсивность осадконакопления изменяется в зависимости от орографии подводного рельефа и возрастает от поднятий к ровным участкам и далее к впадинам [125]. Этот вывод сделан по отношению к суммарной аккумуляции. Волновое воздействие определило обратную связь между скоростью седиментации и гранулометрическим составом осадков. Аккумуляция в современной и древних прибрежных зонах приводит к заполнению отрицательных форм рельефа более тонкими осадками. На положительных формах рельефа аккумуляция ослабевает, определяя наличие в их пределах грубозернистого материала, или сменяется абразией. Вероятно, отрицательные контрастные формы, расположенные ниже зоны волнового воздействия, но близко к современным или древним (в периоды регрессий) берегам, также являются ловушками тонкозернистого терригенного материала, поступающего с окружающей суши в виде взвеси. Большие уклоны таких впадин определяют незначительные латеральные смещения береговой линии даже в периоды резких изменений уровня моря, что в свою очередь обеспечивает «бесперебойное» поступление в их пределы тонкодисперсного материала с расположенного вблизи источника сноса. Один из возможных механизмов улавливания терригенного материала заключается

также в гравитационных процессах на крутых бортах котловин. Интенсивной неволновой седиментацией характеризуются многие внутрешельфовые и окраинные желоба.

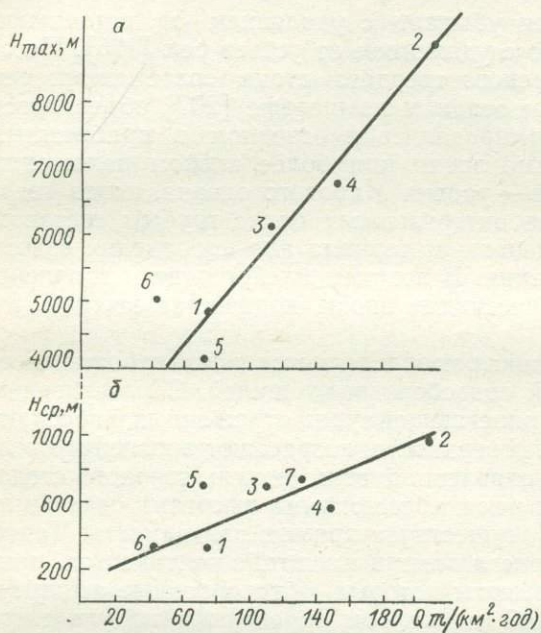


Рис. 8. Связь модуля твердого стока рек [127] с максимальными (а) и средними (б) высотами материков [33].

Цифры на графиках отражают максимальные вершины невулканического происхождения и средние высоты материков: 1 — Европа; 2 — Азия; 3 — Северная Америка; 4 — Южная Америка; 5 — Африка; 6 — Австралия; 7 — вся суша.

### III. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ЭВСТАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Уровень Мирового океана в течение всей геологической истории испытывал разномасштабные перемещения, обусловленные изменением количества воды в океанических впадинах (гидрократические колебания) или емкости последних (геократические колебания) и в меньшей степени накоплением осадков на дне морей и океанов (седиментоэвстазия) [121, 133, 135, 151, 158 и др.]. Наряду с собственно колебаниями уровня океана (относительно считающихся неподвижными континентальных плит) в качестве единого сопряженного процесса рассматриваются [12, 82, 158 и др.] одновременное поднятие материков относительно уровня океана и перемещения последнего относительно континентов. Гидрократические колебания вызываются или поступлением ювенильной воды в гидросферу, или перемещением водных масс из океана на континенты и обратно, в частности в периоды оледенений и межледниковий (гляциоэвстазия).

В настоящее время сам факт значительных по амплитуде перемещений уровня Мирового океана можно считать общепри-

знанным. Однако о геологическом значении эвстатических колебаний до сих пор не выработано единых, даже самых общих, представлений, и некоторыми исследователями [218] их роль считается незначительной. В геоморфологической теории эвстатические колебания также не рассматриваются как самостоятельный фактор рельефообразования, хотя их влияние на интенсивность и направленность экзогенных процессов не только на шельфах, но и на платформенных равнинах современной суши можно без особого преувеличения сравнить по своей масштабности с ролью тектонических движений.

## 7. О соотношении эвстатических колебаний уровня Мирового океана и тектонических движений земной коры

Представления об эвстатических колебаниях в доновейшее время формируются в результате исследований по двум основным направлениям. Первое заключается в теоретической оценке подъема уровня Мирового океана как суммарного эффекта проявления ряда факторов: поступления в гидросферу ювенильных вод, роста материков, накопления морских осадков, тектонических движений океанического дна и др. [26, 121, 135].

Методические недостатки этого направления: 1) гипотетичность оценок воздействия на уровень Мирового океана каждого из перечисленных факторов; 2) исходное положение о равномерности проявления в течение геологического времени этих факторов, что заведомо вынуждает отказаться от изучения осцилляций в динамике уровня океана и может привести к обнаружению только общей тенденции в его перемещении. Положительная сторона этого направления заключается в том, что оно нацелено на непосредственное определение перемещения уровня Мирового океана по вертикали и оценивает эти перемещения не косвенно, а в метрах относительно первичного коренного ложа океана (кровли «базальтового» слоя) [26] или его современного положения [121].

Результаты данных исследований сводятся к представлениям об общей тенденции подъема уровня океана в течение всей геологической истории, измеряемого сотнями и первыми тысячами метров. Вместе с тем морфоциклические кривые континентов [139] и оценка среднего высотного положения прибрежно-морских разновозрастных отложений на современной суше свидетельствуют о том, что средняя высота континентальных плит относительно уровня океана в мезозой-кайнозе также увеличивалась [12]. И так как обнаруживается определенное единство в гипсометрическом положении одновозрастных, наиболее широко распространенных полигенетических поверхностей выравнивания на разных континентах и их частях, характеризующихся резко дифференцированным тектоническим развитием,

это явление может быть объяснено только понижением уровня Мирового океана.

Второе направление в изучении доновейших перемещений уровня Мирового океана базируется на более объективном фактическом материале — определении изменений во времени площадей распространения морских осадков [83, 144]. Литолого-палеогеографические данные позволяют выявить разные по масштабам осцилляции в динамике уровня океана, что само по себе имеет большое значение, но не дает возможности оценить его перемещение по вертикали. Применение этой методики затруднено по следующим причинам.

1. Распространение морских фаций учтено только на современной суше, и не исключено, что при такой же их изученности в пределах морей оценка площадного развития разновременных трансгрессий и регрессий может подвергнуться существенным коррективам.

2. Под древними морями понимаются только области морской аккумуляции, хотя, судя по современным шельфам, они включали в себя обширные территории с преобладанием на них абразионных процессов.

Анализ изменения площадей трансгрессий и регрессий в геоморфологический (мезозойско-кайнозойский) этап истории Земли [83, 144], глобального распространения стратиграфических перерывов, поверхностей несогласия (в том числе в разрезе осадков на дне океана [231]) и одновозрастных полигенетических поверхностей выравнивания на суше [89, 139] позволяет сделать вывод о значительных по амплитуде колебаниях уровня и изменениях площадей мезозойско-кайнозойских морей. Эти осцилляции (рис. 9) вряд ли имели только гидрократический характер, так как интенсивное поступление ювенильных вод в гидросферу происходило, по А. П. Виноградову [151], в основном в начальные этапы геологической истории, а следы самого мощного механизма перемещения водных масс из океана на континент и обратно (в результате роста ледниковых щитов и дегляциации) в геологической летописи этих времен не обнаружены.

Наиболее вероятная и основная причина данных осцилляций — тектонические движения океанического дна, которые могут вызвать, по Г. У. Менарду [135], колебания уровня Мирового океана с размахом по вертикали до 1 км. Не исключено, что важным фактором, воздействующим на эвстатические процессы, является импульсный характер раздвижения океанического дна в пределах срединно-океанических хребтов, ускорение и замедление которого удовлетворительно коррелируются с изменением площадей распространения морских осадков на планете [231].

Особенности изменения площадей распространения морских отложений [83, 144] (рис. 9) позволили А. Л. Яншину [218]

прийти к отрицанию общепланетарного характера крупных трансгрессий и регрессий на континентах и рассмотрению последних как следствия местных дифференцированных тектонических движений, а не как результата эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Действительно, кривые изменения площадей морских осадков во времени, составленные для каж-

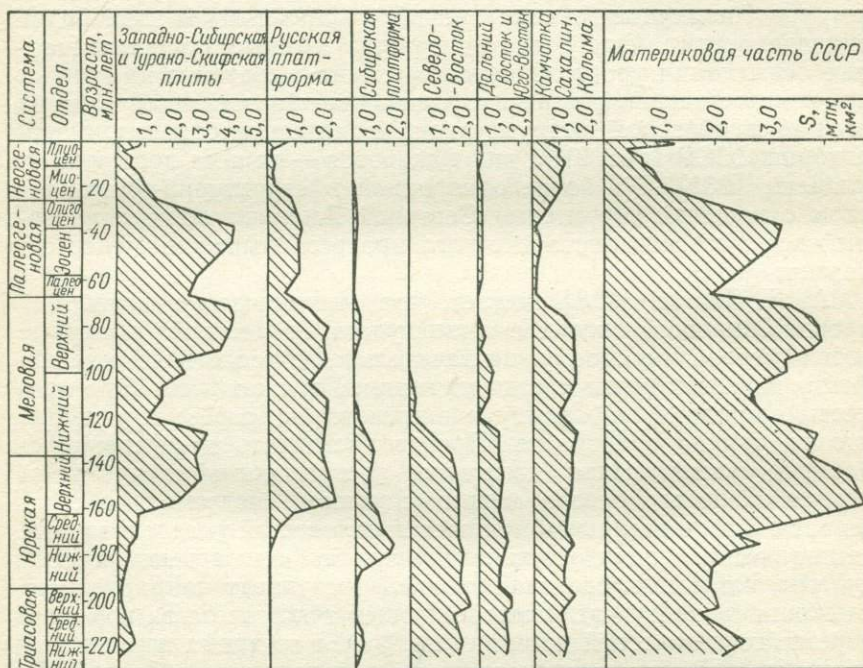


Рис. 9. Изменение площадей  $S$  распространения морских осадков в геоморфологический этап развития территории СССР (по Ю. Н. Карогадину [83]).

дой региональной структуры, а также части континента, представленной одной или несколькими однотипными структурами, отражают в большей степени ход развития этих структур (тектонические поднятия и опускания относительно уровня Мирового океана), а не общепланетарный эвстатический процесс. Этим и объясняется несовпадение количества и продолжительности трансгрессий и регрессий и соответственно экстремумов кривых (рис. 9) для различных в структурно-тектоническом отношении регионов.

Вместе с тем распространение трансгрессий во времени для континентов и их частей, характеризующихся разнообразием соизмеримых по площади структурных элементов

(платформенные и геосинклинальные области на разных стадиях их развития), показывает вполне закономерную общепланетарную динамику эвстатического процесса, которая проявляется в результате взаимного наложения эффектов метахронного развития отдельных структур. В определенной мере это признается самим же А. Л. Яншиным [218] по отношению к развитию трансгрессий на западной половине территории СССР, которое согласуется с каледонской, герцинской и альпийской складчатостями. Еще более контрастно единые общепланетарные осцилляции уровня Мирового океана выражены на кривых изменения площадей морских фаций для мезозоя и кайнозоя на всей многообразной в структурно-тектоническом отношении территории СССР (рис. 9), а для фанерозоя — на всех континентах планеты [231]. На более однородной в структурно-тектоническом отношении территории Северной Америки общепланетарный ход развития эвстатического процесса выражен менее отчетливо [144].

А. Л. Яншин [218] считает, что эвстатические колебания уровня Мирового океана с амплитудами в десятки и первые сотни метров по своему незначительному геологическому эффекту не соизмеримы с тектоническими движениями. Эти процессы настолько по-разному проявляются в разрезе и рельефе, что их трудно сравнивать. Противопоставлять дифференцированные тектонические движения эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана можно с учетом следующих обстоятельств. Запечатленные в мощностях отложений унаследованные тектонические движения характеризуются суммарными амплитудами, которые представляют собой результат направленного сложения амплитуд этой составляющей тектогенеза за короткие отрезки геологической истории (см. § 1), в то время как перемещение уровня океана происходит не однонаправленно и является колебательным процессом. Отсюда следует вывод о правомочности сопоставления дифференцированных движений земной коры только с однонаправленными перемещениями уровня океана в определенные, достаточно узкие диапазоны времени. Такое сопоставление скоростей подъема уровня в позднепоследледниковую трансгрессию (см. § 8) и дифференцированных тектонических движений показывает, что они характеризуются величинами одного порядка.

В. В. Белоусов [14] и С. С. Шульц [213], различая структурное и геоморфологическое выражение эпейрогенических движений, отмечают, что колебательный характер свойствен не собственно тектоническому процессу, а его отражению в рельефе и что он определяется «периодическими явлениями, далеко выходящими за рамки распространения изучаемой структурной формы» [213]. Таковыми могут быть только эвстатические перемещения уровня Мирового океана, которые непосредственно не связаны с развитием конкретной структуры, имеют общеплане-

тарное значение и характеризуются значительными скоростями и частой сменой знака перемещений.

Тектонические движения разделяются не только по степени устойчивости проявления во времени на унаследованные и автономные, а во многих классификациях — и по степени устойчивости в пространстве. По данному принципу выделяются типы движений, которые в этих классификациях отражают как бы две стороны тектогенеза: тектоническую дифференциацию и «тектоническую интеграцию». К первому типу относятся дифференцированные (волновые [194], местные [218]) тектонические движения, формирующие разнопорядковые структурные и морфоструктурные образования и определившие основные орографические черты надводного и подводного рельефа. На платформенных равнинах среди них в первую очередь выделяются эпейрогенетические движения, с которыми связано образование региональных и надрегиональных структур и морфоструктур. Наряду с дифференцированными движениями часто и под разными названиями (геоморфологические колебательные [182], колебательные [150], собственно колебательные или осцилляционные [194] движения, общие колебания [14]) выделяются такие, которые при всей неоднозначности их толкования рассматриваются в разных классификациях как выражение якобы присущей тектогенезу второй стороны — «тектонической интеграции».

Нам представляется, что именно колебания уровня Мирового океана фигурируют в тектонических классификациях (большинство из которых разработано до получения уверенных данных об общепланетарных эвстатических процессах) в качестве понятий «колебательные», «осцилляционные», «геоморфологические колебательные» движения. Для их структурного и геоморфологического выражения характерны, по мнению авторов этих понятий, неизменность внутренней структуры перемещающихся сегментов ([182], Г. Штилле, по [194]) и образование субгоризонтальных поверхностей в разрезе (границы слоев) и в рельефе (поверхности выравнивания), т. е. первичной структуры [14] и первичной морфоструктуры (см. § 31) платформенных равнин. Однако такая интеграция, проявляющаяся в формировании первичной структуры и морфоструктуры, вообще не свойственна тектоническим движениям, которые направлены на постоянное усложнение строения земной коры. По нашему мнению, она носит другую природу и связана с единством или общепланетарной согласованностью хода эвстатических колебаний Мирового океана и исходной горизонтальностью создаваемых волновым воздействием на предшествующий рельеф геоморфологических уровней [133] (см. § 10).

Большинство исследователей [21, 89, 133 и др.] придерживаются представления о том, что разновозрастная ярусность рельефа современной суши — это результат проявления колебательных движений при их общей тенденции к поднятию. Разви-

вая классическую схему В. Пенка [160], согласно которой в условиях относительного покоя или опускания формируется поверхность террасы, а в условиях поднятия ее уступ, Ю. А. Мещеряков [139] отметил, что «лестницу поверхностей выравнивания правильнее рассматривать как свидетельство чередования этапов общего опускания и относительной стабилизации и этапов поднятия и дифференциации движений...».

В соответствии с этим выделяются два типа развития рельефа: выравнивание и расчленение. Учитывая глобальное [86, 89, 139] распространение разновозрастных и разновысотных геоморфологических уровней, чередование этапов выравнивания и расчленения рельефа, не связанное с развитием конкретных, даже самых крупных структур, эти типы рельефообразования следует, вероятно, рассматривать как следствие общепланетарных трансгрессий и регрессий Мирового океана. И если это так, то следует значительно расширить в наших представлениях диапазон колебаний уровня Мирового океана и признать существенную роль эвстатики в формировании рельефа не только морских аккумулятивных низменностей, но и многих высоких равнин, образование которых связывается до сих пор с континентальной денудацией, не приводящей к выравниванию рельефа (см. § 8, 11).

## 8. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в новейшую геологическую историю

Крупнейшие эвстатические колебания (осцилляции первого порядка продолжительностью  $n \cdot 10^7$  лет) осложнялись значительно более кратковременными многочисленными осцилляциями второго порядка (продолжительность  $n \cdot 10^5$  —  $n \cdot 10^4$  лет), вероятно, как гидрократического (связанного с изменениями общей увлажненности на континентах), так и геократического характера. Одна из них показана на рис. 9 в среднем и позднем плиоцене, а другие не нашли отражения в исходном материале [10], который характеризует изменения площадей и контуров морских бассейнов лишь в самых общих чертах, грубо осредняя как фациальные условия, так и временные интервалы. Осцилляции первого порядка в позднем кайнозое проявились в виде общего снижения уровня океана со средней скоростью  $n \cdot 10^{-1}$  мм/год. На это снижение наложены резкие кратковременные осцилляции второго порядка, изучение которых базируется не только на литолого-фациальных данных, но и на анализе погребенных долин на суше, подводных долин на шельфе и морских террас в пределах суши и шельфа.

Относительно стабильное положение уровня океана в максимуме трансгрессий на платформенных равнинах фиксируется полигенетическими поверхностями выравнивания [139], в которые как составные части входят площадки абразионных и аккумуля-

мулятивных морских террас, а также поверхности, образованные в субаэральных условиях и привязанные к соответственно расположенному уровню Мирового океана. Не исключено, что многие поверхности на платформенных равнинах, ныне рассматриваемые как древние поверхности, сформированные в условиях аккумуляции (например, аккумулятивная палеогеновая поверхность в Нижнем Поволжье [53]), в периоды максимального развития последующих трансгрессий находились под уровнем моря и характеризовались интенсивным развитием абразионных процессов. Именно последние могли привести к установленному сейчас [199] срезанию мощных толщ осадков, уничтожение которых не может быть объяснено воздействием выравнивающих субаэральных экзогенных процессов (см. § 11).

Различия в изученности, методике и детальности определения современного гипсометрического и батиметрического положения надводных и подводных морских террас, в амплитудах и направленности деформирующих эти террасы тектонических движений, в интенсивности проявления процессов гляцио- и гидроизостазии (см. § 36) в значительной мере затрудняют определение положения уровня Мирового океана в трансгрессивные этапы новейшей геологической истории. Несмотря на эти обстоятельства, проведенный нами статистический анализ положения террас в разных регионах Мирового океана позволяет говорить о преобладающей приуроченности морских террас к следующим основным гипсометрическим и батиметрическим уровням: 1)  $+195 \div +210$ ; 2)  $+180$ ; 3)  $+150 \div +160$ ; 4)  $+120$ ; 5)  $+80 \div +100$ ; 6)  $+60$ ; 7)  $+30$ ; 8)  $+15 \div -20$ ; 9)  $-50 \div -60$ ; 10)  $-90 \div -100$ ; 11)  $-140$  м.

Более точно вычисленные среднестатистические высоты преобладающего распространения доплейстоценовых [211] и плейстоценовых [212] террас на суше, по В. А. Шлейникову, составляют 382, 238, 170, 122, 85, 60, 34, 18, 11, 8, 3 м. В. И. Мысливец и др. [143] указывают на то, что террасы позднего плейстоцена располагались на высотах 0—25 м, большая часть террас среднего плейстоцена — 25—70 м, раннеплейстоценовые террасы — 70—200 м. Однако в целом максимальное развитие плейстоценовых трансгрессий этими авторами характеризуется уровнем, ненамного превышающим современный. Высокое же гипсометрическое положение террас ими и другими исследователями рассматривается как следствие тектонических движений положительного знака. Это объяснение вряд ли можно считать универсальным, так как оно требует признания равномерных восходящих перемещений побережий на континентах и игнорирует, во-первых, движения отрицательного знака и, во-вторых, резкие различия в тектоническом развитии побережий планеты. Именно поэтому, а также с учетом закономерного снижения высот террас от более древних к более молодым и выдержанности высот одновозрастных террас на разных побережьях Мирового океана [143] мы

разделяем другую точку зрения [198, 12 и др.], согласно которой уровень Мирового океана понижался в плейстоцене со 150—200 м до современного положения.

Если ныне надводные поверхности выравнивания отражают в основном положение уровня океана в максимум трансгрессии второго порядка, то погребенные и подводные долины указывают на положение главного базиса эрозии в регрессивные этапы развития бассейнов. Погребенные под плиоцен-четвертичными осадками речные долины установлены в результате бурения практически на всех платформенных равнинах СССР [37, 101, 140, 141 и др.], в различных районах Евразии и других континентов [12, 37, 105, 192 и др.].

Поперечные профили погребенных долин характеризуются более крутыми бортами, чем склоны современных долин, а их днища занимают в настоящее время самые разные положения относительно современного уровня океана и продольных профилей современных рек. Абсолютная глубина погребенных эрозионных врезов на каждом участке речной долины зависит от его удаленности от главного базиса эрозии в период самой мощной регрессии, тектонически обусловленных уклонов древних прибрежных равнин, степени выработанности продольного профиля древней долины, водности создавшей ее реки, а также от последующих тектонических движений, деформирующих продольные профили погребенных долин.

Наиболее объективные представления о положении уровня Мирового океана во время самой мощной его регрессии могут быть получены только по наиболее глубокому эрозионному врезам, зафиксированным в результате бурения долин на шельфе или в приустьевых участках крупных современных рек, долины которых унаследованы от крупнейших древних долин с хорошо выработанными пологими продольными профилями. Положение последних по разным данным [12, 101] характеризуется глубинами 200—300 м и ниже современного уровня моря.

В различных областях нижний предел распространения подводных долин оценивается в первые сотни [12, 123, 124, 126, 141] и даже тысячи [207—209] метров глубин. Обнаружение долин субаэрального происхождения на глубинах до 1000 м и более может быть объяснено только интенсивными неотектоническими прогибаниями, амплитуда которых имеет тот же порядок значений, что и амплитуды поднятий на активизированных платформах и в складчатых областях на современной суше. На батиметрическое положение подводных долин, вероятно, также оказывают влияние гидроизостатические движения (см. § 36).

Вместе с тем в районах шельфа, характеризующихся умеренной неотектонической активностью, глубины устьев подводных долин можно рассматривать как свидетельства положения уровня Мирового океана в регрессивные эпохи. Например, на одном из окраинных морей СССР устья подводных долин четко при-

вязаны к определенным батиметрическим уровням (рис. 10). Некоторые из них — 160, 200 и 230 м (так же как глубины вложенных врезов в погребенных долинах на суше), по-видимому, отражают положение главного базиса эрозии в регрессивные эпохи. Можно также предположить, что устья рек, расположенные на глубинах 270—290 м, фиксируют самую глубокую доплейстоценовую регрессию, а последняя, гримальдийская, регрессия отражена в положении устьевых участков подводных долин на глубинах 100—140 м.

Погребенные долины на суше продолжают на прилегающих к ней шельфах в виде подводных долин, частично или полностью заполненных аллювиальными и морскими осадками. Степень выраженности последних (глубина не заполненного осадками эрозионного вреза) различна на разных батиметрических уровнях. Хуже всего эти долины проявляются в рельефе современной прибрежной зоны, что объясняется длительным волновым воздействием на него в период стабилизации уровня Мирового океана в голоцене. Ниже по течению, и особенно на больших глубинах, они выражены значительно лучше. Наибольшему уничтожению волновыми процессами подверглись долины самых первых порядков на абрадированных «водораздельных пространствах», в то время как долины крупных прарек, приуроченных к областям новейших погружений, наиболее четко фиксируются в рисунке изобат.

Плановое соответствие многих погребенных долин на суше и подводных долин на шельфе свидетельствует о том, что и те и другие являются составными частями единых разновозрастных систем гидросети, развитых в регрессивные эпохи. Вместе с тем размеры долин современных рек на суше и продолжающих их на шельфе подводных долин часто не соответствуют друг другу. Долины мелких рек часто продолжают ниже уровня моря широкими подводными долинами, созданными значительно более мощными реками. Это можно объяснить существенными перестройками гидросети, в результате которых крупные, ныне погребенные долины на суше унаследованы в современном рельефе долинами первых порядков.

Явные свидетельства перестройки гидросети имеют место и в пределах шельфа, на что указывает позднеплиоценовый гидро-

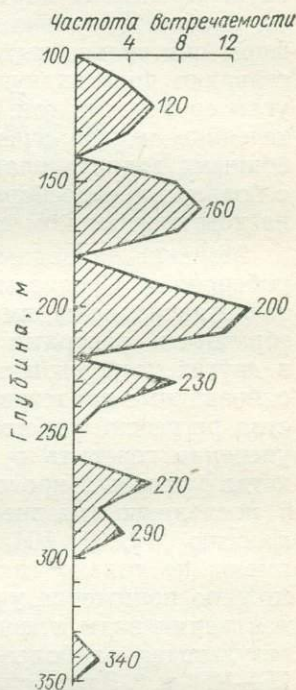


Рис. 10. Батиметрическое положение устьевых участков подводных долин на шельфе одного из окраинных морей СССР.

графический план некоторых морей и прилегающей к ним суши, характеризующий рельеф времени максимальной регрессии уровня Мирового океана. Для гляциальных шельфов, где наличие подводных долин обычно отрицается, так же как и для других морей, характерны контрастные отрицательные формы рельефа, которые отлично коррелируются в плане и чаще всего на батиметрических картах представлены согласованными заливами изобат. В отличие от более изометричных положительных форм они сильно вытянуты в плане и в совокупности своей составляют древовидную систему, для которой характерны острые углы сочленения (см. § 26), закономерные расширения «вниз по течению» и ограничения древних водосборных бассейнов «подводными водоразделами». С устьями крупных подводных долин с большими водосборными площадями связаны расположенные на континентальном склоне конусы выноса.

Морские надводные террасы наиболее детально изучены на побережьях Средиземноморья [98, 198], где они относительно точно датированы, имеют специальные названия и служат своеобразными реперами при исследованиях террасовых уровней в других прибрежных районах Мирового океана. Относительно однозначные представления о максимальном развитии большинства регрессий до сих пор отсутствуют. Можно лишь довольно уверенно говорить о том, что в новейшее время были эпохи, когда уровень Мирового океана опускался ниже его положения в последнюю (поздневисконсинскую или гримальдийскую) регрессию [12, 31, 104, 198 и др.]. Эти регрессии, по-видимому, имеют не только гляциоэвстатическую природу, так как возможное понижение уровня Мирового океана в результате концентрации воды в ледниковых щитах не может превышать, по результатам наиболее признанных специальных подсчетов [134], 75—100 м.\* Здесь следует иметь в виду, что чередование ледниковых и межледниковых эпох есть лишь одно из проявлений ритмического развития всех природных компонентов, в том числе движений земной коры, и что гляциоэвстатический эффект в колебаниях уровня океана мог усиливаться за счет геократического (в частности, возможно, гляциоизостатического) подъема континентальных плит в межледниковья и погружения последних в ледниковые эпохи.

Многочисленные датировки морских отложений, а также данные о возрасте сопряженных с трансгрессиями и регрессиями других событий новейшей истории (межледниковий и оледенений), основанные на применении радиоуглеродного, урано-иониевого, калий-аргонового и других методов абсолютной датировки [70], позволили представить ход плиоцен-четвертичных колебаний уровня Мирового океана в виде графика (рис. 11).

\* В целом гляциоэвстатические опускания уровня Мирового океана оцениваются разными исследователями широким (от —46 до —914 м) диапазоном глубин [81].

Решение наших задач требует специального рассмотрения послеледниковой трансгрессии в связи с тем, что: а) в ходе ее сформировались основные черты подводного рельефа на обширной части шельфа в большом диапазоне глубин (от 0 до  $-110 \div$

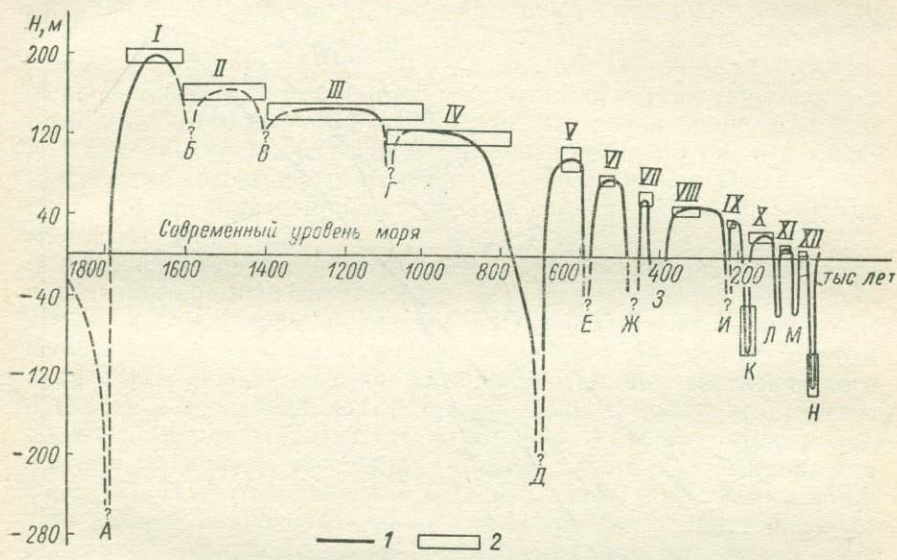


Рис. 11. Кривая колебания уровня Мирового океана за последние 2 млн. лет (по данным В. А. Зубакова [70] и других).

1 — кривая колебания уровня Мирового океана; 2 — гипсометрическое и батиметрическое положения датированных террас и подводных береговых линий. Трансгрессии (средиземноморские террасы): I — калабрийская первая ( $H=190 \div 205$  м, 1750 тыс. лет); II — калабрийская третья ( $H=135 \pm 150$  м,  $1000 \pm 60$  тыс. лет); III — калабрийская четвертая ( $H=110 \div 125$  м,  $940 \pm 160$  тыс. лет); IV — сицилийская первая, или эмилийская ( $H=85 \div 110$  м, 640—710 тыс. лет); V — сицилийская вторая ( $H=70 \div 80$  м, 515—550 тыс. лет); VI — миладская ( $H=50 \div 65$  м, 417—450 тыс. лет); VII — палеотирренская первая ( $H=40 \div 50$  м, 300—370 тыс. лет); VIII — палеотирренская вторая ( $H=30 \div 35$  м, 210—224 тыс. лет); IX — эотирренская ( $H=18 \div 22$  м, 110—175 тыс. лет); X — неотирренская ( $H=5 \div 12$  м, 70—100 тыс. лет), XI — эпимонастирская ( $H=3 \div 5$  м, 33—48 тыс. лет); XII — фландрская ( $H=2 \div 3$  м, 3,5—7,0 тыс. лет); регрессии: А—Г — недатированные с неустановленным положением уровня Мирового океана, Д — посткалабрийская ( $H < 200$  м, 750—800 тыс. лет), Е — постсицилийская (550—600 тыс. лет), Ж — постмиладская (460—485 тыс. лет), З — постпалеотирренская первая ( $H=-20$  м, 370 тыс. лет), И — постпалеотирренская вторая ( $> 220$  тыс. лет), К — постэотирренская ( $H=-50 \div 100$  м, 175—200 тыс. лет), Л — постнеотирренская ( $H=-60$  м, 90—110 тыс. лет), М — постэпимонастирская ( $H=-60$  м,  $> 52$  тыс. лет), Н — гримальдийская ( $H=-120$  м, 17—25 тыс. лет).

$\div - 140$  м); б) относительно уверенные радиоуглеродные определения абсолютного возраста отложений, фиксирующих различные положения уровня Мирового океана в период ее развития, дают довольно точные представления о скоростях и других особенностях эвстатических перемещений в позднем плейстоцене и голоцене, которые можно распространить на весь неотектонический этап.

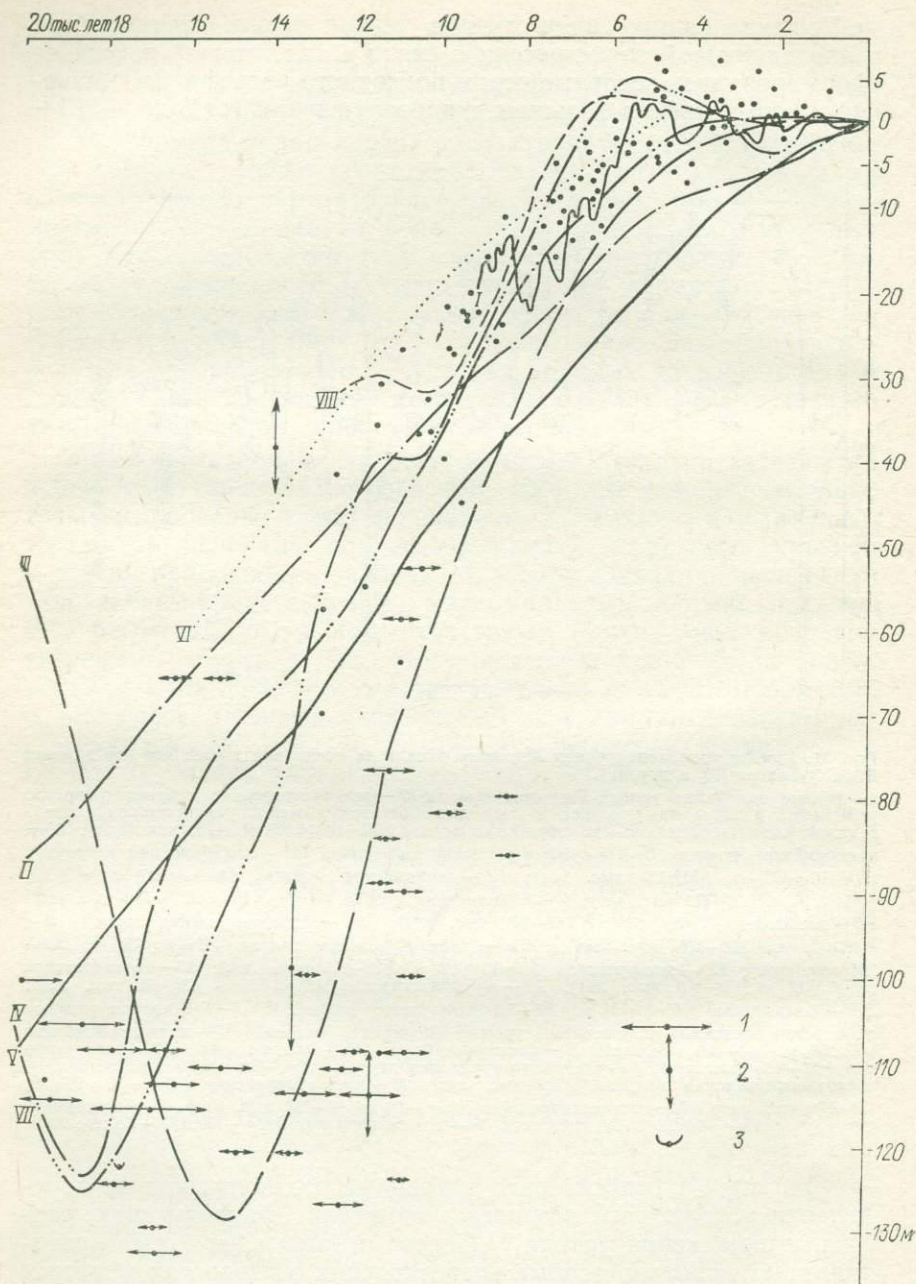


Рис. 12. Графики колебания уровня Мирового океана в послеледниковую трансгрессию и батиметрическое положение древних береговых линий на шельфах земного шара. Составили А. Н. Ласточкин, А. Г. Зинченко по данным М. Н. Алексеева [5], П. А. Каплина [81], А. П. Кулакова [102], Н. И. Николаева [151] и др.

Естественно, что субъективные погрешности в датировках и объективные тектонические, гидро- и гляциоизостатические факторы не позволяют получить абсолютно однозначную картину перемещения уровня Мирового океана в послеледниковое время в различных его регионах. Вместе с тем можно уверенно говорить о порядке значений средней скорости подъема уровня. По многочисленным данным (рис. 12), максимум гримальдийской регрессии датируется 15—20 тыс. лет до настоящего времени. Уровень океана в это время находился на отметках современных глубин от —110 до —140 м. 5—7 тыс. лет назад произошло резкое замедление трансгрессии. Уровень океана по разным оценкам достиг современных отметок от —10 до +4 м. Отсюда следует, что средняя скорость подъема уровня океана измеряется миллиметрами в год.

Однако скорости послеледниковой трансгрессии в короткие интервалы времени значительно менялись по абсолютному значению, и само перемещение уровня океана при его общей тенденции к подъему часто меняло свою направленность. В этом проявились наложенные на восходящую кривую эвстатического процесса в послеледниковую трансгрессию осцилляции третьего порядка (продолжительность  $n \cdot 10^3$  лет), наиболее ярко выраженные на кривых колебания уровня океана Р. Фейрбриджа (рис. 12), Н. А. Мернера и Ф. Шепарда [151, 207]. Таким образом, данные о послеледниковой трансгрессии свидетельствуют о крайней неравномерности перемещения уровня океана, при котором скорости подъема уровня в этапы ускорения могли увеличиваться на целый порядок по сравнению с темпом его перемещения в этапы относительной стабилизации уровня океана. При этом смена скоростей часто носила скачкообразный характер.

В голоценовую эпоху эвстатической истории Мирового океана была создана современная прибрежная зона. Существуют две основные точки зрения на особенности перемещения уровня океана за последние 5—7 тыс. лет [82, 84, 207 и др.]. По Ф. Шепарду [207] и его последователям, уровень океана в это время медленно и непрерывно повышался, асимптотически приближаясь к современному. Наряду с этими представлениями имеются многочисленные данные, подтверждающие точку зрения Р. Фейрбриджа и других [81, 82 и др.], по которой уровень океана достиг современного положения около 6 тыс. лет назад, неоднократно его превышал и опускался ниже. На наш взгляд,

---

*I, II* — сводные кривые колебания уровня Мирового океана по Р. Фейрбриджу (*I*) и Ф. Сеготду (*II*); *III—VIII* — кривые колебания уровня океана в районах Атлантического шельфа США (*III*), шельфа Техаса (*IV*), дельты р. Миссисипи (*V, VI*) и Японских островов (*VII, VIII*).

Батиметрическое положение береговой линии: *1* — с указанием возможной погрешности в определении ее возраста, *2* — с указанием диапазона глубин ее положения, *3* — в период максимального развития гримальдийской регрессии.

указанные точки зрения отражают разномасштабные эвстатические процессы, происходившие в одно и то же время.

На фоне постепенного приближения уровня океана к современному (примерно от  $-10$  до  $0$  м) проявлялись осцилляции третьего и более высоких порядков, максимумы которых не превышали современных отметок  $+4 \div +6$  м. Примерами таких осцилляций являются новочерноморская и нимфейская трансгрессии и разделяющие их регрессивные этапы, установленные [190] на Черном море, колебания уровня океана, зафиксированные в прибрежной зоне Новой Зеландии [81] и в других районах.

### **9. Эвстатические колебания уровня Мирового океана и абразионно-аккумулятивное выравнивание рельефа**

Основное геоморфологическое следствие эвстатических колебаний уровня Мирового океана заключается в том, что они определяют направленность абразионно-аккумулятивных процессов на выравнивание рельефа платформенных равнин современной суши и шельфа. При этом волновое выравнивающее воздействие на рельеф осуществлялось в каждый момент геологического времени в пределах прибрежной зоны, а на протяжении значительных отрезков времени, в том числе в новейший геологический этап, — на тех пространствах континентальных плит, которые подвергались неоднократным трансгрессиям и регрессиям. К этим пространствам относятся главным образом платформенные области, равнинность рельефа которых во многом обусловлена абразионно-аккумулятивной деятельностью морских волн на фоне умеренно дифференцированных тектонических перемещений блоков земной коры.

Высокое положение и последующее снижение уровня Мирового океана в мезозой-кайнозое на первые сотни метров, осложненное разнопорядковыми осцилляциями, определяют широкое латеральное развитие трансгрессий и регрессий и в связи с этим выравнивающих волновых процессов на континентах. Ведь даже при современном распределении высот и глубин, отраженном на гипсографической кривой, подъем уровня на  $200$  м приведет к затоплению всех низких равнин суши, площадь которых составляет  $7,4\%$  современной площади всей планеты. Учитывая, что рельеф континентов в доновейшее время был значительно менее контрастным [150], а уровень Мирового океана значительно выше современного, распространение древних трансгрессий и регрессий по площади при тех же амплитудах перемещений уровня следует считать еще бóльшим.

Большой диапазон современных высот и глубин, в пределах которого происходило перемещение уровня Мирового океана в мезозой-кайнозое, можно выделить в качестве «сферы волнового воздействия». Она включает в себя платформенные рав-

нины современной суши; разновозрастный рельеф которых формировался в условиях абразионно-аккумулятивного выравнивания, и шельфовые области, несущие на себе следы деятельности волновых и субаэральных процессов. Многие участки суши и шельфа с рельефом абразионно-аккумулятивного происхождения к настоящему времени выведены за пределы этой «сферы» в результате высокоамплитудных тектонических и изостатических поднятий и опусканий. Определение верхней и нижней границ «сферы» позволит решить целый ряд палеогеографических проблем и, в частности, проблему происхождения глобально распространенных полигенетических поверхностей выравнивания.

В то время как абразионно-аккумулятивная деятельность морских волн направлена на выравнивание рельефа, экзогенные субаэральные процессы, за некоторыми исключениями, определяют его расчленение (см. § 11). В рельефе суши под поверхностью выравнивания в морфологическом отношении понимается поверхность, в первичном состоянии занимающая субгоризонтальное положение и не осложненная выработанными и аккумулятивными морфоструктурными формами. Ее расчленение и деформация рассматриваются как вторичные. На шельфе поверхности, выровненные абразионно-аккумулятивными процессами (в результате которых были уничтожены все морфоскульптурные формы), занимают как субгоризонтальное, так и наклонное и даже субвертикальное положение. Вместе с тем на шельфе широко распространены различные по уклонам поверхности субаэрального расчленения. Их расчлененность по отношению к субаквальным рельефообразующим процессам следует считать первичной, так же как по отношению к субаэральным процессам первичной считается выровненность надводных поверхностей разного генезиса.

Полный цикл абразионно-аккумулятивного выравнивания, включающий в себя весь процесс переработки разных по уклонам и расчлененности поверхностей субаэрального происхождения в субгоризонтальные и выровненные поверхности морских террас, состоит из двух основных стадий: 1) собственно выравнивания — уничтожения субаэральных положительных и отрицательных форм рельефа; 2) выполаживания — приближения выровненной поверхности к ее проекции на горизонтальную плоскость.

Собственно выравнивание рельефа осуществляется в основном в начальный период развития прибрежной зоны при только что установившемся положении уровня моря в результате береговой абразии, вдольберегового перемещения материала и его аккумуляции. Рельефообразующий эффект вдольбереговых абразионно-аккумулятивных процессов максимально проявляется в уничтожении поперечно направленных по отношению к береговой линии форм субаэрального происхождения, главным образом речных долин и их водоразделов. При наступлении моря на

расчлененную сушу развитие прибрежной зоны происходит согласно установленным [67] особенностям эволюции бухтовых берегов.

Вслед за ингрессией (проникновением морских вод в приустьевые участки речных долин) в ходе развития собственно трансгрессии (см. § 13) береговая линия выравнивается за счет срезания мысов (расположенных на стыке водоразделов с берегом) береговой абразией и заполнения бухт (образованных в результате предшествующего этому затопления речных долин) наносами и отчленения их от моря пересыпями. В процессе подъема уровня моря субаэральные формы продолжают перерабатываться в прибрежной зоне под водой до частичного или полного уничтожения. При этом абразионно-аккумулятивные процессы приводят к нивелировке различных по глубине эрозионных врезов и различных по высоте разделяющих их водоразделов. Чем глубже речные долины, тем интенсивнее они заполняются осадками, и чем выше водоразделы, тем больший объем пород срезается с них абразией.

Преимущественное влияние на развитие рельефа в стадию выполаживания оказывают донная абразия, поперечное перемещение материала или его аккумуляция. Эти процессы обуславливают главным образом трансформацию поперечного профиля. При относительной стабилизации уровня моря, когда он испытывает малоамплитудные, измеряемые метрами колебания относительно какого-то среднего положения, происходят многократная перестройка поперечного профиля подводного склона, перераспределение материала и перемещение в плане и по вертикали участков с преобладающим развитием на них абразионных или аккумулятивных процессов. В результате взаимного наложения рельефообразующих эффектов абразии и аккумуляции при благоприятных условиях (длительность стабилизации уровня, малые первичные уклоны и др.) поверхность выполаживается до горизонтального положения, соответствующего среднему батиметрическому положению уровня моря в период его относительной стабилизации.

При этом как на положительных, так и на отрицательных морфоструктурах выравнивание происходит с близкими или равными скоростями, что и определяет субгоризонтальное первичное положение образовавшихся террас и других элементов подводных склонов, независимое от знака и интенсивности дифференцированных тектонических движений в период их формирования. Такая интенсивность выравнивания имеет место в довольно узком диапазоне глубин, где абразионно-аккумулятивные процессы превосходят по рельефообразующему эффекту дифференцированные движения. Ниже этого диапазона, несмотря на выравнивающую деятельность абразионно-аккумулятивных процессов, активно развивающиеся морфоструктуры явно или скрыто выражены в рельефе.

Таким образом, в зоне волнового воздействия, расположенной ниже среднего положения уровня моря при его относительно стабильном стоянии, выделяются две подзоны. В верхней подзоне рельефообразующий эффект волнового воздействия превышает эффект тектонических движений, что и определяет образование в ее пределах горизонтально расположенных террас и других элементов склона. В нижней подзоне подавления рельефообразующего эффекта тектонических движений абразионно-аккумулятивными процессами не происходит. Соотношение мощностей этих подзон может быть самым различным и зависит от амплитуды колебания уровня моря относительно его среднего положения, первичных уклонов подводного склона, интенсивности тектонических и гидродинамических процессов, продолжительности относительно стабильного стояния уровня моря и других факторов. Учитывая резкое затухание с глубиной волновых движений в зоне волнового воздействия (см. § 5), можно говорить лишь о том, что верхняя подзона по мощности должна значительно уступать нижней.

Рассмотренные представления о последовательности и стадиях абразионно-аккумулятивного выравнивания являются, естественно, самой общей и в известной мере гипотетичной моделью этого процесса. В качестве подтверждения этой модели укажем на отсутствие, как правило, на шельфе с контрастным субаэральным рельефом молодых морских террасовых уровней, а в пределах выровненных субгоризонтальных площадок террас — подводных долин и других форм субаэрального происхождения. Это свидетельствует о наличии рассмотренной последовательности процессов собственно выравнивания и выполаживания рельефа.

Если бы во всех шельфовых областях подводные поверхности «прошли» полный цикл абразионно-аккумулятивного выравнивания, то их современный рельеф был бы представлен одной или несколькими субгоризонтальными поверхностями выравнивания. Однако наличие на шельфе многообразных не только по уклонам, но и по выровненности (или расчлененности), т. е. по степени переработанности абразионно-аккумулятивными процессами подводных поверхностей свидетельствует, что многие из этих поверхностей не «прошли» не только вторую, но и полностью первую стадию выравнивания. Указанные обстоятельства обусловили разделение поверхностей на шельфе по степени их выровненности на поверхности расчленения, неполного и полного выравнивания (рис. 13).

На поверхностях расчленения сохранились осложняющие их морфоскульптурные формы субаэрального происхождения. Последние могут быть не уничтожены абразионно-аккумулятивными процессами:

1) в связи со слабым волновым воздействием при соответствующих особенностях гидродинамического режима;

2) при значительной контрастности этих форм и повышенной устойчивости к разрушению рельефообразующих пород;

3) при быстром погружении поверхности под воды трансгрессирующего моря, определившем кратковременность ее пребывания в зоне волнового воздействия.

Первая из перечисленных причин может быть распространена лишь на сугубо локальные прибрежные участки и никак не объясняет сохранности форм субазрального расчленения на обширных (открытых для интенсивной деятельности волн) участ-

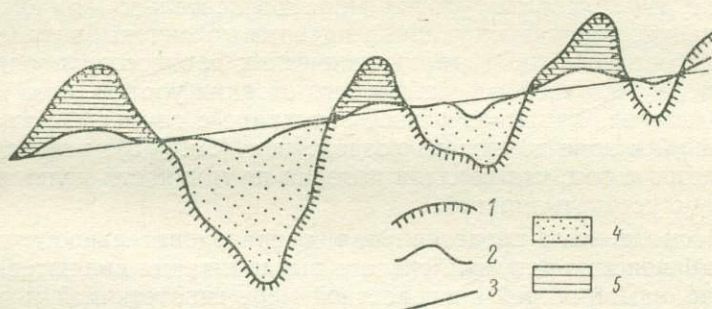


Рис. 13. Схема соотношения поверхностей выравнивания, неполного выравнивания и расчленения.

Поверхности: 1 — расчленения, 2 — неполного выравнивания, 3 — выравнивания; 4 — морские отложения, заполняющие отрицательные формы субазрального рельефа; 5 — положительные формы субазрального рельефа, срезанные абразией.

ках шельфа. Условия повышенной контрастности рельефа и устойчивости рельефообразующих пород характерны для затопленных складчатых областей с выходящими на поверхность изверженными и метаморфическими породами. Однако для большей части подводных равнин, сложенных сверху рыхлыми отложениями, единственным приемлемым объяснением часто отличной сохранности субазральных форм рельефа является кратковременность их пребывания в зоне волнового воздействия. Это в свою очередь связано не с большими (равными для всего Мирового океана) скоростями подъема уровня моря в плиоцен-четвертичные трансгрессии, а со значительными по интенсивности тектоническими движениями отрицательного знака, характерными для подводных равнин с сильно расчлененным рельефом (см. § 13).

Широко развитые на шельфе поверхности полного выравнивания, являясь вторичными по отношению к поверхностям расчленения, представлены площадками террас и склонами. Наиболее четко выражены в рельефе поверхности выравнивания на участках тектонических поднятий. Они формировались в условиях длительного волнового воздействия, при которых абразион-

но-аккумулятивные процессы уничтожили все морфоскульптурные формы субаэрального происхождения.

Промежуточное положение между поверхностями полного выравнивания и расчленения занимают поверхности неполного выравнивания. Они сформировались в результате частичной абразионно-аккумулятивной переработки поверхностей расчленения и представлены в основном участками со значительно сглаженными речными долинами и их водоразделами. Абразионно-аккумулятивные процессы на указанных территориях обусловили уменьшение контрастности морфоскульптурных субаэральных образований и частичное приведение их к единому батиметрическому уровню (диапазону глубин) за счет неполного и неравномерного абразионного срезания положительных форм и заполнения осадками отрицательных форм рельефа, главным образом речных долин. Последние в результате селективной аккумуляции часто представляют собой цепочки вытянутых впадин (где аккумуляция была минимальной), разделенных перемычками (в пределах которых выполнение подводных долин морскими осадками было более полным). Такое неравномерное заполнение осадками подводной долины объясняется осцилляционным характером трансгрессии, во время которой относительная стабилизация уровня моря фиксируется перемычками, а его наиболее быстрый подъем — внутривпадинами.

На батиметрической карте поверхности неполного выравнивания часто выражены в виде повышенной концентрации положительных и отрицательных замкнутых форм, тяготеющих к определенным, достаточно узким диапазонам абсолютных глубин. Практическое выявление поверхностей этого типа можно осуществить путем определения частоты встречаемости расположенных на разной глубине замкнутых положительных и отрицательных форм. При этом исходя из особенностей формирования поверхностей неполного выравнивания (см. рис. 13) батиметрическое положение первых следует фиксировать по внутренней, а вторых — по внешней замкнутым изобатам.

Анализ частоты встречаемости замкнутых форм подводного рельефа одного из морей СССР, в пределах которого широко распространены поверхности неполного выравнивания, показал, что они распределены относительно глубин крайне неравномерно (рис. 14). Важно отметить, что батиметрическое положение экстремальных значений частоты встречаемости как положительных, так и отрицательных форм, оконтуренных изобатами (проведенными с сечением 10 м), совпадает. Большинство замкнутых форм приурочено к интервалам глубин 0—20, 30—60, 90—110, 130—160, 190—210, 220—240 м, в пределах которых развиты поверхности неполного выравнивания. Формирование этих поверхностей также связано с соответствующей продолжительностью их пребывания в зоне волнового воздействия.

Таким образом, рельеф шельфа представлен поверхностями, которые можно сгруппировать в три основные морфологические категории. Эту классификацию целесообразно использовать при геоморфологическом картировании (см. § 22), так как данные типы поверхностей, занимающих определенное батиметрическое положение, фиксируют соответствующие этапы в эвстатической истории бассейнов. Их расположение по вертикали и в плане отра-

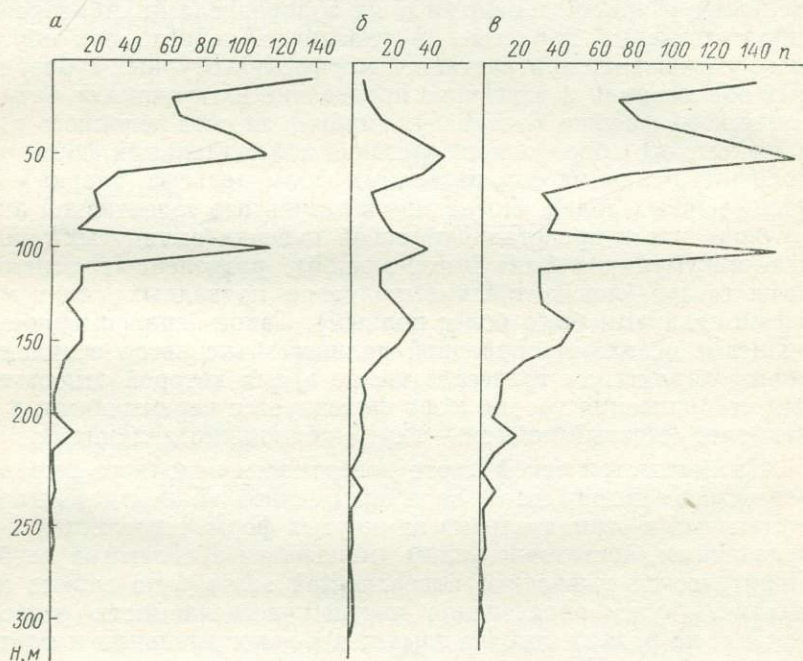


Рис. 14. Частота встречаемости ( $n$ ) замкнутых положительных (*a*), отрицательных (*b*) и всех (*c*) форм рельефа на равных глубинах одного из морей СССР.

жает не только характер перемещения уровня моря в трансгрессивные эпохи, но и тектонический режим каждого данного участка. Оба эти фактора контролирует степень переработанности расчлененных поверхностей абразионно-аккумулятивными процессами.

В условиях относительной стабилизации уровня моря вслед за стадией собственно выравнивания абразионно-аккумулятивные процессы осуществляют выглаживание рельефа прибрежной зоны, степень которого также определяется продолжительностью волнового воздействия. Этапы наиболее длительной стабилизации уровня Мирового океана в новейшее время, измеряемые первыми десятками тысяч лет, имели место в эпохи максимального развития неоген-четвертичных трансгрессий, когда

сформировались широко развитые в рельефе платформенных равнин морские террасы (см. § 8). Относительная стабилизация эвстатического процесса характерна также при значительно более кратковременных (сотни — первые тысячи лет) трансгрессиях в осцилляциях третьего порядка. Вероятно, такими же значениями характеризуется длительность относительной стабилизации уровня в регрессивные эпохи второго и третьего порядков соответственно. Однако после указанных этапов выравнивающий (выполаживающий) эффект абразионно-аккумулятивного воздействия волн может быть сведен к минимуму или резко уменьшен в результате последующего (после максимума регрессии) «прохождения через эту поверхность» зоны волнового воздействия и соответствующей трансформации поперечного профиля подводных склонов.

Подводные террасы на современном шельфе могут отражать или максимумы еще не установленных и не отраженных на кривой (см. рис. 11) осцилляций второго порядка, при которых уровень океана не превышал его современного положения, или максимумы трансгрессий в осцилляциях третьего и более высоких порядков. Если принять первый вариант, то следует считать, что при последующих (после формирования каждой террасы) колебаниях уровня эти террасы не были уничтожены в результате волнового воздействия регрессирующего и трансгрессирующего моря. С этим вряд ли можно согласиться, учитывая обязательную трансформацию профиля подводного склона в результате последующего и, возможно, неоднократного «прохождения через него» зоны волнового воздействия. В подводном рельефе «сохраняются только самые молодые террасы, не проходившие зоны приобоя после их формирования» [170].

Принятие второго варианта в объяснении формирования субгоризонтальных поверхностей выравнивания ставит вопрос о существенных различиях между современными надводными и подводными террасами, которые отражают разные по масштабам трансгрессивные этапы эвстатической истории бассейна (рис. 15). Если первые из них фиксируют максимальное положение уровня в осцилляциях второго порядка, то вторые свидетельствуют о трансгрессиях в осцилляциях третьего и более высоких порядков. Эти различия и определяют разную выраженность в рельефе надводных и подводных террас, что особенно ярко проявляется на низких аккумулятивных равнинах и в прилегающих к ним морях (см. рис. 22). Рельеф шельфа при своей большей выположенности менее террасирован, чем рельеф современной суши. В связи со значительно меньшим временем стояния уровня в трансгрессивные этапы осцилляций третьего порядка ныне подводные террасы (фиксирующие эти этапы) выражены хуже, чем сформированные при прочих равных условиях (равные первичные уклоны, интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов и др.) основные современные надводные террасы. Худ-

шая выраженность подводных террас заключается в их меньшем площадном распространении в подводном рельефе, в малой ширине и значительных уклонах их площадок.

Так как надводные террасы формировались на фоне нисходящего перемещения уровня Мирового океана в позднем кайнозое, то каждая последующая трансгрессия не приводила к полному уничтожению ранее сформированного террасового уровня. Она лишь определяла его замещение более молодой террасой только на тех пространствах, пределы которых контролировались

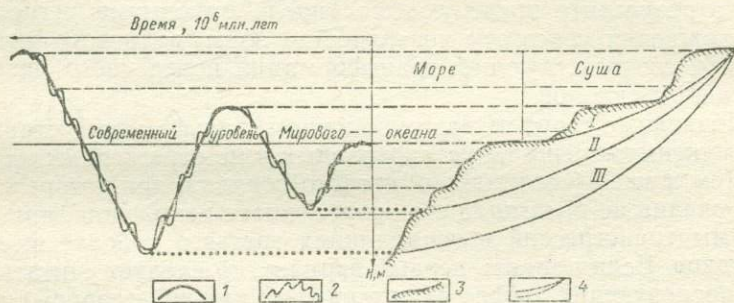


Рис. 15. Принципиальная схема соотношения колебаний уровня Мирового океана в новейшее время и надводных и подводных террас.

1 — осцилляции второго порядка; 2 — осцилляции третьего порядка; 3 — террасовые уровни и разделяющие их уступы и склоны; 4 — продольные профили современных (I) и погребенных (II, III) речных долин.

положением уровня в эту трансгрессию и латеральным распространением последней. В то же время из подводных террас в современном рельефе сохранились только те, которые не подверглись волновому воздействию в последующие регрессии и трансгрессии.

Таким образом, субгоризонтальные поверхности морских террас формируются при достаточно длительном стабильном стоянии уровня моря (рис. 16), когда в верхней подзоне волнового воздействия происходит подавление рельефообразующего эффекта тектонических движений волновыми процессами, осуществившими полный цикл абразионно-аккумулятивного выравнивания. В связи со значительными различиями первичных уклонов и других местных условий стабилизация уровня моря фиксируется на разных склонах одного бассейна формированием террас с различными по ширине площадками, а при значительной крутизне склонов эта же стабилизация эвстатического процесса может вообще не привести к образованию субгоризонтальной поверхности и ограничиться частичным выполаживанием — уменьшением уклонов склона. Образование морских террас в большой мере зависит от первичных уклонов. Чем они меньше, тем шире площадка сформированной террасы, тем ярче она выражена в поперечном профиле подводного склона.

Редкие на шельфе подводные субвертикальные поверхности (уступы), расположенные в плане параллельно основному направлению изобат, при прочих равных условиях отражают противоположные этапы в ходе эвстатического перемещения уровня моря — этапы максимальных скоростей трансгрессий, когда волновое воздействие на заливаемые морскими водами склоны было незначительным и не привело к их выполаживанию (см. рис. 16). Резкому повышению скорости подъема уровня моря обычно предшествовала его относительная стабилизация, во время кото-

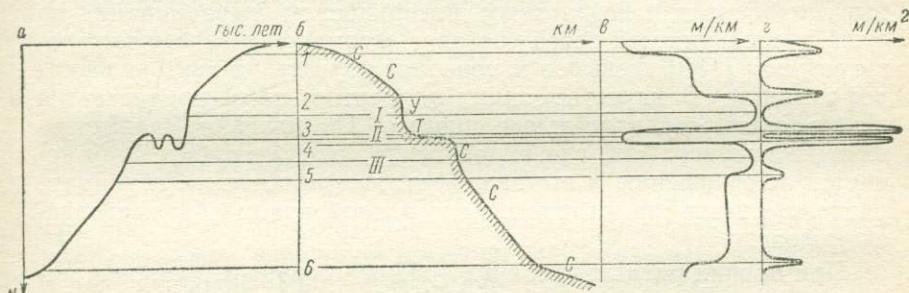


Рис. 16. Принципиальная схема изменения поперечного профиля подводного выровненного склона (б) в зависимости от скорости подъема уровня моря (а) и отражение этого изменения в градиентах батиметрической поверхности (г) и градиентах изоградиентной поверхности (з).

Римские цифры: оси зон максимальных (I, III) и минимальных (II) уклонов — отличительные линии первого рода; арабские: выпуклые (1, 2, 4) и вогнутые (3, 5, 6) переломы подводного склона — отличительные линии второго рода. Поверхности: С — наклонные, Т — субгоризонтальные, У — субвертикальные.

рой одновременно с площадками террас сформировались расположенные выше их вертикальные поверхности клифов, образованные в результате береговой абразии. Эти уступы, так же как и субгоризонтальные поверхности, формируются в зависимости от первичных уклонов, увеличение которых способствует их лучшей выраженности в поперечном профиле подводного склона.

Абразионно-аккумулятивный рельеф шельфов представлен главным образом наклонными поверхностями (склонами). Их осложняют выпуклые и вогнутые перегибы, разделяющие по вертикали поверхности с разными уклонами. Уклоны наклонных поверхностей и их элементы отражают определенные этапы и моменты в эвстатической истории бассейна, скорости «прохождения их» через зону волнового воздействия и изменение этих скоростей во времени.

## 10. Эвстатические колебания уровня Мирового океана и отличительные линии в рельефе шельфа

Из рассмотренных особенностей колебаний уровня Мирового океана в новейшее время следует, что абразионно-аккумулятивный рельеф современных шельфов характеризуется, как пра-

вило, слабой террасированностью, при которой преобладают наклонные поверхности (склоны), а субгоризонтальные и субвертикальные площадки и уступы террас встречаются значительно реже, чем на суше, и не образуют единой, сплошной лестницы террасовых уровней. Это создает значительные трудности при изучении истории развития и картирования подводного рельефа, а также при проведении морфоструктурного анализа на шельфах. Для решения данных задач необходимы однозначное выделение и точная фиксация в пространстве таких элементов, которые, подобно разновозрастным поверхностям выравнивания на суше, в совокупности своей составят «геоморфологическую стратиграфию» [139] шельфов и позволят изучать их тектонические деформации. В качестве таких элементов нами предлагается использовать «отличительные линии». Их название заимствовано из гидрографии, где определение «отличительные» применяется по отношению к выдающимся, экстремальным, глубинам, расположенным на относительно однообразном батиметрическом фоне.

При прочих равных условиях (равные первичные уклоны, литологическая однородность рельефообразующих пород и др.) крутизна поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания находится в прямой зависимости от скорости подъема уровня моря, а смена крутизны поперечного профиля (переломы склона) фиксирует изменения этой скорости (см. рис. 16). Чаще всего крутизна подводной поверхности плавно меняется с глубиной. Это изменение прослеживается субпараллельно основному направлению изобат и носит обычно согласованный характер на значительном протяжении склона. На поперечном профиле подводных склонов можно выделить зоны повышенных и пониженных уклонов, зоны изменения этих уклонов с глубиной (зоны вогнутых и выпуклых перегибов склонов) и зоны, где изменения минимальны или равны нулю. Осевые линии указанных зон, соответствующие экстремальным значениям уклонов и линиям перегибов склонов, и являются отличительными линиями.

Они фиксируют этапы наиболее быстрого или наиболее медленного подъема уровня моря (отличительные линии первого рода), а также моменты изменения скоростей трансгрессии или отсутствие таких изменений (отличительные линии второго рода). Отличительные линии первого рода расположены в диапазонах глубин, «через которые зона волнового воздействия проходила» в результате наиболее быстрого (оси зон повышенных уклонов) или наиболее медленного (оси зон пониженных уклонов) подъема уровня моря. Отличительные линии второго рода — линии переломов поперечного профиля подводного склона — отражают изменение скоростей трансгрессий с меньшей на большую (линии вогнутых переломов) либо с большей на мень-

шую (линии выпуклых переломов) или отсутствие таких изменений (линии «постоянных» уклонов).

Наиболее ярко, хотя и наиболее редко, отличительные линии первого рода проявляются как линии наименьших и наибольших уклонов соответственно на площадках террас и их уступах, а отличительные линии второго рода — как тыловые швы и бровки террасовых уровней. Наряду с этим они могут быть выделены и точно зафиксированы повсеместно на шельфах с абразионно-аккумулятивным выровненным рельефом, в том числе и там, где террасовые уровни вообще отсутствуют и береговые линии не отражаются на эхограммах и батиметрических картах, а также в зонах распространения прибрежно-морских отложений.

Наиболее четко отличительные линии прослеживаются и могут быть выявлены на поверхностях полного абразионно-аккумулятивного выравнивания. На поверхностях неполного выравнивания они могут затушевываться подводными долинами и другими формами субаэрального происхождения и в целом выражены хуже, фиксируя условия, при которых параллельно с собственно выравниванием происходила трансформация поперечного профиля подводного склона. На поверхностях расчленения отличительные линии обычно не выражаются.

Главная особенность отличительных линий заключается в том, что они расположены субпараллельно основному направлению изобат и могут быть прослежены на значительном протяжении вдоль подводных склонов. Оси зон различной крутизны и линии переломов подводных склонов, секущих основное направление изобат и обусловленных различными экзогенными (субаэральными) и тектоническими (движения по разломам) процессами, в понятие «отличительные линии» не включаются.

Возможность создания «геоморфологической стратиграфии» на шельфе с использованием совокупности отличительных линий вытекает из представлений о единстве или общепланетарной согласованности хода эвстатических колебаний Мирового океана и исходной горизонтальности морских уровней [133], а также об относительной молодости подводного рельефа шельфа по сравнению с сушей. По К. К. Маркову [133], планетарность и первичная горизонтальность океанических уровней создают исключительную перспективу для синхронизации древних берегов и поверхностей, которую можно проводить несравненно более уверенно, чем, например, синхронизацию речных террас и других сугубо континентальных образований. В отношении молодости подводного рельефа достаточно сказать, что формирование абразионно-аккумулятивных поверхностей и отличительных линий в их пределах на глубинах до 120—140 м происходило в последние 20—25 тыс. лет. Тектонические движения за такой короткий отрезок времени не привели к существенному изменению батиметрического положения отличительных линий.

Однотипные отличительные линии первого (оси зон максимальных или минимальных уклонов) и второго (линии выпуклых или вогнутых переломов и «постоянных» уклонов склона) рода, расположенные на равных или близких глубинах в пределах относительно однородной (по интенсивности неотектонических и гидроизостатических движений) области, являются одновозрастными образованиями и могут быть синхронизированы друг с другом. Одновозрастные отличительные линии на разных склонах ограничивают сверху и снизу одновозрастные абразионно-аккумулятивные поверхности. Опираясь на отдельные датировки отличительных линий, относящихся к одному из пяти их морфологических типов и занимающих строго определенное батиметрическое положение, можно перейти к повсеместному установлению их возраста (и возраста ограничиваемых ими поверхностей).

При этом, естественно, не следует надеяться на фиксацию на одном склоне полного набора отличительных линий, который бы отразил все моменты эвстатического процесса. Реакция поперечного профиля подводного склона на ход эвстатических колебаний уровня моря зависит от первичных уклонов и расчлененности поверхности, заливаемой трансгрессирующим морем, знака и интенсивности тектонических движений, литологических особенностей рельефообразующих пород и меняющейся по мере нарастания трансгрессии гидродинамической обстановки. Эти факторы могут быть благоприятными для проявления на каждом данном склоне отличительных линий одного рода и неблагоприятными для образования других. Их влияние на формирование тех или иных линий меняется с переходом из одного диапазона глубин в другой (по мере подъема уровня моря). Линии максимальных уклонов наиболее четко выражаются на отрицательных морфоструктурах, а минимальных — на участках тектонических поднятий. Отличительные линии выпуклых и вогнутых переломов наиболее ярко проявляются при условии небольших первичных уклонов.

Учитывая первичное горизонтальное положение отличительных линий и возможности их строгой плановой фиксации, мы предлагаем использовать всю их совокупность в качестве основы для оценки тектонических движений (см. § 33).

#### **IV. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ДЕНУДАЦИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИИ**

Разработку структурно-геоморфологических методов невозможно осуществить без создания теоретической базы морфо-структурного анализа — системы представлений о механизме взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. Если в отношении рельефа суши эту центральную

геоморфологическую проблему до сих пор нельзя считать решенной, то применительно к рельефу шельфа она в настоящее время находится лишь в стадии постановки.

## 11. О взаимодействии тектонических движений и эрозионно-аккумулятивных процессов на суше

В сложившихся представлениях о рельефе платформенных равнин суши требуют существенных коррективов два основных положения о взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования.

1. Эндогенные и экзогенные процессы действуют по отношению друг к другу антагонистически: первые — создавая неровности земной поверхности, вторые — уничтожая их.

2. Рельефообразующий эффект этих процессов количественно соразмерен.

На них базируется учение о поверхностях выравнивания, по которому последние образуются в условиях строгой компенсации направленных друг против друга тектонических движений и денудационно-аккумулятивных процессов [139].

Эти положения можно считать правомерными, когда речь идет о геологически длительном взаимодействии тектонических движений с экзогенными процессами и в основном с волновым воздействием, направленным на абразионно-аккумулятивное выравнивание. На формирование современного рельефа суши они не распространяются.

Деятельность основных экзогенных агентов денудации на суше — постоянных и временных водотоков — направлена не на уничтожение тектонически обусловленных положительных форм рельефа, а на их подчеркивание за счет многократного увеличения относительных превышений и уклонов земной поверхности в их пределах. Результаты сопоставления величин вертикальной расчлененности с амплитудами неотектонических движений [115], а также выявления прямой зависимости твердого стока рек от абсолютных высот водосборных площадей (см. § 6, рис. 8) показывают, что эндогенные и экзогенные факторы на суше не являются противоречивыми сторонами в процессе рельефообразования, а находятся друг с другом в причинно-следственной связи, в которой интенсивность эрозионных процессов определяется масштабами тектонических поднятий. При этом крупные тектонически обусловленные формы рельефа не уничтожаются экзогенными процессами, а лишь в разной степени преобразуются в результате эрозии и проявления других агентов расчленения.

Тектонические движения совместно с эвстатическими колебаниями главного базиса эрозии определяют как вертикальное, так и горизонтальное расчленение надводных поверхностей долинами постоянных и временных водотоков. Горизонтальное

расчленение осуществляется расчленением «сверху вниз» вслед за регрессирующим бассейном и «снизу вверх» за счет регрессивной эрозии.

Расчленение только что сформированных поверхностей выравнивания при слабом проявлении дифференцированных движений происходит сразу же после отступления моря путем развития сверху вниз субпараллельных близко расположенных друг к другу речных долин с неглубокими врезами. Процесс формирования подобной гидросети описан Р. Хортоном [197], а И. С. Шукин [214] отмечает, что «реки поверхностей при плоской форме покатости имеют течение, более или менее параллельное друг другу, как это наблюдается, например, на наклонных береговых равнинах». Искусственные элементарные склоны, на которых образуется множество параллельных борозд, созданных стекающими водами [214], являются своеобразными моделями наклоненных в одну сторону и не деформированных тектоническими движениями поверхностей молодых морских террас. Такое освоение неглубоко врезанными речными долинами элементарных поверхностей, являющееся признаком слабых дифференцированных тектонических движений, характерно для южного склона Сибирских Увалов, бассейнов рек Тымпылыккан и Уоранга в Вилюйской синеклизе и для других низких аккумулятивных равнин.

Продолжающееся снижение уровня Мирового океана или общее эпейрогеническое воздымание крупного района на суше может привести лишь к увеличению глубины уже созданных эрозионных врезов. В то же время повышение дифференцированности тектонических движений определяет перестройку речной сети, создание многих дополнительных уклонов, размещение основных долин в прогибах, а их водоразделов в зонах поднятий и одновременно с этим увеличение горизонтальной расчлененности поверхностей за счет регрессивной эрозии.

По данным экспериментальной геоморфологии [216], образующаяся при быстром снижении главного базиса эрозии волна регрессивной (обратной, попятной) эрозии возникает в приустьевых зонах и перемещается вверх по долинам. Не доходя до разделяющих их водоразделов, она постепенно сглаживается и замедляет темп продвижения. Чем глубже врезается река, тем на большее расстояние обратная эрозия не доходит до верховьев реки [29, 216]. В связи с этим основным фактором, определяющим увеличение горизонтальной расчлененности за счет регрессивной эрозии, следует считать не интенсивность эпейрогенических поднятий [58] или эвстатических опусканий уровня моря (т. е. не снижение обычно удаленного главного базиса эрозии), а степень дифференцированности перемещений мелких блоков земной коры, которые контролируют относительные перемещения местных базисов эрозии и тем самым определяют развитие гидросети в длину за счет регрессивной эрозии.

Слабая дифференцированность тектонических движений на платформенных равнинах определяет далеко не полную освоенность поверхностей выравнивания долинами постоянных и временных водотоков. При относительно редкой сети этих долин узко локализованная речная эрозия не может быть направлена «против» тектонических движений и не может уничтожить создаваемые ими формы.

При сочетании интенсивной тектонической дифференциации и высокоамплитудных общих воздыманий в горных областях отмечается параллельное и мощное развитие глубинной и регрессивной эрозии. Однако и здесь усиление последней происходит в зависимости от степени дифференцированности движений, которая увеличивается при переходе от сводовых орогенных сооружений (например, горы южного обрамления Сибирской платформы) к сводово-глыбовым (Тянь-Шань) и затем к складчатым (Кавказ, Верхоянье). Так, для морфоструктурных областей первого типа характерным морфологическим выражением являются плато или плоскогорья (Витимское) и нагорья (Патомское, Алданское), а для второго — сочетание плоских вершин и сыртов с альпинотипным рельефом (часто на близких абсолютных высотах). Вместе с тем в горноскладчатых системах преобладают острые вершины и вогнутые склоны даже в пределах низкогорий, что свидетельствует о повсеместном «площадном» развитии в их пределах регрессивной эрозии. Только применительно к ним можно, с определенной долей условности, говорить о том, что эрозионные процессы (наряду с гравитационными смещениями масс в долинах) антагонистически взаимодействуют с тектоническими движениями (значительно уступая последним в интенсивности) и направлены на общее снижение территорий.

Представления о количественной соразмерности рельефообразующего эффекта эндогенных и экзогенных процессов на суше основаны на сопоставлении скоростей современных тектонических движений  $v_T$  и денудационных процессов  $v_d$ . Денудационные процессы суммарно оценивают обычно по величине твердого стока, вынесенного речными потоками за пределы водосборных бассейнов [47, 139]. Разности  $v_T - v_d$ , вычисленные по гидрологическим и геодезическим данным, составляют  $n \cdot 10^2$  мм/км<sup>2</sup> в год [139]. Однако даже эти значения не характеризуют количественного соотношения рельефообразующего эффекта эндогенных и субаэральных экзогенных процессов. Величины  $v_d$  определяются путем деления количества твердого стока на площади их бассейнов (модуль твердого стока) и последующего вычисления общего понижения поверхности бассейнов [127], несмотря на то что  $v_d$  характеризует линейную эрозию (в совокупности с другими процессами в речных долинах), т. е. расчленение территории, а не общее гипсометрическое снижение и выравнивание ее. Сравнение этих величин со скоро-

стями общих воздыманий нельзя считать правомерным, так как «осредненные и отнесенные к обширным территориям цифровые показатели скорости (денудации. — А. Л.) не отражают важнейшей особенности экзогенных (субаэральных. — А. Л.) процессов, состоящей в крайней неравномерности их воздействия на различные участки поверхности равнинных стран» [139].

Правомерным может быть сопоставление  $v_t$  со скоростями плоскостного смыва, которые имеют ничтожные значения [21, 89 и др.], на один-два порядка меньше, чем скорости врезания рек, а на водораздельных пространствах равнин почти всегда равны нулю. Основным и наиболее регулярным источником питания равнинных рек считаются грунтовые воды, которые составляют 10—40%, а иногда и до 80% годового стока [7]. Вместе с тем питание рек атмосферными водами подразумевает также и поверхностный сток. Дождевые осадки сначала смачивают растительный покров, заполняют отрицательные микроформы рельефа, просачиваются в почву, испаряются и, если они выпали в достаточном количестве (ливень), стекают по поверхности в реки. При наиболее распространенных на водораздельных пространствах равнин уклонах 0,001—0,01 и слое стока 5 мм скорости поверхностного стока составляют 3,8—6,2 (незадернованный склон) и 1,8—3,4 см/сек (задернованный склон) [7]. Эти значения на один-два порядка меньше даже первой критической скорости (когда наступает равенство между движущей силой потока и сопротивлением движению со стороны грунта), которая для глинистых грунтов равна 26—137, песков — 15—25, гравия — 50—197 см/сек [66]. Таким образом, поверхностный сток не в состоянии привести к отрыву частиц от земной поверхности, и два сформулированных [97] условия смещения частицы горной породы (утрата ее сцепления с грунтом и наличие уклона), как уже было отмечено [58], совершенно недостаточны для денудации водораздельных пространств на равнинах. Учитывая мерзлое состояние грунтов весной, можно считать, что плоскостной сток снеговых вод также не приводит к общему снижению поверхности междуречий.

Другое подтверждение отсутствия денудационной способности плоскостного стока на водоразделах заключается в широком распространении в современном рельефе фрагментов поверхностей выравнивания кайнозойского, мезозойского и даже более древнего возраста, на которых часто фиксируются мощные древние коры выветривания [21, 86, 139, 196 и др.]. Эти фрагменты могут расчленяться за счет длительной деятельности глубокой и регрессивной эрозии (с неоднократными перестройками гидросети) или уменьшаться по площади в результате их замещения «сбоку» более молодыми поверхностями, но никак не уничтожаются «сверху». Речная эрозия в условиях даже интенсивных поднятий приводит к увеличению глубины, а не ширины врезов. При этом сильно развивается внутридолинное и

придолинное расчленение, а на водоразделах (при малой дифференцированности тектонических движений) эрозионные процессы не интенсифицируются. В связи с этим следует упомянуть вывод Н. П. Хераскова [196] о том, что наиболее благоприятные геоморфологические условия для формирования и сохранения кор выветривания имеют место тогда, «когда при достаточно глубоко и сильнорасчлененном рельефе возникают площади, на которых размыв минимален». «Очевидно, за пределами участков (или стволов) интенсивного (эрозионного. — А. Л.) размыва создаются условия для **длительной консервации древних поверхностей аккумуляции** (подчеркнуто Ю. А. Мещеряковым) или денудации с фиксирующими их отложениями или корами выветривания» [138]. Это подтверждается анализом рельефа всех платформенных равнин [29, 48, 139], в том числе Сибири и Дальнего Востока, где «зоны наиболее интенсивной денудации располагаются главным образом вдоль крупных рек, а центральные части междуречий остаются в течение длительных промежутков времени почти незатронутыми процессами сноса» [183].

Представлениям о длительной консервации поверхностей выравнивания предшествовали исследования орогидрографии платформенных равнин [29, 48], результаты которых опровергают так называемый закон Джилльберта о миграции водораздельных линий в процессе конкурентного развития двух смежных бассейнов. По данным этих исследований, водоразделы представляют собой устойчивые во времени линии. Вдоль них протягиваются зоны, до которых не доходит эрозия рек бассейнов, разделяемых этими водоразделами («зона невыявляющейся эрозии» [29], или «пограничные пояса отсутствия эрозии» [197]).

Таким образом, ни русловой и ни плоскостной сток не могут привести к уничтожению тектонически обусловленных форм рельефа суши: первый в связи со своей направленностью на узко локализованное расчленение области сноса (а не ее общее снижение), а второй в силу своего практически нулевого рельефообразующего эффекта. Вследствие этого нельзя говорить о количественной соразмерности и об антагонизме тектонических движений и экзогенных процессов в условиях суши, о разрушении сформированных поверхностей выравнивания «сверху», а также об образовании новых поверхностей путем пенепленизации. Наиболее вероятный механизм денудационного выравнивания — разрушение древних поверхностей «сбоку» (педипленизация [21, 89 и др.]), в результате которого осуществляется их плановое замещение более молодой поверхностью выравнивания. Одновременно с этим в областях аккумуляции накапливаются коррелятные отложения и образуется аккумулятивная часть полигенетической поверхности выравнивания [138, 139].

В учении о педипленизации наиболее слабым местом являются представления об агентах, осуществляющих выравнивание рельефа «сбоку». Считается, что педипленизация на равни-

нах происходит за счет субаэрального отступления склонов (педиментации), боковой эрозии рек (планации) и абразионных процессов. Повсеместное распространение и самопроизвольное отступление склонов на суше [89 и др.] трудно себе представить, так как это требует признания широкого развития плоскостного смыва и высокой оценки его рельефообразующей роли. Механизм такого отступления наиболее четко вырисовывается в развитии склонов — куэст [108], однако действие его ограничено литологическими особенностями рельефообразующих пород, строго определенными климатическими [183] и структурно-тектоническими [108] условиями. Еще более узко локализованы процессы планации, не выходящие за пределы пояса меандрирования в долинах. Учитывая весьма скромную роль этих процессов в выравнивании рельефа платформенных равнин, следует, вслед за А. П. Дедковым [58], признать, что континентальная денудация не создает широко распространенных на суше горизонтальных поверхностей. Нам представляется, что главным экзогенным фактором, обусловившим денудационное выравнивание рельефа как низких, так и высоких платформенных равнин, является деятельность морских волн и волновых течений. Правомерность такого предположения вытекает из современных представлений о масштабах колебания уровня Мирового океана в мезозой-кайнозое [12, 211 и др.].

## 12. Взаимодействие рельефо- и осадкоформирующих процессов в прибрежной зоне

Механизм взаимодействия тектонических движений и абразионно-аккумулятивных волновых процессов существенно различается при следующих вариантах эвстатических перемещений уровня моря.

1. Амплитуды неоднократных колебаний уровня моря не превышают мощности зоны волнового воздействия (относительная стабилизация уровня).

2. Уровень моря испытывает небольшое по амплитуде понижение, равное (или несколько превышающее) мощности зоны волнового воздействия.

3. Подъем уровня моря оценивается десятками и сотнями метров.

Первые два варианта характерны для современной прибрежной зоны окраинных (первый вариант) и некоторых внутриконтинентальных (второй вариант) морей, третий — для всех шельфовых морей, рельеф которых сформировался в условиях плиоцен-четвертичных трансгрессий.

При анализе развития прибрежных зон [67, 117, 150 и др.] обычно не разделяют рельефообразующую роль колебаний уровня моря и тектонических движений, а рассматривают суммарный эффект этих двух факторов на так называемых «подымаю-

щихся» и «опускающихся» берегах. В отличие от этих представлений Д. А. Козловский [94] и В. В. Шарков [43] считают, что эвстатические и тектонические процессы по-разному проявляются в рельефе прибрежной зоны.

Ход эвстатических колебаний, единый для всего бассейна, определяет однородные (общие) особенности в поперечном профиле прибрежной зоны и прежде всего наличие и равное (или близкое) положение по высоте (и глубине) морских террас и других абразионных и аккумулятивных форм. Вместе с тем разные участки прибрежной зоны резко отличаются друг от друга по характеру и интенсивности экзогенных процессов. Эти различия нельзя объяснить разной гидродинамической обстановкой, так как многие соседние участки одинаково ориентированы к фронту волн (обладающих близкими параметрами) и подвержены однородной приливно-отливной деятельности моря. Однако развиваются они по-разному: одни — как абразионные, другие — как аккумулятивные берега. Данные различия можно объяснить только одним, во многих отношениях «ведущим» [205] фактором — дифференцированными тектоническими движениями. Благодаря своей относительной однонаправленности перемещения блоков земной коры определяют дифференциацию прибрежной зоны, аккумулятивный или абразионный тип развития ее отдельных участков.

Создание наиболее близкой к природе модели развития прибрежной зоны может быть осуществлено путем анализа одновременного влияния на нее двух основных факторов: эвстатических колебаний уровня моря  $H$  и дифференцированных тектонических движений  $h$  [43, 205]. При этом возможными вариантами сочетаний этих факторов могут быть: отрицательные ( $-h$ ), положительные ( $+h$ ) движения, которые проявляются на фоне относительно стабильного положения уровня моря ( $H \approx 0$ ) или его опускания ( $-H$ ).

При  $H \approx 0$  с течением времени наблюдается замедление, а в некоторых случаях и прекращение вдольбереговых абразионных и связанных с ними аккумулятивных процессов, отмирание абразионных и аккумулятивных форм рельефа, истощение вдольбереговых потоков наносов [20, 146, 175 и др.].

В условиях  $H \approx 0$ ,  $+h$  постоянное превышение дна над профилем равновесия подводного склона препятствует воздействию волн на береговую линию [80], сокращается береговая абразия, но активизируется донная. Поднятие обеспечивает вовлечение в зону волнового воздействия новых участков дна, что вызывает перестройку профиля абразионных и аккумулятивных берегов. Тыловые части террас выходят из-под уровня моря.

На абразионных берегах срезается внешняя кромка бенча и он приобретает большие уклоны. При дальнейшем поднятии бенч выходит из-под уровня моря, а ранее активные клифы отмирают. Возобновление абразии на новом уровне зависит от

уклонов дна и запаса наносов. Уклоны подводного склона при  $H \approx 0$  обычно невелики и неблагоприятны для возобновления абразии [67]. При малых уклонах дна и большом запасе наносов начинается их подача к берегу, бровка бенча погребается и прибрежная зона становится абразионно-аккумулятивной [177]. Необходимыми условиями для образования берегов этого типа являются большая ширина абразионной платформы и ее малые уклоны. Например, на одних берегах формирование аккумулятивной части террас наблюдается при ширине бенча около 1 км и уклонах 0,01—0,05, тогда как в других районах, где абразионная терраса довольно узка и характеризуется уклонами 0,033—0,057, аккумуляции не происходит [73].

На аккумулятивных берегах в пределах положительных морфоструктур происходит нарастание суши, которое во многом зависит от уклонов подводного склона [56]. При больших уклонах материал накапливается выше уреза, создавая береговые валы, при меньших уклонах наращивание берега происходит в результате образования, выхода из-под уровня моря и причленения к берегу прибрежного вала.

Быстрое прекращение абразии на подымающихся берегах приводит к дефициту наносов во вдольбереговых потоках, который может быть уменьшен или вообще не иметь места только при условии больших поступлений аллювия в прибрежную зону. Во всех других случаях вдольбереговые течения будут размывать ранее образованные аккумулятивные формы. Наращивание дистальных концов аккумулятивных образований может происходить только за счет размыва их корневых частей. Таким образом, при поднятии аккумулятивные формы, получавшие материал в основном за счет абразии, испытывают либо размыв по всей длине формы, либо частичное разрушение, сопровождаемое изменением их плановых очертаний и ориентировки.

Постоянная перестройка подводного склона в условиях поднятия способствует увеличению роли поперечного перемещения наносов, подающихся со дна к береговой линии [60, 122], и образованию береговых валов, абсолютная высота которых увеличивается от более молодых к более древним [117]. Отмеченное О. К. Леонтьевым [117] нарастание пляжей и других аккумулятивных форм в ширину наблюдается на подымающихся участках прибрежных зон Эстонии [153] и в других районах [72, 177]. Эксперименты по моделированию развития рельефа дна при росте положительной структуры показали [122], что в результате поднятия свод активной структуры никогда не появится над уровнем моря. Отмель, фиксирующая свод структуры, испытывает интенсивное волновое воздействие и размывается при малом запасе наносов. Площадь размыва по мере роста структуры увеличивается. При наличии большого количества наносов на дне могут выйти из-под уровня моря островные бары, обрамляющие растущую структуру. Этот процесс может

происходить на мелководье вдали от берега или непосредственно у береговой линии. В последнем случае под воздействием волн бар часто смещается к берегу вплоть до полного приращения.

Экспериментальные исследования [122] подтверждают представления о том, что подымающиеся берега в основном являются абразионными [94, 205], так как положительные движения определяют более крутые уклоны подводного склона и в связи с этим размыв последнего. Однако из результатов этих же исследований и фактических данных [148, 149] вытекает необходимость принимать во внимание и сопряженные с абразией аккумулятивные процессы, приводящие к образованию различных насыпных форм, которые могут служить морфографическими признаками положительных морфоструктур (см. § 27). Следует также иметь в виду разные порядки и соподчиненность морфоструктур и соотношение последних с разными по протяженности участками прибрежной зоны. Например, крупная отрицательная морфоструктура, определяющая аккумулятивный тип большого участка прибрежной зоны, осложнена более мелкой положительной, развитие которой может лишь внести соответствующие коррективы в аккумуляцию осадков или привести к частичному размыву ранее созданных форм, но никак не приведет к принципиальной смене аккумулятивного типа развития берега абразионным.

В условиях  $H \approx 0$ ,  $-h$  профиль подводного склона постоянно стремится занять положение ниже профиля равновесия, что определяет преимущественное накопление осадков. По сравнению с подымающимися участками в этих условиях береговая абразия наиболее активна, что зафиксировано на побережьях Азовского моря [67] и в других районах [177]. Лишь излишки наносов (аллювия или продуктов разрушения слабоцементированных пород), устойчивость к истиранию продуктов абразии или формирование глыбового бенча могут служить защитой от интенсивного размыва берега. Клифы на абразионных погружающихся берегах обычно активны, бенчи выражены хуже, чем на подымающихся берегах [156]. Аккумулятивные берега также подвергаются разрушению и становятся аккумулятивно-абразионными. Так как условия погружения благоприятны для осадконакопления на подводном склоне, а в приурезовой полосе происходит размыв, ранее образованные подводные аккумулятивные формы захороняются, а надводные размываются. При этом свободные и отчлененные формы рельефа смещаются к берегу, где они могут погребать под собой лагуны [71]. При опускании берегов могут образовываться лагуны в результате подтопления низких участков суши за береговыми аккумулятивными формами или серии озер, расположенные между береговыми валами (например, берег восточной части п-ова Камчатка севернее Авачинской губы [67]). На отрицательных морфоструктурах в се-

рии береговых валов отмечается снижение их абсолютной высоты в направлении от моря [67, 117].

В условиях  $-H$ , характерных для формирования прибрежной зоны Каспийского моря, скорость и характер осушения на разных участках различны и зависят от уклонов дна, состава и баланса донных отложений и от дифференцированных тектонических движений. Если при регрессии зона волнового воздействия смещается в область больших уклонов, то на новом уровне развивается береговая абразия. При малых уклонах преобладает донная абразия, результаты которой особенно ощутимы, когда дно покрыто плащом наносов. Когда дно сложено коренными породами, условия для всех видов абразии менее благоприятны.

Переработка аккумулятивного отмелого дна приводит к транспортировке донного материала в сторону береговой линии. На Каспийском море увеличение площади суши происходит не только за счет осушения, но и в значительной степени в результате поступления наносов со дна [119]. Поскольку протяженность участков с крутыми уклонами, как правило, невелика, в общем случае при регрессии наблюдается отмирание ранее активных береговых обрывов. Если еще в 1929 г. суммарная протяженность абразионных берегов Каспийского моря составляла 20%, то в настоящее время она равняется 4—5% длины всей береговой линии [119]. Это обстоятельство, а также одновременный размыв аккумулятивных образований, питаемых ранее материалом, полученным в результате береговой абразии, свидетельствуют о резком сокращении последней и увеличении роли донной абразии и поперечного перемещения материала по подводному склону. Ослабление береговой абразии приводит к дефициту материала во вдольбереговых потоках. В последние вовлекается лишь твердый сток рек, эрозионная способность которых в периоды регрессий возрастает.

В условиях  $-H$ ,  $+h$  береговой абразии почти не происходит, за исключением редких участков со значительными уклонами поперечного профиля подводного склона, а донная абразия проявляется наиболее активно в связи с противоположно направленными по отношению друг к другу перемещениями уровня моря и поверхности дна. При этом эвстатический процесс определяет стремление волнового воздействия к выработке профиля равновесия на все более и более низких отметках, а тектонические движения, наоборот, приводят ко все большим превышениям дна над профилем равновесия. Образованный в результате донной абразии материал поставляется к урезу воды, где формируются бары, окаймляющие положительную морфоструктуру [122]. Иногда интенсивность поднятия настолько велика, что размыву на дне подвергаются обнажившиеся из-под слоя осадков коренные породы, но и такие поднятия могут сопровождаться барами [149].

Условия  $-H$ ,  $-h$  способствуют аккумуляции наносов на дне. Развитие береговой абразии в значительной мере зависит от уклонов дна, которые вследствие своих обычно небольших значений не благоприятствуют ей.

Не способствуют также условия в пределах отрицательных морфоструктур для донной абразии. Поэтому поперечное перемещение наносов, характерное для прибрежных зон регрессирующих бассейнов, в отрицательных морфоструктурах наименее интенсивно. Как правило, в их пределах отступление моря идет медленнее. Однако может наблюдаться и обратная картина, когда отрицательные морфоструктуры характеризуются меньшими уклонами подводного склона, чем положительные.

### **13. Взаимодействие тектонических движений и абразионно-аккумулятивных процессов в условиях плиоцен-четвертичных трансгрессий на шельфе**

Рельеф шельфов, расположенных батиметрически ниже прибрежной зоны, в современном виде сформировался в условиях плиоцен-четвертичных трансгрессий, в ходе которых абразионно-аккумулятивные процессы в разной степени преобразовали субаэральные формы, созданные в регрессивные эпохи. Исключение составляют те участки, поверхность которых формировалась в условиях интенсивной неволновой аккумуляции. При подъеме уровня происходит наступление моря на сушу как в результате ее затопления, так и отступления берегов под воздействием абразионных процессов. Особенности и темпы этого наступления контролируются не только скоростью трансгрессии и характером первичного субаэрального рельефа, но и дифференцированными тектоническими движениями.

Судя по всему, осцилляции второго порядка в новейшее время отличались от предшествующих, соразмерных с ними колебаний уровня Мирового океана значительно большими амплитудами. Эти особенности и определили повсеместное распространение погребенных под четвертичными отложениями глубоких эрозионных врезов, которые в доновейших отложениях встречаются значительно реже [14], а также ингрессионный характер первых этапов плиоцен-четвертичных трансгрессий и образование различных (в зависимости от характера субаэрального расчленения) ингрессионных береговых форм: риасов, лиманов, эстуариев, фиордов, шхер и губ [117].

Резкое увеличение изрезанности береговой линии при трансгрессиях происходило на платформенных равнинах в результате заполнения морскими водами глубоких эрозионных врезов, для которых были характерны малые превышения продольных профилей крупных рек в их нижнем и среднем течении. В складчатых областях изрезанность берега увеличивалась в связи со

значительной дифференцированностью тектонических движений, контрастно выраженной в чередовании горных хребтов (отрогов) и межгорных впадин. Возможности выравнивания береговой линии и рельефа прибрежной зоны на стадии ингрессии довольно ограничены из-за существенной раздробленности волнового поля, неблагоприятных условий для развития волновых течений и продольного перемещения материала. Для начальной стадии развития бухтовых берегов характерно разнообразие типов аккумулятивных форм, но они имеют небольшие размеры в связи со слабым продольным перемещением материала. Основная аккумуляция сосредоточена в вершинах бухт [67].

Упрощение береговой линии происходит при дальнейшем развитии трансгрессии, когда уровень моря подымается над долинным рельефом и морские воды распространяются на водораздельные пространства прибрежных равнин. Повышение уровня моря сопровождается интенсификацией абразионных процессов. При этом на участках с крутыми первичными уклонами поверхности заливаемой суши преобладает береговая абразия, а на участках с малыми уклонами параллельно с береговой могут развиваться процессы донной абразии. В целом создавшиеся условия наиболее благоприятствуют береговой абразии и продольному перемещению материала. Если зона волнового воздействия надолго задерживается в данном диапазоне глубин, продольная направленность абразионно-аккумулятивных процессов впоследствии сменяется поперечной (см. § 9).

Эффективность абразионно-аккумулятивного выравнивания определяется рядом факторов, из которых наибольшее значение имеют первичные уклоны и литологические особенности рельефообразующих отложений. Однако суммарный результат выравнивающих абразионно-аккумулятивных процессов зависит прежде всего от продолжительности пребывания каждого данного участка ныне подводной поверхности в зоне активного волнового воздействия. Учитывая резкое затухание волновых движений с глубиной (см. § 5), следует иметь в виду, что особое влияние на результативность выравнивания оказывает продолжительность пребывания этого участка в самой верхней части зоны волнового воздействия.

Продолжительность выравнивания подводной поверхности определяется, с одной стороны, скоростью подъема уровня трансгрессирующего моря во время прохождения через этот участок зоны волнового воздействия, с другой — знаком и скоростью вертикальных тектонических перемещений данного участка. Средние скорости подъема уровня океана в позднеплейстоценовую трансгрессию измеряются миллиметрами в год (см. § 8). Нет оснований считать, что скорости предшествующих трансгрессий, определивших, вероятно, особенности абразионно-аккумулятивного выравнивания на шельфе с глубинами более 120 м, отличались от средних скоростей подъема уровня Миро-

вого океана в послеледниковую трансгрессию. По геологическим и геодезическим данным скорости дифференцированных тектонических движений на платформенных равнинах, полученные в результате их осреднения, в интервалах времени  $n \cdot 10^2$  —  $n \cdot 10^4$  лет характеризуются тем же порядком величин [139, 150, 193, 195].

В связи с этим можно утверждать, что *продолжительность, а следовательно, и суммарный рельефообразующий эффект выравнивающего воздействия на субаэральный рельеф абразион-*

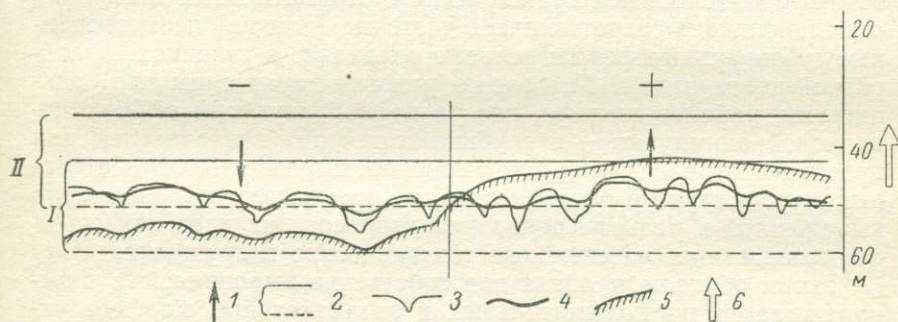


Рис. 17. Принципиальная схема соотношений направленности тектонических движений и перемещений уровня Мирового океана в период трансгрессии, определяющих продолжительность и суммарный рельефообразующий эффект абразионно-аккумулятивных выравнивающих процессов на отрицательных (-) и положительных (+) морфоструктурах.

1 — направление тектонических движений; 2 — положение зоны волнового воздействия до (I) и после (II) подъема уровня моря; 3 — исходный субаэральный рельеф; 4 — рельеф, сформированный в зоне волнового воздействия до подъема уровня моря; 5 — то же, после подъема уровня моря; 6 — направленность перемещения уровня моря.

но-аккумулятивных процессов в каждом данном диапазоне современных глубин и на каждом данном участке подводной поверхности определялся алгебраической суммой скоростей подъема уровня моря и (отрицательных или положительных) вертикальных тектонических перемещений этого участка (рис. 17). Дифференцированные тектонические движения могут во много раз сокращать и, наоборот, увеличивать время пребывания поверхности соответственно опускающихся и поднимающихся участков в зоне волнового воздействия.

Учитывая однопорядковость значений скоростей подъема уровня моря и тектонического воздымания на положительных морфоструктурах, можно говорить о том, что многие из них с момента погружения поверхности под уровень трансгрессирующего моря вообще не выходили из зоны волнового воздействия и на протяжении всей трансгрессии (или ее большей части) подвергались абразионно-аккумулятивной обработке. В результате воздействия волн и волновых течений в их пределах происхо-

дило собственно выравнивание рельефа (значительная переработка или полное уничтожение форм субаэрального происхождения), а в условиях наиболее интенсивных поднятий — его выколаживание вплоть до создания субгоризонтальной поверхности абразионной или абразионно-аккумулятивной террасы.

На отрицательных морфоструктурах, наоборот, пребывание поверхности в зоне волнового воздействия более кратковременно и, как следствие этого, ее абразионно-аккумулятивная обработка менее результативна. После выхода отрицательных морфоструктур за пределы зоны волнового воздействия (в результате продолжающейся трансгрессии и отрицательных тектонических подвижек) сохранившиеся частично (или не) переработанные субаэральные формы рельефа оказались в условиях своеобразной консервации. Указанные условия характерны для большинства районов шельфа, где рельефообразующий эффект неволновой аккумуляции и глубинных течений незначителен или практически равен нулю. Эта особенность развития отрицательных морфоструктур объясняет, в частности, наличие контрастно выраженной в рельефе подводной гидросети на участках шельфа, испытавших интенсивные тектонические погружения.

Таким образом, условия для собственно выравнивания и выколаживания на положительных и отрицательных морфоструктурах резко отличаются друг от друга. В одном и том же диапазоне глубин, через который зона волнового воздействия проходила с равной скоростью (вслед за поднимающимся уровнем моря), на положительных морфоструктурах следует ожидать большей выровненности рельефа и меньших уклонов поверхности, чем на отрицательных. При этом различия в выровненности и уклонах поверхности в пределах положительных морфоструктур определяются разной интенсивностью поднятий, а в пределах отрицательных — разной интенсивностью опусканий. На этих представлениях основан предлагаемый морфометрический метод оценки рельефообразующих движений и выявления неотектонически активных структур осадочного чехла (см. § 30).

Возникает вопрос о соотношении установленной зависимости с теоретическими предпосылками основного метода тектонических исследований — анализа мощностей. Зависимость выровненности подводного рельефа от знака и интенсивности дифференцированных движений имеет отношение к тем широко распространенным районам современных шельфов, в которых не происходит компенсация неотектонических поднятий и опусканий в результате абразионно-аккумулятивного воздействия волн и волновых течений. В большинстве из этих районов волновые процессы не смогли не только компенсировать рельефообразующий эффект неотектонических движений, но и уничтожить ранее созданные субаэральные формы рельефа. Широкое развитие последних можно объяснить значительной интенсивностью новейших опусканий на шельфах и резкими эвстатическими коле-

баниями уровня Мирового океана в плиоцен-четвертичное время. Строгая компенсация тектонических движений абразионно-аккумулятивным воздействием волн и волновых течений происходит на заключительной стадии выравнивания, когда образуется субгоризонтальная поверхность морской террасы. Соответствующие изменения мощностей осадков на положительных и отрицательных структурах древнего заложения и длительного конседиментационного развития запечатлели рост этих структур на фоне многократных трансгрессий и регрессий. При этом существенное значение имело совпадение тенденции к опусканию уровня Мирового океана с тенденцией тектонического погружения платформенных равнин.

## Часть вторая

# МЕТОДИКА МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФА

### V. КОМПЛЕКС ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ РЕЛЬЕФА И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ШЕЛЬФЕ

Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей на суше и шельфе не может проводиться в отрыве от других геолого-геоморфологических исследований. Это имеет отношение как к полевым методам сбора информации, так и к методам ее обработки. Под комплексом геолого-геоморфологических исследований нами [163] понимаются исследования рельефа и рельефообразующих отложений с целью изучения тектонического строения и развития нефтегазоносных областей и определения неотектонических критериев нефтегазоносности. В этот комплекс входят: 1) геологическое картирование, заключающееся в изучении рельефообразующих отложений на площади и в разрезе и направленное на непосредственное выделение структурных форм в верхней части осадочного чехла; 2) картирование и изучение структуры и мощностей новейших отложений для оценки неотектонических движений и выявления активных структур доновейшего заложения; 3) гранулометрический и минералогический анализы и анализ мощностей донных осадков, позволяющие оценить современные движения и (при условии их унаследованного характера) выявить структуры чехла; 4) геоморфологическое картирование, в результате которого определяются возраст, генезис и морфология подводного рельефа, а также ход эвстатических колебаний уровня моря; 5) картометрические исследования, заключающиеся в различных преобразованиях батиметрической основы, направленных на выделение из нее структурно-тектонической информации, фиксацию и картирование разнообразных форм и элементов форм подводного рельефа; 6) структурно-геоморфологические исследования (или морфоструктурный анализ), направленные на выделение активных пликативных и разрывных структур и определение амплитуд разновозрастных рельефообразующих движений.

#### 14. Методы полевых геолого-геоморфологических исследований

Полевые геолого-геоморфологические исследования шельфа включают в себя сбор «каменного» материала, применение акустических методов изучения геологического разреза (звуковая геолокация) и рельефа дна (ультразвуковое эхолотирование), получение изображений дна. Эти виды работ следует осуществлять одновременно с борта одного судна или нескольких в комплексе с применением геофизических (гравиметрия, магнитометрия, электро- и сейсморазведка) и прямых нефтегазопроиско-вых (биогеохимических, радиометрических и др.) методов [163].

Сбор «каменного» материала для определения возраста, гранулометрического, минералогического состава и других особенностей осадков осуществляется со дна и из толщи отложений. Для отбора проб из поверхностного слоя отложений на море используются галечные тралы и драги, дночерпатели ковшово-раковинного и грейферного типов с различной емкостью [13, 43, 165]. Для отбора колонок грунта с целью изучения верхних слоев разреза при ненарушенной (вернее, при частично нарушенной) структуре и текстуре используются поршневые, гидростатические, прямоточные грунтовые трубки [13]. Наиболее эффективны, особенно для песчаных грунтов, вибропоршневые трубки, конструкции которых разработаны в Институте океанологии АН СССР, Институте геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ) и Всесоюзном научно-исследовательском институте рыбного хозяйства и океанографии (ВНИИРО). В ФРГ серийно выпускаются коробчатые трубки (квадратного сечения) со специальным компасом, фиксирующим ориентацию образца по странам света [209]. При поисках и разведке нефти и газа колонковое бурение глубоких скважин производят с эстакад, буровых судов, опорных и плавучих оснований погруженного и полупогруженного типов [164]. Рыхлае отложения за рубежом изучаются при помощи высокопроизводительного и экономичного эрлифтного бурения [164]. В СССР применяются легкие буровые станки марок КАМ, ЗИВ и другие для бурения скважин малого диаметра на глубину в первые сотни метров с морских судов (трест Азморнефтеразведка) или специальных понтонов (Институт геологических наук АН УССР).

Наиболее производительными и недорогими геофизическими методами изучения рельефа и рельефообразующих отложений являются геоакустические, к которым главным образом относятся ультразвуковое эхолотирование и звуковая геолокация (ЗГЛ). Методика эхометрической съемки и обработки полученных эхограмм при морских геологических исследованиях освещена достаточно широко [78, 210, 211 и др.]. Из многих видов эхолотов наиболее эффективны прецизионные эхолоты-самописцы с непрерывной регистрацией глубин [НЭЛ, ПЭЛ и др.]. При

гидрографическом промере основные профили прокладывают вкрест простирания изобат, а плотность сети профилей выбирают в зависимости от масштаба съемки, глубины воды и сложности подводного рельефа. При геологических исследованиях направления профилей выбирают как вкрест простирания изобат, так и вкрест структур (морфоструктур) [78, 186].

Метод ЗГЛ позволяет получать запись геологического разреза по профилю на глубину, доступную для используемого типа геолокаторов [61, 129, 163]. Среди последних наиболее эффективна разработанная и серийно выпущенная Всесоюзным научно-исследовательским институтом методики и техники разведки (ВИТР) аппаратура ЗГЛ-1, -2 и -3. Возможности применения геоакустических методов в геолого-геоморфологических исследованиях определяются неодинаковыми условиями распространения упругих волн в различных горных породах, осадках и слое воды. Наиболее благоприятны для локации условия слабосчлененного подводного рельефа, спокойно залегающих отложений (с углами падения не выше 20—25°), отсутствия экранов разного рода на поверхности и близко к ней. Малоглубинные геолокаторы эхолотного типа («грунтографы») обеспечивают детальное расчленение геологического разреза рыхлых и слабосцементированных отложений до глубин по отложениям в несколько десятков метров и часто до поверхности плотных пород. При изучении новейших отложений они дают наибольшее количество информации. В геолокаторе ЗГЛ-3 предусмотрен двухканальный прием для записи на одну эхограмму как глубинной (свыше 1000 м по породам), так и верхней части разреза. Метод ЗГЛ позволяет прослеживать в рельефе и рельефообразующих отложениях литологические (литофизические) границы, литолого-стратиграфические комплексы, пликативные и разрывные структуры в новейших и доновейших отложениях чехла (рис. 18), различные морфоскульптурные образования и их элементы, а также газопроявления и грязевые вулканы [30, 61, 163, 201].

Так как на эхограммах геолокаторов представлены одновременно поверхность морского дна и акустико-геологический разрез, их можно считать «готовыми» геолого-геоморфологическими профилями. Анализ эхограмм дает возможность непосредственно решить важнейшие практические вопросы о соотношении морфоструктурного и новейшего структурного плана со структурами в доновейших отложениях, неотектонической активности (приросте амплитуд) и геоморфологической выраженности структур. Интерполяция установленных на эхограммах закономерностей связи морфоструктур разного типа с неотектоническими структурами и структурами доновейшего заложения в комплексе со структурно-геоморфологическими методами позволяет осуществить прогноз структурных форм на всей площади, пересеченной относительно редкой сетью гал-

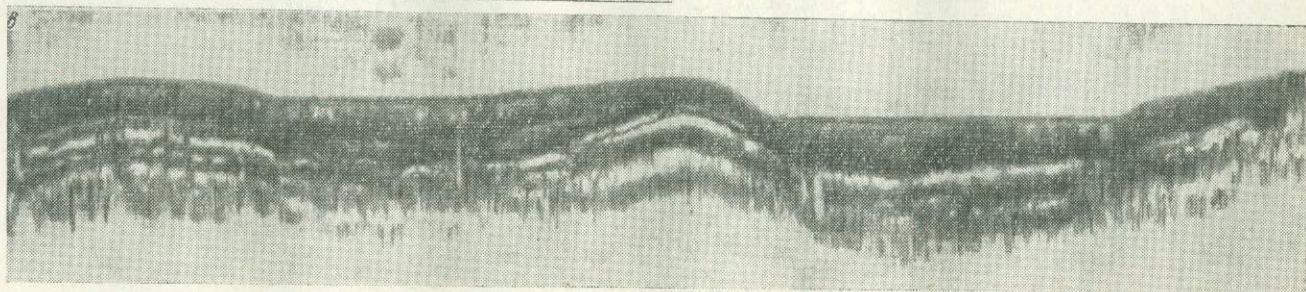
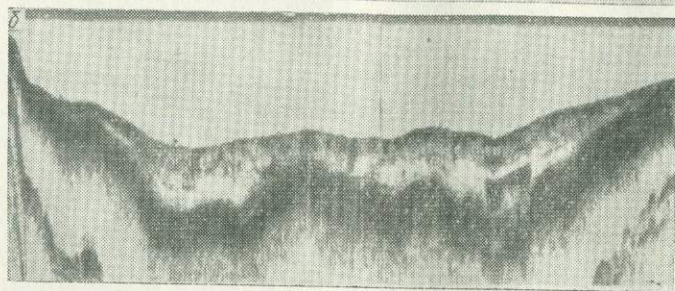
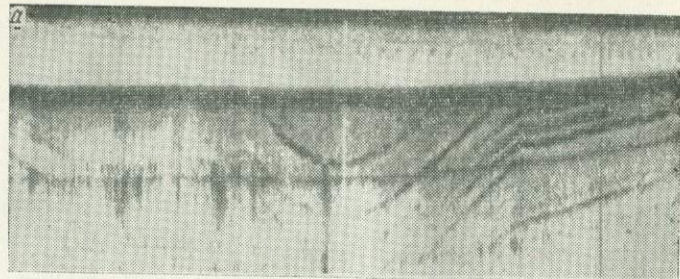


Рис. 18. Примеры акустико-геологической записи (эхограммы ЗГЛ-1 и ЗГЛ-2) отрицательной структуры в доновейших отложениях (а) и разрезов четвертичных отложений: песчано-илистых и ледниковых на породах кристаллического фундамента (б) и современных илов, подстилаемых ленточными глинами (в).

сов, по которым получены эхограммы с записью акустико-геологического разреза удовлетворительного качества.

Полевые геолого-геоморфологические исследования на шельфе включают в себя применение детально разработанной В. В. Шарковым и др. [43, 163, 204—206] методики аэрофотосъемки. Хотя использование этой методики ограничено глубинами вод до первых десятков метров (при ее хорошей прозрачности), погодными условиями и цветом рельефообразующих отложений, она в совокупности с другими исследованиями на абразионных участках шельфа позволяет закартировать породы разного вещественного состава и возраста, формы прибрежной морфоскульптуры, выявить пликативные и разрывные структуры чехла и нефтегазопроявления. Наряду с аэрофотосъемкой к комплексу методов получения изображений дна относятся подводная фото- и киносъемка [43, 67], подводное телевидение и сонография (ультразвуковая гидролокация), которые в геолого-геоморфологических исследованиях при нефтегазопроисловых работах не нашли широкого применения, а также космическая съемка.

В зависимости от глубины моря, геологической «закрытости» шельфа и других факторов перечисленные выше методы применяются в различных сочетаниях. Комплексы полевых методов, использованные при геолого-геоморфологических исследованиях на разных акваториях, а также вопросы организации полевых работ на шельфе рассмотрены нами ранее [163].

## 15. Геологическое картирование

Методику морской средне- и крупномасштабной геологической съемки в СССР начали разрабатывать Лаборатория аэрометодов объединения «Аэрогеология» (ЛАЭМ), Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики (ВНИИморгео), ВИТР, Институт геологии и физики минералов (ИГФМ) АН УССР, трест Азморнефтеразведка.

К настоящему времени в проведении геологической съемки на многих акваториях с применением обширного арсенала современных технических средств и методов участвуют также Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), ВНИИморгео, Севморгео, Южморгео и другие организации. Вопросы применения комплекса геолого-геофизических методов при геологической съемке шельфа рассматривались многими авторами [129, 163, 170, 204, 207]. Ниже речь идет не обо всем комплексе геологосъемочных работ (не о кондиционной геологической съемке), а о создании геологической основы только для одной цели — для прогноза структур в верхней части разреза доновейших отложений. К этой основе относятся литолого-стратиграфические карты, эхограммы геологаторов с изображенными на них «акустико-геологическими

разрезами» [61] и структурные карты, полученные в результате применения метода ЗГЛ.

Приуроченность большей части шельфовых зон к областям неотектонических погружений определяет широкое распространение в их пределах покрова рыхлых слабодислоцированных новейших отложений, маскирующих строение подстилающих пород. Абразионные участки, свободные или почти свободные от покрова четвертичных осадков, занимают по разным оценкам около 30% площади шельфов [207]. В связи с этим следует говорить о геологическом картировании абразионных участков и о составлении геологических карт со снятым четвертичным покровом в других областях шельфа.

Б. Г. Федоров [163] подразделяет геологические карты на карты-обоснования и карты-выводы. Первые из них, построенные по вещественно-структурному принципу, являются картами реально существующих тел и их границ, которые выделяются в результате однозначных диагнозов и инструментальных (геофизических, геодезических) измерений. Остальные карты, составленные по геохронологическому и генетическому принципам выделения картируемых объектов, содержат в себе условные предпосылки и неоднозначные толкования фактического материала. В эту группу картографических документов входят собственно геологические карты, главные объекты на которых выделены по геохронологическому принципу. Учитывая слабую геологическую изученность шельфов, значительные трудности создания таких карт на их районы, можно считать достаточным для прогноза структурных ловушек нефти и газа построение литолого-стратиграфических карт. Они могут явиться основным фактическим материалом при кондиционной геологической съемке, необходимость проведения которой на шельфах очевидна.

Литолого-стратиграфические карты относятся к картам-обоснованиям, имеющим самостоятельное прогнозное значение при выявлении структур осадочного чехла. Они могут быть составлены в результате применения метода ЗГЛ в районах шельфа с удовлетворительными акустико-геологическими условиями и аэрофотосъемки на абразионных мелководных участках. Литолого-стратиграфические карты являются картами выходов на поверхность дна абразионных участков или в подошву субгоризонтально залегающих новейших отложений (карты со снятым покровом) литолого-стратиграфических горизонтов. Состав и последовательность напластования последних известны, но геологический возраст не определен или установлен ориентировочно методами литостратиграфии, т. е. прослеживанием литологических комплексов от пункта определения их возраста, а в менее благоприятных условиях — корреляцией разрезов (рис. 19).

Работы Е. Ф. Дуброва [61], Б. Г. Федорова [163] и других показывают, что с помощью звуковой геолокации можно проводить как прослеживание комплексов, так и корреляцию разре-

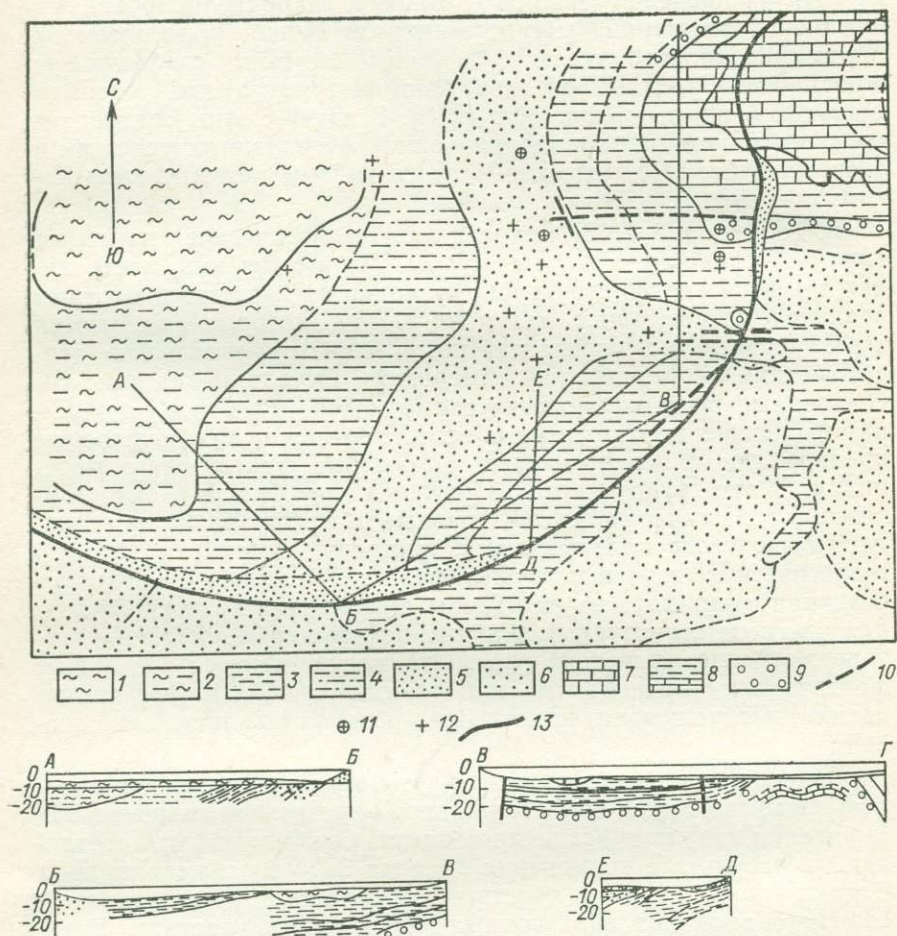


Рис. 19. Схематическая литолого-стратиграфическая карта и акустико-литостратиграфические разрезы Казантипского залива Азовского моря. Составил Б. Г. Федоров по данным ЗГЛ.

1 — верхний комплекс газонасыщенных илов с ракушей; 2 — илы алевритовые и песчаные; 3 — глины; 4 — песчано-алеврито-глинистый комплекс (переслаивание); 5 — верхний комплекс прибрежных песков; 6 — пески с прослоями глин; 7 — мшанковые известняки; 8 — ракушечные известняки, переслаивающиеся с глиной; 9 — табачная и оолитовая железная руда; 10 — линии разрывных нарушений; 11 — буровые скважины; 12 — точки отбора донных проб; 13 — береговая линия.

зов по непересекающимся профилям (галсам), а также получить некоторые литологические характеристики зарегистрированных комплексов. Вместе с тем она не дает достаточной ин-

формации для однозначного определения вещественного состава пород.

Литолого-стратиграфические карты строятся по данным геолокации путем нанесения на площади выходов акустических (физических) границ, соответствующих поверхностям напластования с указанием состава геологических тел, заключенных между этими поверхностями. Рисовка акустических границ, а также нанесенные на карту дополнительные данные, полученные в результате отбора проб, бурения и береговых геологических исследований, в сочетании с анализом эхограмм звуковых геолокаторов и определением по ним элементов залегания [30], представляют собой материал для уверенного прогноза структуры осадочного чехла.

Аэрофотоматериалы на абразионные мелководья представляют собой также своеобразные карты обоснования, на которых (зная литолого-стратиграфический разрез изображенных пород) выделяются контуры и элементы структурных форм [204, 164].

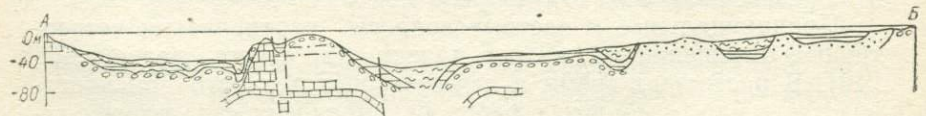
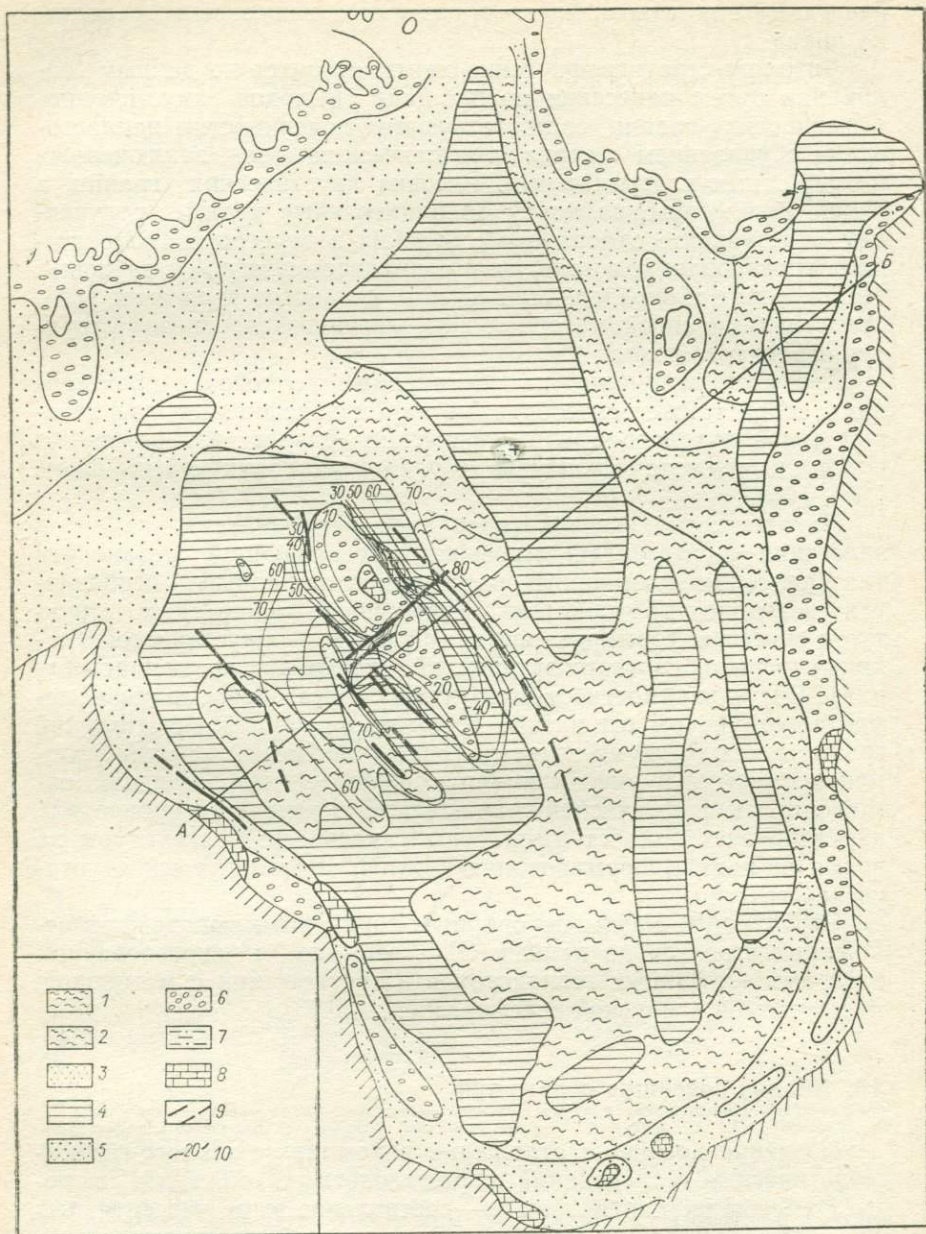
На эхограммах геолокаторов кроме определения элементов залегания сосредоточен материал, позволяющий установить тип (конседиментационный, постседиментационный), особенности (позтапность) динамики и активность конкретных структур с момента формирования самой нижней акустической границы (вернее, соответствующей ей поверхности напластования). Вне зависимости от положения галса относительно элементов структуры отношение превышения данной акустической границы между двумя точками (расположенными на одном элементе структуры — периклинали или крыле) к превышению самой нижней акустической границы в этих точках (в процентах) характеризует прирост амплитуды (активность) структуры за время от начала формирования верхней анализируемой акустической границы.

Структурные карты по опорным горизонтам доновейших отложений строятся по данным ЗГЛ обычно с использованием эхограмм глубинных геолокаторов в соответствии с методикой, применяемой в морской сейсморазведке [163].

## 16. Анализ новейших отложений

Изучение новейших отложений в комплексе геолого-геоморфологических исследований нефтегазоносных областей включает в себя их картирование — составление карт четвертичных отложений, анализ их структуры и мощностей.

Принципиальные и частные вопросы картирования четвертичных отложений до сих пор далеки от своего разрешения [40]. В настоящее время в качестве обязательного при производстве геологосъемочных работ рекомендован стратиграфо-ге-



нетический принцип картирования четвертичных отложений, в соответствии с которым главными объектами картирования являются «генетические типы отложений». Общепринятого определения этого понятия нет. В соответствии с наиболее разработанными и широко применяемыми представлениями генетический тип отложений выделяется по признаку ведущего процесса образования (в общем случае способа транспортировки материала) и может объединять несколько литологических разновидностей отложений (геологических тел) или являться составной частью одного геологического тела. Объективные критерии для выделения какого-либо генетического типа отложений отсутствуют в связи с тем, что отсутствуют и их генетические типы в чистом виде.

Советский и зарубежный опыт морских исследований [129, 163, 204] показывает, что карты четвертичных отложений целесообразно строить по наиболее объективному литолого-стратиграфическому принципу, принятому в общем геологическом картировании [163]. На таких картах новейшие структуры выражены так же, как и на обычных геологических картах. От последних карты четвертичных отложений отличаются лишь детальным показом строения новейших отложений и дополнительной геоморфологической нагрузкой. Составление карт по литолого-стратиграфическому принципу соответствует основным методам получения информации о четвертичных отложениях — звуковой геолокации и сбору «каменного» материала из поверхностных и верхних слоев разреза. В качестве примера на рис. 20 приведена схематическая карта четвертичных отложений Рижского залива.

Метод анализа мощностей в тектонических исследованиях детально разработан применительно к древним отложениям [193, 195]. Использование метода мощностей новейших отложений требует детального прослеживания маркирующих горизонтов с применением звуковой геолокации и мелкого бурения. Его возможности ограничены сложным эрозионным характером погребенного рельефа, трудностями прослеживания на больших площадях маркирующих горизонтов и наличием аномальных (нетектонически обусловленных) мощностей на участках интен-

---

Рис. 20. Схематическая карта четвертичных отложений Рижского залива. Составил Б. Г. Федоров по данным ЗГЛ с использованием материалов В. Г. Ульста и Т. И. Горшковой.

1 — илы голоценового возраста ( $mQ_{IV}$ ); 2 — алевриты и песчанистые алевриты голоценового возраста ( $mQ_{IV}$ ); 3 — пески голоценового возраста ( $mQ_{IV}$ ); 4 — ленточно-слоистые глины позднего плейстоцена — древнего голоцена ( $lgQ_{III-IV}$ ); 5 — пески с гравием и галькой времени валдайского оледенения ( $fQ_{III}$ ); 6 — валунные суглинки и супеси времени валдайского оледенения ( $gQ_{III}$ ); 7 — алевролиты с песками микулинского межледниковья, только в разрезе ( $Q_{III}$ ); 8 — доломиты, известняки, мергели, аргиллиты, песчаники среднего и верхнего девона (D); 9 — линии разрывных нарушений; 10 — стратозигилсы по подошве ленточных глин.

сивной аккумуляции. Деформации маркирующих горизонтов могут быть соизмеримы с неровностями нетектонического характера. Анализ карт изопахит и структурных карт по разным горизонтам должен проводиться с учетом всех этих обстоятельств.

Определенный интерес для выявления новейшего структурного плана представляет погребенный дочетвертичный рельеф, который обычно фиксируется на эхোগраммах ЗГЛ. Карты дочетвертичного рельефа (которые с учетом новейших движений, искаживших эту поверхность, правильнее называть картами современного положения дочетвертичного рельефа), в отличие от карт современного подводного рельефа шельфа, отражают более сложную поверхность с широко развитыми и глубокими эрозионными и экзарационными формами. Совокупность погребенных долин дает общее представление о древних морфоструктурах и развитии новейшего структурного плана. Соотношение погребенных и подводных долин указывает на консерватизм или перестройку речной сети, что в свою очередь позволяет сделать выводы о соотношении и перестройках структурных планов в пределах новейшего тектонического этапа.

Анализ структурных поверхностей в нижней части разреза новейших отложений и мощностей последних позволяет количественно оценить неотектонические движения и отразить их суммарные амплитуды на картах новейшей тектоники [150]. При составлении таких карт решается вопрос о нижней границе новейшего тектонического этапа, которую часто связывают с надрегиональным развитием позднеолигоценовой регрессии, т. е. явлением не тектонического, а эвстатического характера. Кроме того, возникает так называемая «проблема нуля», за который обычно принимается гипсометрическое положение современной береговой линии Мирового океана. При оценке суммарных амплитуд используют структурные карты по выбранному маркирующему горизонту с учетом глубин древних бассейнов, восстановлением мощностей «недостающих» частей разреза новейших и доновейших отложений. В районах отсутствия новейших отложений определение суммарных амплитуд базируется в основном на данных структурно-геоморфологических исследований (анализа деформаций поверхностей выравнивания).

Материалы ЗГЛ при благоприятных акустико-геологических условиях на шельфе дают широкие возможности как для количественной оценки неотектонических движений, так и для качественного выявления дислокаций в новейшем структурном этапе. Примером результата анализа новейших отложений может служить схематическая карта новейших структур Рижского залива (рис. 21). Новейшие структуры в Прибалтике выделяются обычно по гипсометрическому положению поверхности дочетвертичных пород (которая рассматривается как погребенная поверхность выравнивания предположительно миоценового

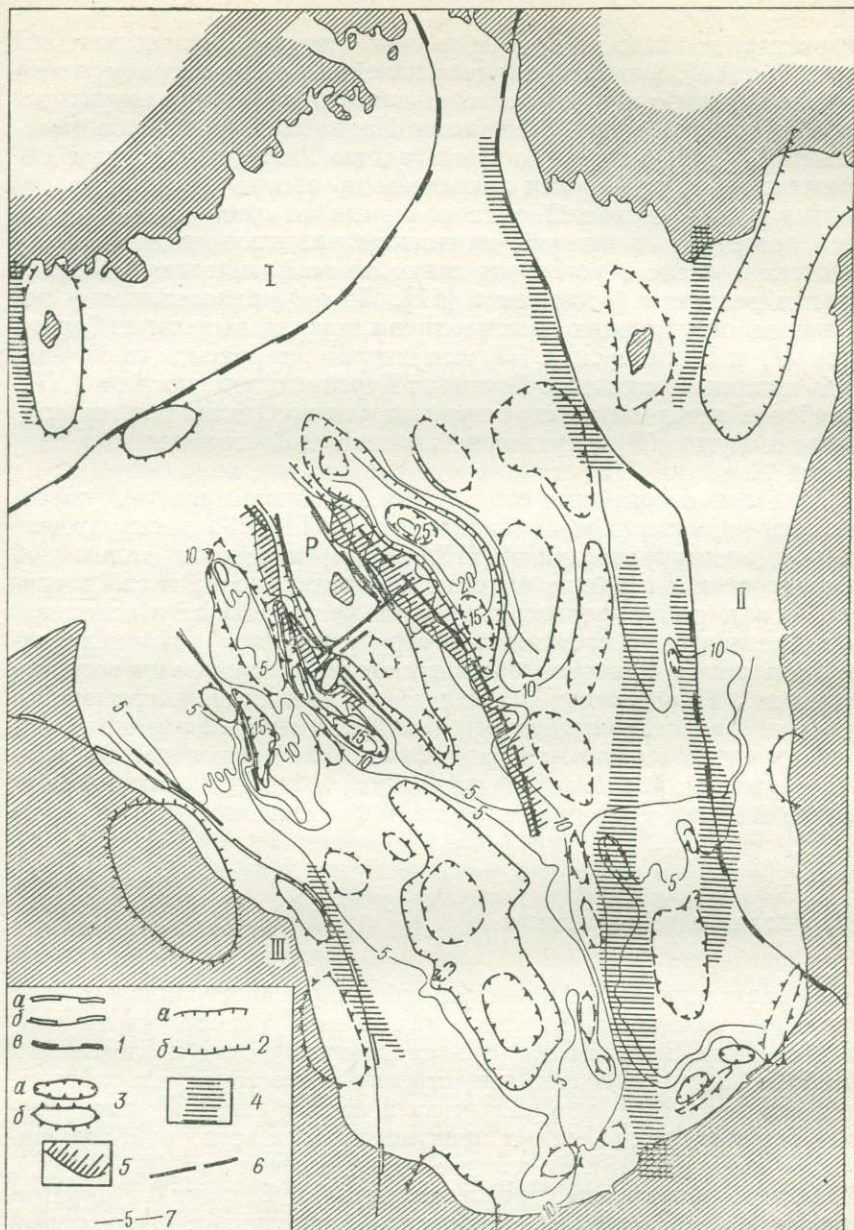


Рис. 21. Схематическая карта новейших структур Рижского залива. Составили Б. Г. Федоров и А. Н. Ласточкин с использованием материалов Л. Э. Берзинь, Т. И. Горшковой, Ю. Б. Полонской, М. И. Ковалевского, В. Г. Ульста.

1-3 — пликативные новейшие структуры первого (1), второго (2), третьего и четвертого (3) порядков: *a* — отрицательные, *б* — положительные, *в* — структурные террасы; 4 — зоны неотектонически активных разломов фундамента, выраженные в резкой смене мощностей и фаций новейших отложений; 5 — флексуобразные перегибы рельефообразующих отложений; 6 — разрывы в новейших отложениях; 7 — изопакеты отложений голоценового возраста.

возраста), а также по другим геолого-геоморфологическим данным [55, 140]. Рижский залив в новейшем структурном плане выделяется либо как самостоятельная отрицательная структура, либо как продолжение Земгальско-Паневежского прогиба (впадины) [17]. На карте границы впадины Рижского залива с сопряженными структурами проведены по зонам раздела разнонаправленных движений, установленных по градиентам мощностей новейших отложений, признакам разрывов в них, совпадающих в плане с установленными по геофизическим данным зонами разломов фундамента [17]. По субгоризонтальному положению поверхности дочетвертичных пород выделены Саремская (I) и Валмиерская (II) структурные террасы; на юго-западе впадина граничит с Восточно-Курземским поднятием (III). Наиболее активной из структур второго порядка является поднятие о. Рухну (P) с суммарной амплитудой голоценовых движений 10 м.

Выделение новейших структур в Рижском заливе осуществлялось по материалам геолокационных (ВИТР) и грунтовых съемок, электроразведки (ВНИИморгео) и другим данным об особенностях и глубине залегания пород палеозойского возраста, мощностях и формах залегания четвертичных и голоценовых отложений. Для новейших структур этого района характерно в целом плановое соответствие со структурами нижнего палеозоя. Практически все линейные элементы современного и доголоценового погребенного рельефа, а также зоны повышенных градиентов мощностей и смены фаций голоценовых осадков отражают разломы в фундаменте и нижнем структурном ярусе, а также флексуры в среднем (герцинском) структурном ярусе.

## 17. Анализ донных осадков

В настоящее время к числу наиболее распространенных карт новейших отложений морского дна можно отнести карты донных осадков. Задачам геолого-геоморфологических исследований наиболее полно отвечает вещественно-структурная классификация осадков [178], которая легла в основу легенды карт донных осадков, составленных практически для всех районов Мирового океана [125]. В отличие от генетического (Д. Меррей, А. Ренар), формально-статистического (Ф. Шепард) и динамического (М. В. Кленова) принципов вещественно-структурный принцип обеспечивает отражение на карте объектов, выделенных по гранулометрическому (преобладающая фракция) и вещественно-петрографическому (диатомовые, известковые илы, глины и т. д.) составу, их количественную оценку, изучение зависимости литологического состава от современных тектонических движений [170, 172]. Поскольку эти карты строятся на

батиметрической основе и содержат гранулометрические характеристики, они лучше других отражают современные движения на шельфе.

Мощности, гранулометрический и минералогический состав донных осадков дают информацию о голоценовых тектонических движениях, которая на поверхностях абразионно-аккумулятивного выравнивания может быть не выражена в геоморфологических характеристиках в связи с полной компенсацией тектонических движений волновыми процессами. При значительной активности структур в столь короткий диапазон геологического времени существует реальная возможность их выделения в результате изучения донных осадков.

Мощности современных или голоценовых осадков в разной степени зависят от нетектонических факторов, так же как и мощности четвертичных отложений, часто предопределены предшествующими их накоплению условиями расчленения. Однако на Баренцевом море мощности верхнего слоя осадков на участках новейших поднятий не превышают 20 см, в то время как в зонах опусканий колонки нигде не выходят из толщ современных осадков [91]. Изопахиты отложений голоценового возраста в Рижском заливе отражают детали его новейшего структурного плана (см. рис. 21). Анализ мощностей современных и новейших отложений рассматривается в качестве одного из основных методов оценки неотектонических движений на Каспийском море [170].

Особенности связи между гранулометрическим составом донных осадков и формами подводного рельефа [90, 178] были использованы для оценки современных движений и выявления активных пликативных структур [170, 172]. В. Г. Рихтер [170] предлагает оценивать тектонические движения путем изучения распределения на площади коэффициента глинистости — характеристики, отражающей отклонение гранулометрического состава донных осадков от идеальной глины. Для его вычисления строится кумулятивная кривая (на горизонтальной оси — размер фракций в логарифмическом масштабе). Определяется площадь, очерченная кумулятивной кривой, в долях от общей площади графика (ось абсцисс × ось ординат). Затем строится график зависимости коэффициента глинистости от глубины взятия донной пробы и определяются отклонения фактических точек от осредненной кривой. Значения и знак отклонений, нанесенные на карту, указывают на относительную интенсивность и направленность современных движений. В результате более детального изучения гранулометрического состава (19-фракционный ситовой анализ) был сделан вывод [172], что наиболее чутко отражают тектонические движения такие параметры, как наиболее крупнозернистая фракция и показатель гетерогенности гранулометрического состава по данным количественного пересчета ситовых анализов.

Опыт этих работ, а также изложенные выше представления о взаимодействии рельефо- и осадкоформирующих процессов на шельфе ставят перед дальнейшими исследованиями в данном направлении следующий вопрос, от решения которого зависит определение возможностей и эффективности рассматриваемого метода оценки современных движений: как влияют на гранулометрические и минералогические характеристики осадков эвстатические колебания уровня моря. Последние объясняют не только изменения скорости осадконакопления на шельфе [231], но и многие особенности в составе донных осадков.

1. Отсутствие во многих шельфовых областях связи между их гранулометрическими характеристиками и глубинами моря и удаленностью от берегов [90, 207].

2. Отмеченное Ф. Шепардом [207] несоответствие между тонкодисперсным твердым стоком современных рек и относительно грубым гранулометрическим составом донных осадков на шельфе. Это несоответствие может быть объяснено как унаследованностью донных осадков шельфа от отложений, сформированных в субаэральных условиях [117], так и тем, что в регрессивные эпохи в связи с резкими понижениями главного базиса эрозии и соответствующим увеличением эрозионной способности рек возрастал модуль твердого стока и происходило погрубление выносимого реками материала.

3. Наличие крупнозернистого материала на внешней границе шельфа — на больших глубинах и в значительной удаленности от современных берегов, т. е. как раз там, где находились формировавшиеся в условиях относительной стабилизации и низкого положения уровня океана прибрежные зоны и поставляемый реками материал характеризовался наиболее грубым гранулометрическим составом. Ф. Шепард, рассматривавший ранее [207] крупнозернистость осадков на внешней бровке шельфа как следствие придонных течений, позже [208] изменил свое мнение по этому вопросу.

4. Зональность в распространении осадков различного состава на подводных склонах, при которой вытянутые ареалы гранулометрически однородных отложений ориентированы параллельно основному направлению изобат, а донные осадки с одинаковыми гранулометрическими характеристиками могут встречаться на разных глубинах. Эта своеобразная вертикальная зональность особенно четко прослеживается в хорошо изученных районах шельфа Атлантического и Тихоокеанского побережий Северной и Центральной Америки [208]. Такие ненаправленные изменения состава донных осадков с глубиной отражают, вероятно, различную продолжительность волнового воздействия в разных диапазонах современных глубин, связанную с неравномерностью перемещения уровня Мирового океана (см. § 8).

По О. К. Леонтьеву [118], донные осадки на шельфе в значительной мере унаследованы от отложений тех времен, когда его поверхность находилась выше уровня моря. В субаквальных прибрежных условиях прошлого они подверглись существенной переработке (неоднократному размыву, переносу и отложению), в результате которой более тонкодисперсный материал удалялся, что привело к соответствующему увеличению крупности осадка в пределах древних прибрежных зон (или соответствующих им современных глубин). По мере нарастания трансгрессии в связи с незначительной по объему последующей неволновой аккумуляцией после прохождения зоны волнового воздействия через данный диапазон глубин осадки, так же как и рельеф (см. § 6), оказались в условиях относительной консервации. Чем дальше осуществлялось волновое воздействие, тем более крупнозернистым становился материал, выстилающий поверхность в этом диапазоне глубин. Таким образом, при одинаковом гранулометрическом составе «первичных» отложений (сформированных в субаэральных условиях) возникшие впоследствии их различия, которые обусловили упомянутую выше вертикальную зональность, составляют «эвстатический» фон в распределении гранулометрических параметров, отмечаемый и в распределении морфологических характеристик рельефа (см. § 30).

Дифференциация осадков по гранулометрическому составу контролировалась не в меньшей степени и тектоническими движениями, знак и интенсивность которых также определяли продолжительность волнового воздействия не только на рельеф (см. § 13), но и на рельефообразующие отложения. Таким образом, состав осадков отражает как неравномерный ход трансгрессий, так и дифференцированные тектонические движения. Учет и снятие «эвстатический» фон в распределении гранулометрических характеристик можно путем вычисления их средних значений для каждого диапазона глубин, отклонения от которых указывают на относительную направленность и интенсивность тектонических движений. К этому эмпирически подошел В. Г. Рихтер [170], который, не связывая изменение гранулометрического состава с колебаниями уровня моря, предложил вычисление средних значений коэффициента глинистости для каждого диапазона глубин и последующую интерпретацию отклонений от этих значений с тектонических позиций.

Однако для шельфа, осадки и рельеф которого сформировались в условиях волнового воздействия, более надежные результаты дает гранулометрический анализ песчаной фракции [172], поскольку содержание пелитового материала в донных осадках определяется многими дополнительными факторами. Последние контролируют распределение взвеси в воде, неволновую аккумуляцию, интенсивность взмучивания в периоды сильных штормов.

мов, предельная глубина которой на открытом шельфе может составлять 90—100 м [125].

Второй вопрос, касающийся анализа гранулометрических (и вероятно, минералогических) характеристик донных осадков с целью оценки неотектонических движений, заключается в том, что на каждом данном участке шельфа отражает состав осадков: положительные и отрицательные формы рельефа или участки положительных и отрицательных движений, или то и другое в совокупности? Если современные донные отложения характеризуют только формы подводной поверхности, с исчерпывающей полнотой отраженные на гидрографических материалах, то данные о их составе могут быть использованы в геолого-геоморфологических исследованиях лишь для определения генезиса и возраста рельефа при геоморфологическом картировании.

Изучение донных осадков может дать принципиально новую информацию о тектонических движениях только в том случае, если сведения о их составе дополняют батиметрические материалы и позволяют определить направленность и интенсивность движений там, где последние слабо выражены в современном рельефе. К таким районам относятся участки дна, представленные молодыми поверхностями полного выравнивания, на которых абразионно-аккумулятивные процессы наряду с полным уничтожением субаэральных форм рельефа частично или полностью затушевали рельефообразующий эффект тектонических движений. В районах с широко развитыми контрастными формами субаэрального рельефа пестрота литологического состава определяется больше не знаком тектонических движений, а орографическим планом подводного рельефа, который, во-первых, далеко не всегда соответствует морфоструктурному плану и, во-вторых, достаточно детально выражен на гидрографических материалах. Подобное распределение осадков в зависимости от субаэральных форм рельефа имеет место, например, в Рижском заливе (к западу от о. Рухну) и в других районах.

Изучение минералогического состава донных осадков для определения знака и интенсивности современных тектонических движений показало [170], что содержание тяжелых минералов увеличивается в сводовых частях поднятий и уменьшается в зонах опусканий независимо от глубины накопления осадков. Это обстоятельство позволяет предполагать, что распределение легких и тяжелых минералов в донных отложениях подчиняется тем же факторам, которые определяют их гранулометрический состав.

Изложенные представления о влиянии эвстатических колебаний уровня моря и дифференцированных тектонических движений на гранулометрические характеристики морских осадков можно использовать также при изучении их минералогического состава. Исходя из этих представлений обогащение осадков тя-

желыми минералами следует ожидать на положительных морфоструктурах и в тех диапазонах современных глубин, где отложения и рельеф окончательно сформировались в условиях относительной стабилизации уровня моря. Морфологически те и другие выражены в рельефе ареалами и зонами с минимальными значениями расчлененности и уклонов — субгоризонтальными и наклонными поверхностями полного и неполного выравнивания, образовавшимися в результате наиболее продолжительного абразионно-аккумулятивного воздействия волн и волновых течений.

Тектоническая интерпретация результатов гранулометрического и минералогического анализов донных осадков должна проводиться с учетом (кроме рассмотренных выше факторов): 1) гидродинамических и геоморфологических условий их накопления (направления течений по отношению к основным орографическим формам подводного рельефа); 2) выносов реками материала, который может быть не переработан в результате волновой деятельности моря; 3) различного генезиса и особенностей подстилающих отложений.

## VI. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Морфоструктурному анализу шельфов должно предшествовать геоморфологическое изучение, которое заключается в определении возраста, генезиса и морфологии рельефа, создании общей концепции его развития, выделении и фиксации поверхностей, форм и элементов разного происхождения. Результатом этих исследований является геоморфологическая карта. При ее составлении наряду с использованием опыта геоморфологического картирования на суше следует учитывать специфику изучения рельефа шельфов, которая определяется особенностями исходных материалов, их анализа, обработки и интерпретации и, естественно, своеобразием самого объекта изучения.

### 18. Исходные картографические материалы

На суше дешифрирование и анализ аэрофотоматериалов и топокарт, сопровождаемый геолого-геоморфологическими полевыми наблюдениями, позволяют уверенно очертить границы распространения даже слабо гипсометрически выраженных поверхностей и форм, интерполировать данные о строении рельефа и рельефообразующих отложениях между обнажениями или точками наблюдений. Обычные расхождения на геоморфологических картах, составленных на одну и ту же территорию, заключаются больше не в разной рисовке границ поверхностей и форм, а в различной интерпретации их генезиса и возраста. Однозначность проведения границ определяется в основном широкими возможностями использования материалов аэрофотосъем-

ки. Исходный материал на шельфах обычно позволяет зафиксировать наиболее контрастно выраженные в рельефе границы и формы подводной поверхности. Следует также отметить отсутствие образного представления о подводном рельефе (ландшафте), которое вырабатывается при полевых исследованиях на суше и имеет значение при диагностике генезиса и морфологии рельефа. С учетом этого многие районы на шельфе можно назвать «дважды закрытыми» — в геологическом и геоморфологическом смыслах этого слова.

Оценивая гидрографические материалы с позиции их использования при геолого-геоморфологических исследованиях, следует отметить их высокое качество, обеспечивающее значительную эффективность морфоструктурного анализа, в то время как высотная привязка на топооснове (не обеспеченной в достаточной мере наземными геодезическими измерениями) дается часто с погрешностями, превышающими значения различных морфометрических аномалий, полученных при анализе вертикальных характеристик рельефа суши. Высокие требования, которые предъявляет морфоструктурный анализ к оценке характеристик рельефа шельфа\*, удовлетворяются точностью определения глубин при гидрографическом промере с погрешностью даже на больших глубинах не более 0,3%. Погрешностями же в плановой привязке, минимальными на топокартах и довольно значительными на гидрографических материалах, можно пренебречь, учитывая большие размеры искомым и изучаемых объектов (структур и морфоструктур) и масштабы проведения геолого-геоморфологических исследований при нефтегазопромысловых работах (обычно не крупнее масштаба 1 : 200 000).

Навигационные (морские) и батиметрические карты составлены по эхограммам галсов. При проведении промера поперек основного направления изобат серия эхограмм параллельных галсов позволяет выявить и проследить в плане площадки террасовых уровней, подводные береговые валы, клифы и другие важные детали, отражение которых может быть утрачено при переходе от линейно-непрерывной формы информации (эхограммы) к дискретной (планшет промера, морская карта). Кроме того, необходим анализ эхограмм и по другим, в том числе связующим (ориентированным вдоль изобат), галсам, на которых четко проявляются субаэральные формы рельефа, направленные обычно поперек склона. Эхограммы могут быть использованы при количественной оценке расчлененности и уклонов

---

\* Требования морфоструктурного анализа к исходным материалам резко увеличиваются при переходе с суши на шельф в связи с тем, что: а) подводные поверхности (и их элементы — отличительные линии) чаще всего моложе надводных, а значит, их искомые тектонические деформации характеризуются меньшими значениями и б) структурно-геоморфологические исследования на большей части шельфа заключаются в анализе только вертикальных характеристик рельефа.

подводной поверхности [3, 57] (см. § 23) и в случае применения метода НСЧФ [1].

Результаты гидрографических исследований сводятся на планшеты промера с нанесением большого количества снятых с эхограмм отметок глубин. Однако этот материал обычно не доступен для геологов, которые не проводят систематического промера и чаще имеют дело с изданными морскими картами. Отметки глубин с планшета промера переносятся на морскую карту со значительной разрядкой в зависимости от масштаба.

Морские карты при региональных геолого-геоморфологических исследованиях часто служат основным источником информации о подводном рельефе. Их проекция, содержание, разграфка и номенклатура определяются нуждами судовождения [157]. Они строятся в равноугольной цилиндрической проекции Меркатора. Каждой карте присваивается собственный адмиралтейский номер. Нарезка карт определяется таким образом, чтобы на ее лист попал целостный в географическом и навигационном отношении район. В зависимости от круга задач и масштабов они делятся на генеральные, путевые, частные и планы. В содержание карт входит характеристика береговой линии, глубин, навигационных опасностей, грунтов, ориентиров, топографии побережий, населенных пунктов и портов.

Рельеф дна на морских картах изображается отметками (цифрами) глубин. До 5 м глубины отметки даются с точностью до 1 дм, с 5 до 20 м — до четного дециметра с округлением в сторону уменьшения, более 20 м — до 1 м. Изобаты проводятся наиболее часто (с малыми и разными сечениями) в прибрежной зоне, на банках и в опасных для плавания местах и реже — на более глубоководных участках. Сечение изобат выбирается не только в зависимости от глубины, но и от уклонов подводных склонов (табл. 1). При выборе и нанесении на карту отметок глубин руководствуются их масштабом, сложностью рельефа, глубиной и систематичностью промера. В первую очередь отбираются малые и отличительные глубины так, чтобы на карте нашли свое отражение опасные для плавания места и характерные формы рельефа. Остальные отметки в районах со слабоизменяющимся рельефом расставляются в шахматном порядке через примерно равные интервалы (табл. 2).

При геологоразведочных и других исследованиях на шельфе для удобства определения линейных и площадных размеров объектов, экстраполяции данных с суши на море (структур, геофизических аномалий и др.) и создания единой картографической основы страны наиболее целесообразно использовать коническую проекцию Гаусса — Крюгера, разработанную и привычную разграфку и номенклатуру.

Переход от планшетов промера и морских карт к батиметрическим сопряжен с преодолением трудностей как принципиаль-

Таблица 1

Сечение изобат на навигационных картах  
(по А. В. Павловой [157])

Интервал глубин, м	Сечение изобат, м	
	при относительно пологих склонах	при относительно крутых склонах
0 — 10	2	5
10 — 50	5	10 и 30
50 — 100	10	50
100 — 200	20	50
200 — 500	50	100
500 — 1000	100	200
1000 — 2000	200	500
2000 — 4000	500	1000
> 4000	1000	—

Таблица 2

Расстояние между отметками глубин на навигационных картах  
разного масштаба, см

Составлена по данным А. В. Павловой [157]

Глубины, м	Карты		
	Генеральные	Путевые	Частные
< 20	0,8—1,0	0,5—0,8	0,5—0,8
20 — 50	—	0,8—1,0	0,8—1,0
> 50	—	—	1,0—1,5
20 — 200	1,0—1,5	—	—
50 — 200	—	1,0—2,0	—
> 200	1,5—3,0	2,0—3,0	—

ного картографического характера, так и чисто технических. К ним относится решение вопроса о том, как проводить изобаты. При рисовке на топокартах наземного рельефа используются материалы аэрофотосъемки, которые позволяют применять не формальную линейную интерполяцию между отдельными высотными определениями, а интерполяцию, учитывающую морфологические особенности рельефа суши. Для подводного рельефа это на основной части шельфа исключается. При составлении батиметрических карт предлагалось привлекать дополнительные (геолого-геоморфологические, гидрологические и др.) данные, что, казалось бы, позволило провести неформальную интерполяцию между отметками глубин. Этот путь, по сути дела, заключается в комплексном изучении всех релье-

фообразующих процессов и их суммарного результата. Его недостатки заключаются в следующем: 1) методика конкретного учета всех факторов не разработана и весьма субъективна; 2) провести этот учет во всем исследуемом районе чаще всего нельзя вследствие его различной изученности; 3) в первоисточник информации о рельефе, каким должна бы быть батиметрическая карта, заранее закладываются результаты субъективного анализа разнородных материалов о гидродинамической обстановке, донных осадках и т. д., которые в свою очередь в значительной мере определяются особенностями рельефа.

Кроме того, предлагается проводить изобаты на основе анализа детально изученных «эталонных» участков и распространения установленных особенностей в морфологии рельефа на всю включающую их территорию шельфа, слабо обеспеченную промером. Это предложение исходит из так называемой гипотетической рисовки рельефа. Однако в данном случае трудно сформулировать правила экстраполяции и определить границы, до которых могут быть распространены данные о морфологии рельефа «эталонных» участков.

Наиболее корректным способом проведения изобат является плановая корреляция эхограмм [78], при использовании которой сохраняется непрерывность информации о глубинах в направлении галсов. При этом хорошие результаты показывает опыт снятия глубин с эхограмм и нанесения их на карту не обычным способом, а путем поиска на эхограмме точек с глубинами, по которым проводятся изобаты. Это позволяет избежать последующей интерполяции, так как глубина, снятая с эхограмм, соответствует фактической глубине на промерном галсе.

В случаях, когда исследователи не располагают первичными материалами систематического промера, наиболее реален метод проведения изобат в результате линейной интерполяции между отметками глубин на планшетах промера и крупномасштабных морских картах. На последних рисовка изобат должна проводиться в соответствии с редкими линиями равных глубин, нанесенными на карты на основе детальных материалов. Неизбежные при этом упрощения в отражении рельефа могут быть оправданы переходом от крупномасштабной морской карты к средне- и мелкомасштабной батиметрической основе (с уменьшением масштаба в 3—4 раза). Использование мелкомасштабных навигационных карт приводит к созданию не только грубо генерализованной, но и сильно искаженной картины подводного рельефа с неверными представлениями о его морфологии, уклонах и ориентировке форм. Это было проиллюстрировано Ж. Буркаром [24] в его простом и остроумном эксперименте с проведением изогипс на территории Франции по редкой сети высотных отметок. Подробно методика составления батиметрических карт рассмотрена в работах [78, 88 и др.].

## 19. Принципы составления и содержание геоморфологических карт

Разномасштабные геоморфологические карты на сушу составляются в соответствии с морфографическим (морфологическим), генетическим, морфогенетическим, возрастным (историческим) и историко-генетическим принципами. В настоящее время проведен [64] подробный анализ изображения рельефа морей и океанов на обзорных геоморфологических картах. Средне- и мелкомасштабное геоморфологическое картирование, проводившееся на Каспийском, Средиземном и других морях [42, 52, 79, 186, 200, 204], до сих пор носит опытный характер. Многие геоморфологические карты шельфов обычно не удовлетворяют тем требованиям, которые предъявляются к подобным картографическим документам. В их легендах или отсутствует классификация картируемых объектов, или не выдержаны принципы этой классификации. На большинстве карт нет возрастной характеристики рельефа, что оправдывается отсутствием данных о возрасте рельефообразующих отложений, и слабо отражается морфология подводных поверхностей, что можно объяснить только отсутствием методики картирования рельефа шельфа.

Подводный рельеф на разномасштабных геоморфологических картах обычно изображается в соответствии с генетическим и морфоструктурным принципами [52, 64, 79]. При этом часто формы и поверхности подразделяются по генетическому принципу на участках с субаэральным и абразионно-аккумулятивным («волновым») рельефом, а в глубоководных районах шельфа, где господствует неволновая аккумуляция, выделяются морфоструктурные образования. На ряде карт элементы геотекстуры и морфоструктуры показаны в качестве основных категорий, которые подразделяются на формы и элементы форм рельефа, выделенные по другим (морфологическим, генетическим) принципам.

Наиболее информативны аналитические геоморфологические карты, на которых морфоструктуры выражены в виде совокупности разных по возрасту, генезису и морфологии поверхностей, а морфоскульптура — системой масштабных и внес масштабных знаков. Что касается специальных обозначений морфоструктур или тектонических движений на геоморфологической карте, мы вслед за А. И. Спиридоновым считаем, что эти элементы «не составляют органической части ее нагрузки и с успехом отображаются на других специальных картах» [176]. Объектом общего геоморфологического картирования служит рельеф (поверхности, формы, элементы форм), а не рельефообразующие факторы и процессы, которые составляют предмет специального картирования (карты новейшей тектоники, морфоструктур, современных движений, экзогенных процессов и др.). Отображение на геоморфологической карте разных по знаку, размеру,

соподчиненности и другим характеристикам морфоструктур обязательно приведет к ее перегрузке, а любая отдельно взятая характеристика не дает полного представления о морфоструктурах и является «кинородной» частью, никак не взаимодействующей с прочим содержанием карты. Геоморфологическую карту следует рассматривать как историко-генетическую основу морфоструктурного анализа, а не как результат его проведения. Содержание карты способствует проведению морфоструктурного анализа по всем его методическим направлениям (см. § 27, 30, 32, 33). Совмещение на карте характеристик рельефа с установленными в результате их интерпретации контурами и другими особенностями морфоструктур приводит к нарушению единого принципа картирования.

Таким образом, геоморфологическая карта рассматривается не как цель — окончательный этап проведения всего комплекса геолого-геоморфологических исследований, а как средство извлечения из рельефа информации о тектонических движениях и структуре шельфа. Содержание карты и распределение на ней изобразительных средств между характеристиками рельефа должны быть подчинены главной цели — отражению морфоструктур шельфа, хотя сами морфоструктурные элементы не показываются на ней в виде условных обозначений, точно так же, как на геологической карте не рисуются контуры структурных форм, которые проявляются в последовательности и конфигурации выходов на поверхность разновозрастных отложений. Это не исключает использования геоморфологической карты для решения других задач, связанных с изучением и освоением шельфа: поисков россыпей, инженерно-геологических, физико-географических и других исследований. На геоморфологической карте, претендующей на полную и всестороннюю характеристику рельефа, должны быть отражены возраст, генезис и морфология поверхностей и форм, а также рельефообразующие отложения. На основе опыта геоморфологического картирования Рижского залива, Каспийского и других морей нами разработана легенда геоморфологических карт масштабов 1 : 200 000—1 : 500 000, содержание которой рассмотрено ниже.

## 20. Возрастная характеристика рельефа

Возрасту поверхностей отводится основное средство картографирования — цвет. На карте отражаются как подводные, так и надводные поверхности, совокупность которых наряду с субаэральными формами рельефа на шельфе и погребенным рельефом на прилегающей суше дает полное представление об истории бассейна, позволяет создать концепцию геоморфологического развития района.

Под возрастом поверхностей понимаются время их формирования в результате деятельности волновых (поверхности пол-

ного и неполного выравнивания) и субаэральных (поверхности расчленения) процессов и длительность их существования. Подводные поверхности расчленения датируются временем максимального развития плиоцен-четвертичных регрессий, в периоды которых сформировались основные черты их рельефа. Субгоризонтальные поверхности выравнивания датируются временем максимального развития трансгрессий второго (надводные поверхности) и более высоких (подводные поверхности) порядков, а выровненные и ограниченные сверху и снизу отличительными линиями второго рода (перегибами) поверхности подводных склонов — временем последнего прохождения «через них» зоны волнового воздействия.

Возраст поверхностей определяется биостратиграфическими, литолого-стратиграфическими, радиоуглеродным и другими методами. При отсутствии датировок геоморфологическая карта может быть построена по принципу относительной последовательности формирования поверхностей. На суше часто практикуется разделение разновысотных поверхностей без их датировок исходя из представлений о том, что чем более высокое гипсометрическое положение они занимают, тем они древнее. Использование этого принципа еще более правомочно на большей части шельфов, где: а) поверхности выравнивания и отличительные линии отражают определенные эпизоды единого хода эвстатических колебаний уровня моря; б) одни и те же эпизоды фиксируются одновозрастными поверхностями и отличительными линиями, приуроченными к строго определенным батиметрическим уровням; в) поверхности характеризуются обычно более молодым возрастом, чем на суше, и в связи с этим меньшей тектонической деформированностью; г) после образования поверхностей они не подвергаются расчленению и находятся в условиях своеобразной консервации.

Особенности колебания уровня Мирового океана определяют общую закономерность в соотношении возраста выровненных поверхностей, расположенных на разных глубинах: чем ниже батиметрическое положение поверхностей, тем они древнее. К этому же выводу приводят результаты изучения тектонической деформированности подводных террас [170]. Исключение из данного правила могут составлять откопанные поверхности выравнивания. Условия формирования и консервации поверхностей полного выравнивания благоприятствуют синхронизации маркирующих и разделяющих их отличительных линий соответственно первого и второго рода (см. § 10). Поверхности полного и неполного выравнивания, разделяемые однотипными отличительными линиями, занимающими близкое батиметрическое положение, могут считаться одновозрастными. Таким образом, используя данные о батиметрическом положении отличительных линий на геоморфологической карте, можно показать последовательность образования выровненных поверхностей,

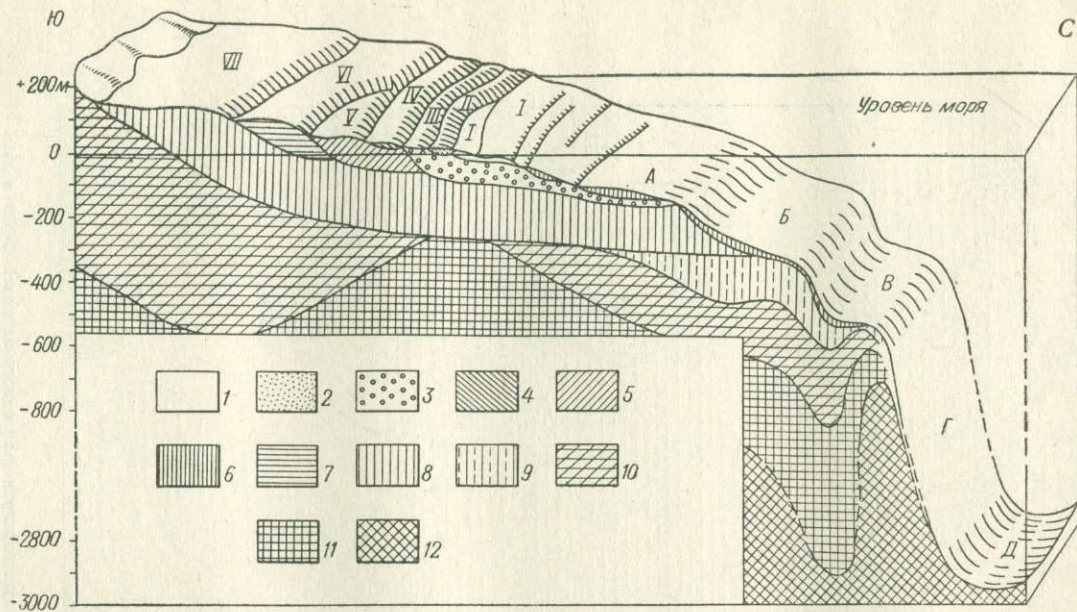


Рис. 22. Блок-диаграмма разновозрастных поверхностей одного из морей СССР и прилегающей к нему суши. Составили И. Л. Кузин, А. Н. Ласточкин.

Возраст отложений: 1 —  $Q_{IV}$ , 2 —  $Q^4_{III}$ , 3 —  $Q^3_{III}$ , 4 —  $Q^2_{IV}$ , 5 —  $Q^1_{III}$ , 6 —  $Q_{II-IV}$ , 7 —  $Q_{II}$ , 8 —  $N_2-Q_I$ , 9 —  $N$ , 10 —  $P$ , 11 —  $MZ$ , 12 —  $PZ$ .

Субгоризонтальные полигенетические поверхности выравнивания: I —  $Q_{IV}$ ;  $-20 \div +7$  м, II —  $Q^1_{III}$ ;  $+10 \div +15$  м, III —  $Q^3_{III}$ ;  $+20 \div +25$  м, IV —  $Q^2_{III}$ ;  $+30 \div +40$  м, V —  $Q^1_{III}$ ;  $+45 \div +60$  м, VI —  $Q_{II}$ ;  $+80 \div +100$  м, VII —  $Q_I$ ;  $+120 \div +140$  м; наклонные морские поверхности выравнивания и поверхности суббазального расчленения на шельфе: A —  $Q^3-Q^4_{III}$ ;  $-20 \div -130$  м, B —  $N_2$ ;  $-130 \div -300$  м; недатированные поверхности неволновой аккумуляции: B — желобов и аваншельфа, Г — континентального склона, Д — ложа океана.

На поверхности A показаны осложняющие ее уступы на глубинах: 14—16, 22—24, 36—38, 48—50, 85—90 м.

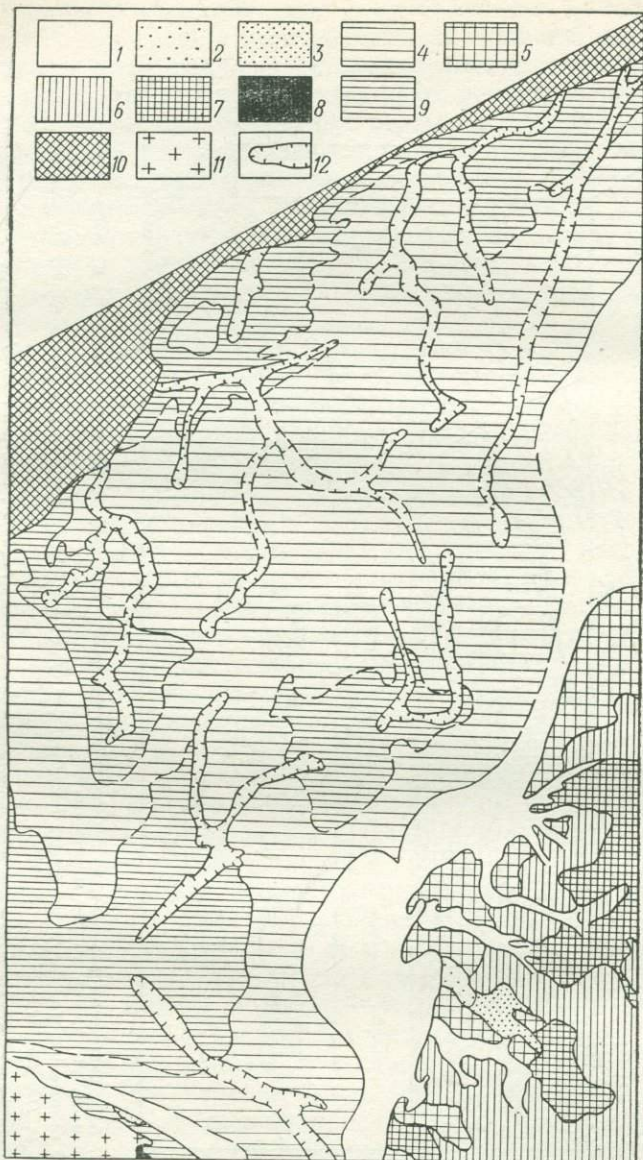


Рис. 23. Возраст поверхностей одного из морей СССР и прилегающей к нему суши (фрагмент карты). Составили И. Л. Кузин и А. Н. Ласточкин с использованием (на суше) геоморфологической карты [44].

Разновозрастные поверхности: 1 —  $Q^{IV}$ , 2 —  $Q^{III}$ , 3 —  $Q^{II}$ , 4 —  $Q^{I}$ , 5 —  $Q^{III}$ , 6 —  $Q^{II}$ , 7 —  $Q^{II}$ , 8 —  $Q^I$ , 9 —  $N_2$ ; 10 — желоб, 11 — горные сооружения; 12 — крупнейшие подводные долины и долинообразные понижения.

которая в результате последующего применения методов датировки может быть использована для определения относительного или абсолютного возраста рельефа.

При отражении последовательности или времени формирования поверхностей на геоморфологической карте наиболее целесообразно подобрать основные и промежуточные цвета так, чтобы они менялись с увеличением возраста (глубины) поверхностей в общем направлении: зеленый→голубой→синий→фиолетовый. На прилегающей суше надводным поверхностям отводятся цвета: зеленый→желтый→коричневый→оранжевый→красный (перечислены в порядке увеличения абсолютной высоты и возраста поверхностей). При отсутствии датировок в части легенды, посвященной возрасту рельефа, дается перечень условно пронумерованных или названных (собственными именами) поверхностей с указанием их батиметрического (гипсометрического) положения в метрах в соответствии с последовательностью их образования. Здесь же указывается цвет (темно-синий, темно-фиолетовый) поверхностей неволновой аккумуляции в глубоководных районах шельфа, континентального склона и ложа океана, вопрос о датировке которых пока остается открытым.

В качестве примера на рис. 22, 23 приводится возрастная характеристика рельефа на составленной нами геоморфологической карте одного из морей СССР и прилегающей к нему суши. Современный рельеф этого региона представлен системой субгоризонтальных поверхностей выравнивания на современной суше и наклонных поверхностей выравнивания и расчленения на шельфе. Образование первых из них связывается [100, 101, 141, 180] с максимальным развитием трансгрессий, которые имели место начиная с позднего плиоцена на фоне общего опускания уровня Мирового океана и эпейрогенического погружения территории. Эпохи максимального развития регрессий фиксируются глубиной вреза погребенных долин на суше [101, 141] и батиметрическим положением их устьевых участков на шельфе (см. рис. 10).

## 21. Генетическая характеристика рельефа

Второй составляющей содержания геоморфологической карты следует считать генетическую характеристику рельефа: поверхностей, морфоскульптурных форм и берегов (или прибрежных зон).

Генезис поверхностей определяется в результате анализа их морфологии (расчлененности или выровненности и уклонов), рельефообразующих отложений и данных о происхождении рельефа прилегающей суши. Основными генетическими категориями являются денудационные, аккумулятивно-денудационные и аккумулятивные поверхности, показываемые на карте при по-

мощи (соответствующего перечислению) усиления интенсивности цветового фона. Одновременно с этим подводные поверхности разделяются в соответствии с экзогенными агентами, принимавшими основное участие в их формировании и развитии, на поверхности: 1) субаэрального происхождения, в разной мере переработанные абразионно-аккумулятивными процессами; 2) морские, образованные волновыми процессами; 3) морские, образованные неволновыми процессами.

Первая из перечисленных категорий в свою очередь подразделяется на речные, озерные, озерно-речные, водно-ледниковые, ледниковые и др. Предусматривается выделение поверхностей субаэрального происхождения с последующей их переработкой абразионно-аккумулятивными процессами (поверхности неполного выравнивания), а также поверхностей, сформированных под одновременным воздействием нескольких агентов. Поверхности различных генетических типов отличаются друг от друга густотой и направленностью штриховки. Ортогональной штриховкой обозначаются надводные (вертикальная штриховка) и подводные (горизонтальная штриховка) поверхности субаквального происхождения, образованные волновыми (редкая штриховка) и неволновыми (густая штриховка) процессами. Различные виды диагональной штриховки отводятся подводным поверхностям субаэрального происхождения, степень волновой переработки которых может быть отражена в толщине и плотности нанесения штрихов.

Морфоскульптурные образования, так же как и поверхности, подразделяются в соответствии с создавшими их агентами на формы: 1) субаэрального происхождения — речные (речные долины, террасы, дельты, эрозионные останцы), водно-ледниковые (камы, озы), ледниковые (морены, друмлины, отторженцы, трог, ванны выпахивания) и др.; 2) субаквального происхождения, образованные волновыми (бары, косы, томболо, пересыпи, клифы, абразионные останцы, промоины, грядовый бенч и др.) и неволновыми (оползни, борозды, образовавшиеся при размыве дна придонными течениями, гряды и валы из отложений суспензионных потоков и айсбергов и др.) процессами. Параллельно с этим проведено их деление на аккумулятивные (насыпные) и денудационные (выработанные). Для морфоскульптурных форм используется система внесмасштабных и масштабных обозначений. Картирование морфоскульптуры подводного рельефа находится в особой зависимости от детальности промера, которая определяет возможности выделения отдельных форм и элементов морфоскульптуры, а также районирование шельфа по преобладающим экзогенным процессам и типам созданных ими морфоскульптурных образований.

Берега в соответствии с их классификацией [73] группируются по принципу основной направленности берегоформирующих процессов в категории: аккумулятивные, аккумулятивно-денуда-

ционные и денудационные; по создавшим их экзогенным агентам — в категории берегов, сформированных: 1) субаэральными процессами — аллювиально-аккумулятивные (в том числе дельтовые), экзарационные и ледниково-аккумулятивные (шхерные и фиордовые), эрозионные (лиманные и эстуариевые), ледниково-эрозионные (фиордовые); 2) субаэральными и субаквальными процессами (в эту группу кроме перечисленных выше типов берегов с указанием на их значительную переработку волновыми процессами условно включают биогенные — коралловые и мангровые, а также термоабразионные и ледяные); 3) волновыми процессами — аккумулятивные (в том числе приливные: ватты, марши, лайды), аккумулятивно-абразионные и абразионные. Берега разного типа отражаются разноцветными сплошными, прерывистыми и пунктирными линиями, которые характеризуют не только береговую линию, но и прибрежную зону в целом. Поднятая разными цветами береговая линия четко разделяет сушу и море, что имеет немаловажное значение при одновременном отражении надводных и подводных поверхностей и значительной загрузке карты. Выделение на геоморфологической карте морфологических типов берегов не предусматривается, так как: 1) их многие морфологические особенности выражены в виде знаков, отражающих морфоскульптурные образования; 2) морфология берегов в плане (крупнобухтовые, мелкобухтовые, выровненные и др.) и так четко читается на карте и не нуждается в специальном отражении; 3) в названии генетических типов в значительной мере заложена морфологическая характеристика прибрежных зон.

На рис. 24 дана генетическая характеристика рельефа одного из морей СССР и прилегающей к нему суши, который представлен поверхностями, сформированными в сугубо субаквальных (морские поверхности), в смешанных (флювиально-морские поверхности) и субаэральными условиями регрессивных эпох с последующей переработкой абразионно-аккумулятивными процессами. Поверхности неволновой аккумуляции на шельфе и в абиссальной части моря отличаются друг от друга по происхождению, несмотря на то что они созданы единым экзогенным фактором и одинаково сложены сверху глинами и (на крутых склонах) алевритовыми глинами. На шельфе они приурочены к желобам и другим впадинам, где через тонкодисперсные маломощные донные осадки иногда «просвечивают» формы субаэральное происхождения. В формировании поверхности континентального склона значительную роль, вероятно, играют оползневые процессы, что определяется большими уклонами, литологическими особенностями донных осадков и сейсмотектоническими условиями.

Аккумулятивно-абразионные поверхности, в формировании которых преобладает волновая аккумуляция, приурочены к узкому диапазону глубин (примерно от 70 до 130 м). Сверху они

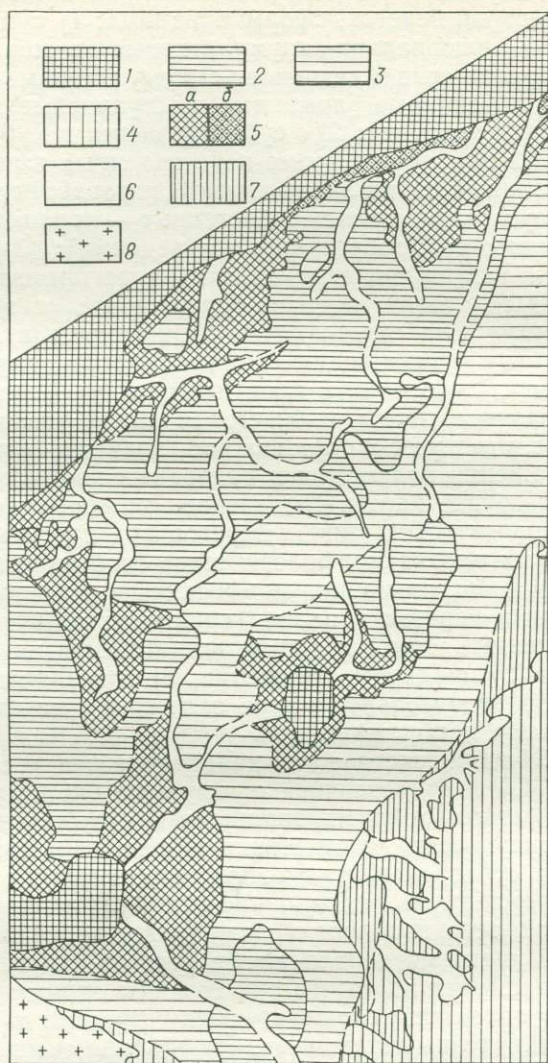


Рис. 24. Генетические типы поверхностей одного из морей СССР и прилегающей к нему суши (фрагмент карты). Составил А. Н. Ласточкин.

Поверхности морские: 1 — неволновой аккумуляции, 2 — аккумулятивно-абразионные, 3 — абразионно-аккумулятивные, 4 — абразионно-аккумулятивные (не расчлененные по генезису); поверхности субазрального происхождения, в разной степени переработанные волновыми процессами: 5 — эрозионно-аккумулятивные, слабо (а) и сильно (б) измененные последующими процессами волновой аккумуляции, 6 — флювиальные, аккумулятивные (в подводной части — долины разного генезиса), 7 — флювиально-морские, не расчлененные по генезису; 8 — горные сооружения.

сложены алевритовыми глинами, характеризуются небольшими уклонами, относительно сложным пологоволнистым рельефом с довольно четко выраженными формами субаэрального генезиса.

Абразионно-аккумулятивные поверхности, в формировании которых доминируют абразионные процессы, распространены на глубинах не более 100 м и занимают субгоризонтальное или наклонное положение. Осложняющие их субаэральные формы выражены значительно хуже. Следует отметить разнообразие донных отложений на абразионно-аккумулятивных склонах, где увеличение глубины сопровождается последовательной сменой осадков в направлении: пески→глинистые пески→песчанистые алевриты→алеуиты.

Субгоризонтальные поверхности этого генезиса характеризуются однообразием состава донных осадков (пески, реже глинистые пески), частой приуроченностью к ним выходов доголоценовых отложений, отсутствием уничтоженных абразией подводных долин, резкими переломами поперечного профиля склонов, ограничивающими фрагменты этих поверхностей снизу. К аккумулятивно-абразионным не расчлененным по генезису относятся разновозрастные поверхности [100, 111] водораздельных пространств современной суши.

В пределах эрозионно-аккумулятивных поверхностей четко проявляются густая речная сеть и система водоразделов, а эрозионные врезы не уступают по глубине долинам на суше. Подводные долины особенно широко развиты на глубинах 20—50 м, выше которых степень волнового воздействия на рельеф возрастает, роль абразии в преобразовании субаэрального рельефа увеличивается, а аккумулятивных процессов уменьшается. С этой своеобразной вертикальной зональностью связана пестрота состава донных осадков. Отмелые участки сложены глинистыми песками, склоны долин — алевритами, а их днища — алевритовыми глинами.

Генезис морфоскульптурных образований одного из морей показан на рис. 25. В современной прибрежной зоне широко распространены формы, образованные в результате волновых процессов: абразии (клифы), аккумуляции (бары, косы), интенсивных волновых течений в узких местах между островами и полуостровами (промоины). В формировании клифов принимают участие процессы эрозии (в губах и заливах) и термоабразии (на берегах, сложенных рыхлыми отложениями). Большую часть моря занимает зона преобладающего развития форм субаэральной морфоскульптуры, главным образом подводных долин эрозионного, экзарационно-эрозионного и, возможно, экзарационно-тектонического происхождения. Многие подводные долины эрозионного происхождения являются продолжением долин на суше. Морфоскульптурные формы ледникового происхождения подверглись наименьшей переработке волновыми про-

цессами. Ледниковые долины имеют врезы до 200 м и более, часто характеризуются обратным падением продольного профиля. Они не открываются на склоне желоба, а «теряются» в многочисленных, типичных для конечно-моренного ландшафта положительных (морены, озы, камы) и отрицательных (озерные ванны) формах. Каждому крупному трогу соответствуют дугообразные формы в верхней части склона желоба, которые

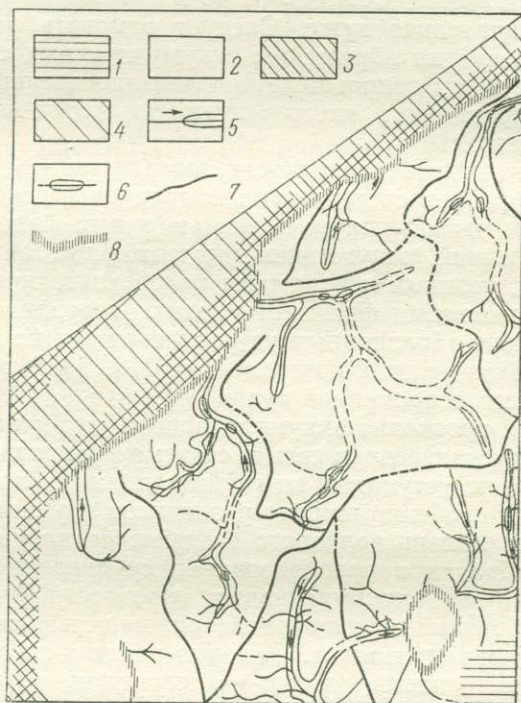


Рис. 25. Морфоскульптура дна одного из морей СССР (фрагмент карты).

Области преобладающего распространения форм и элементов подводной морфоскульптуры, сформированных в условиях: 1 — волновых процессов в современной прибрежной зоне, 2 — эрозионного и ледникового расчленения субазального рельефа с последующим волновым воздействием, 3 — оползневых процессов и неволновой аккумуляции; морфоскульптурные образования субазального происхождения: 5 — подводные долины и долинообразные понижения разного генезиса (стрелка указывает направление уклона современного продольного профиля), 6 — замкнутые отрицательные формы, образованные в результате селективной морской аккумуляции в долинах и долинообразных понижениях; 7 — подводные водораздельные линии; 8 — подводные береговые линии.

как бы замыкают долины и поэтому принимаются нами за конечные морены, сформированные во время максимального развития ледников долинного типа.

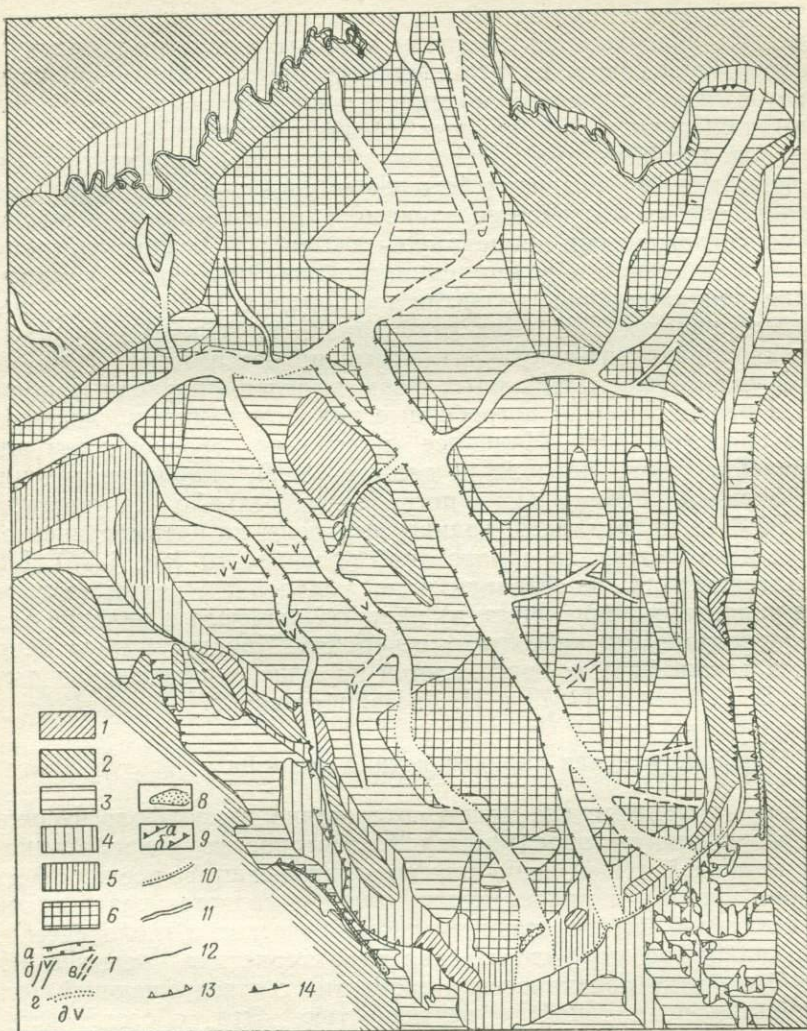


Рис. 26. Возрастная и генетическая характеристики рельефа Рижского залива. Составили Б. Г. Федоров и А. Н. Ласточкин с использованием материалов В. Г. Ульста [187] и И. Г. Вайнберга [27].

Поверхности: 1 — миоценовая (?) денудационная, откопанная, 2 — плейстоценовая экзарационно-аккумулятивная, 3 — плейстоцен-голоценовая абразионно-аккумулятивная, озерная (приледникового озера), 4 — голоценовая абразионно-аккумулятивная, морская, 5 — голоценовая волновой аккумуляции, 6 — голоценовая неволновой аккумуляции; формы и элементы форм морфоскульптуры: 7 — подводные долины, прослеженные геолокацией в современном и погребенном (а), в современном рельефе (б), на «вторичных» картах (в), предполагаемые (е), обнаруженные на пересечениях с геолокационными профилями (д), 8 — бары и вдольбереговые валы, 9 — клифы, активно развивающиеся (а) и отмершие (б); 10—14 — берега субэриального (10 — дельтовые, 11 — шхерные) и субаквального происхождения (12 — аккумулятивные, 13 — аккумулятивно-абразионные, 14 — абразионные).

На рис. 26 дана историко-генетическая характеристика поверхностей, а также морфоскульптуры и берегов Рижского залива. Возраст и генезис аккумулятивных и абразионно-аккумулятивных поверхностей приняты соответствующими возрасту и генезису слагающих их рельефообразующих отложений, установленных по данным геолокации и донного опробования. Выделяются следующие поверхности: 1) две голоценовые, образованные неволновой аккумуляцией и абразионно-аккумулятивными процессами; 2) позднеплейстоценово-древнеголоценовая, сложенная сверху ленточными глинами и их супесчаными разностями (отложениями приледниковых озер); 3) позднеплейстоценовая ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции; 4) миоценовая денудационная, развитая на породах палеозоя, которая рассматривается [140] как откопанная, не (слабо) переработанная абразионно-аккумулятивными процессами.

Среди морфоскульптурных форм выделены подводные долины, в разной степени погребенные под отложениями ледникового происхождения. Наиболее надежным обоснованием для выделения долин послужили данные ЗГЛ, характеризующие эти формы в современном и погребенном рельефе. На участках, где ЗГЛ не проводилась, долины выделены на батиметрической карте и по картам преобразований поверхности (см. § 25). Несогласованность простираний ряда выделенных долин (встречные уклоны, секущие участки) наводит на мысль о наличии разновозрастной сети нескольких генераций. Характеристика берегов, а также форм и поверхностей на суше приведена по данным В. Г. Ульста [187] и И. Г. Вайнберга [27].

## 22. Морфологическая характеристика рельефа

Если рассмотренное выше содержание геоморфологической карты во многом определяется достоверностью разработанной или принятой общей концепции о развитии рельефа исследуемого района шельфа и прилегающей суши и является результатом субъективной интерпретации гидрографических и геологических материалов, то морфологическая характеристика рельефа может быть дана практически повсеместно с исчерпывающей полнотой и максимальной объективностью. Это обстоятельство имеет особое значение, так как морфология подводного рельефа содержит в себе значительную по объему информацию о тектонических движениях, истории развития и происхождения современного рельефа. Историко-генетическая информативность морфологических показателей на геоморфологической карте была использована Д. В. Борисевичем при разделении поверхностей суши на субгоризонтальные и склоны, отражающие «смену циклов выравнивания рельефа циклами расчленения» [22].

Нам представляется, что поверхности на суше группируются по этому принципу в следующие категории: 1) субгоризонталь-

ные поверхности выравнивания; 2) наклонные поверхности расчленения, облегающие не только деструктивные формы, но и формы селективной аккумуляции; 3) субвертикальные поверхности отступления.

В этой самой общей классификации отражается связь между уклонами поверхностей и особенностями их формирования. Применительно к шельфам развитие данной идеи и ориентация исследований на максимальное извлечение историко-генетической и морфоструктурной информации из морфологических характеристик имеют большое значение в связи с ограниченным количеством прямых данных о возрасте и происхождении рельефа, а также в связи с рассмотренными особенностями его формирования и развития, обусловленными эвстатическими колебаниями уровня моря. Полное отражение морфологии рельефа шельфа предусматривает характеристику поверхностей, отличительных линий и глубин или граней, ребер и вершин рельефа соответственно.

Морфологическая характеристика поверхностей подразумевает их разделение по выровненности (или расчлененности) на поверхности расчленения, неполного и полного выравнивания и по уклонам на субгоризонтальные, наклонные и субвертикальные поверхности выравнивания. Основные различия в условиях образования поверхностей перечисленных типов заключаются в разной продолжительности их пребывания в зоне волнового воздействия, что в свою очередь определяется неравномерностью хода трансгрессий, знаком и скоростью тектонических движений (см. § 9, 13). Следует отметить необходимость использования количественных (индивидуальных для каждого конкретного района) критериев выделения этих типов поверхностей на основе раздельной оценки расчлененности и уклонов (см. § 23).

Для отражения морфологии поверхностей на геоморфологической карте следует использовать крап. Густота и величина точек при этом должны увеличиваться в направлении от субгоризонтальных поверхностей к субвертикальным и далее от поверхностей полного выравнивания к поверхностям расчленения. При малой загруженности карты не исключается показ их расчлененности и уклонов в виде линий равных значений данных характеристик.

Совокупность отличительных линий дает представление о «каркасе» подводного рельефа (рис. 27). Выделяются три рода отличительных линий. Линии первого рода отражают максимальные и минимальные уклоны подводных поверхностей, второго рода фиксируют выпуклые и вогнутые переделы подводных склонов, а также зоны «постоянных» уклонов, третьего — коррелируют в плане максимальные и минимальные глубины на шельфе. Историко-генетическое истолкование и методика выделения отличительных линий первых двух родов изложены в § 10

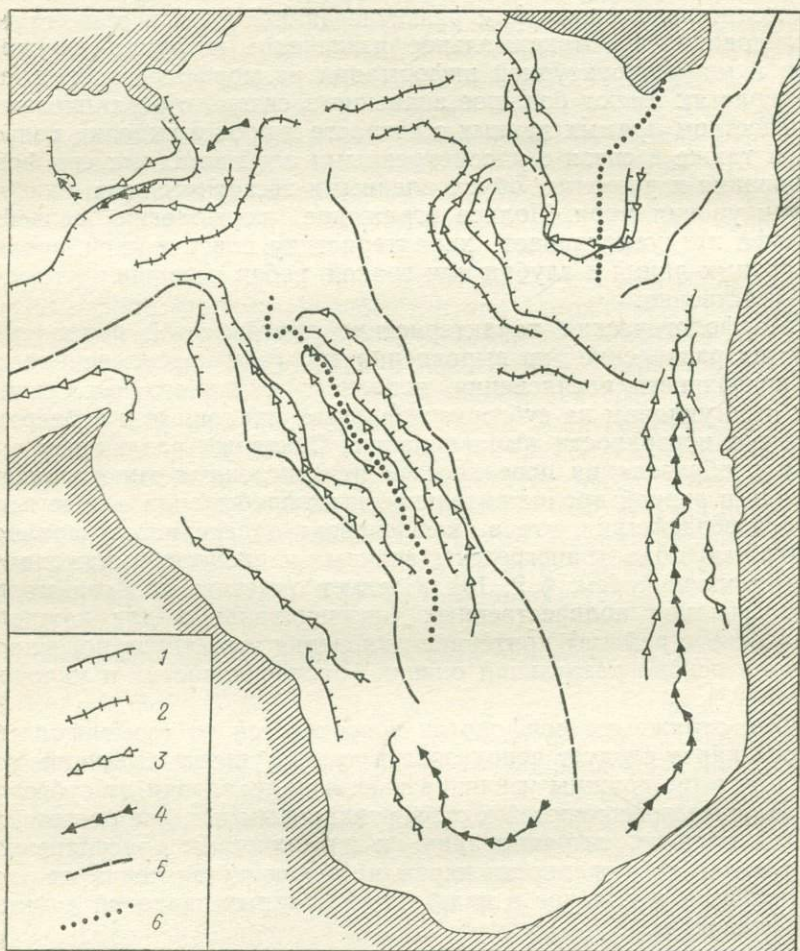


Рис. 27. Отличительные линии на Рижском заливе.

1—2 — первого рода соответственно максимальных и минимальных уклонов, 3—4 — второго рода соответственно вогнутых и выпуклых перегибов, 5—6 — третьего рода, коррелирующие соответственно отрицательные и положительные формы рельефа.

и 27. Линии третьего рода являются осями положительных и отрицательных форм рельефа, которые на поверхностях расчленения совпадают с подводными долинами и разделяющими их водоразделами. Для проведения этих линий (в соответствии с правилами, изложенными в § 27) используется батиметрическая основа без каких-либо ее преобразований.

Отличительные глубины снимаются с исходных картографических материалов. Они характеризуют наиболее контрастные формы рельефа, максимальные и минимальные глубины на картируемой территории и дополняют систему разреженных изобат, проведение которых необходимо для полной характеристики подводных поверхностей.

#### **VII. КАРТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ И МОРФОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ ШЕЛЬФА**

Картометрические исследования заключаются в различных преобразованиях (трансформациях) топографической и батиметрической (исходных) карт (поверхностей). Многие из современных видов и приемов преобразований заимствованы из методов изучения геофизических полей [6]. Первые картометрические исследования заключались в количественной оценке различных характеристик рельефа и использовании ее для нужд сельского хозяйства (оценка земель, изучение и прогноз эрозии почв и др.), инженерно-геологических изысканий и геоморфологического картирования [131, 176]. Современные картометрические исследования на суше способствуют также решению ряда задач климатической геоморфологии [197]. На стыке картометрии со структурной геоморфологией зародились морфометрические методы морфоструктурного анализа.

Картометрические исследования в комплексе с геолого-геоморфологическими исследованиями на шельфе призваны решать следующие задачи.

1. Количественная оценка морфологических характеристик и выявление морфологических особенностей рельефа для геоморфологического картирования и морфоструктурного анализа.

2. Целенаправленное и последовательное выделение или усиление разных составляющих содержания исходных карт с индивидуальной геоморфологической и морфоструктурной интерпретацией этих составляющих. При решении этой задачи преобразования играют роль своеобразного «анализатора» исходной поверхности, когда в результате их проведения на «вторичных» картах (построениях) подчеркиваются (усиливаются) одни, нужные в данный момент, элементы содержания исходной карты (которые на последней выражены слабо) за счет частичного или полного исключения других.

3. Проведение таких преобразований, интерпретация которых позволяет не только выделить, но и точно зафиксировать на карте различные по морфологии поверхности, формы и элементы форм (отличительные линии, тальвеги подводных долин и др.), расплывчатые и неопределенные контуры и линии которых не могут быть точно и однозначно проведены на исходных картах (см. § 33). В данном случае картометрические исследования на шельфе в значительной мере заменяют дешифрирование аэрофотоматериалов.

Круг поставленных перед картометрическими исследованиями задач очерчивает границы их использования и не дает оснований для произвольных толкований вторичных построений, широко распространенных в практике геолого-геоморфологических исследований. В качестве примеров последнего укажем на попытки интерпретации локальных аномалий на картах превышений (остаточных поверхностей) как соответствующих по знаку структур осадочного чехла [93] или амплитуд и направленности тектонических движений [137, 54]. Другим примером является трактовка фоновой (осредненной) поверхности как поверхности выравнивания определенного генезиса и возраста [137]. Использование любых видов преобразований не освобождает от решения задач геоморфологического и морфоструктурного картирования и не делает это решение автоматическим, а лишь способствует ему. Необходимо также четко представлять существенные различия между потенциальными геофизическими полями (для анализа которых были разработаны многие из этих преобразований), рельефом суши (применительно к которому имеется значительный опыт использования преобразований) и шельфа (где подобные исследования до недавнего времени не проводились).

Полученные в результате проведения преобразований вторичные построения не содержат принципиально новой по сравнению с исходными картами информации [6]. Преобразования изменяют лишь форму выражения последней и вместе с тем приводят к ее частичной потере и некоторому повышению уровня «шума» или к помехам. Эффективность применения каждого вида и приема преобразований обусловлена следующими обстоятельствами.

1. Имеет ли данное преобразование геолого-геоморфологический смысл, правильное понимание которого позволяет однозначно и корректно интерпретировать вторичные построения.

2. Проявляется ли на вторичных построениях такая часть информации, которая явно не выражена на исходных картах.

3. Компенсируются ли частичные потери информации и появление «шума», а также затраты труда качеством и количеством информации, заключенной во вторичных построениях. Говоря о затратах труда, следует указать на наличие большого

количества программ для ЭВМ, составленных для преобразований геофизических полей, используя которые можно одновременно проводить многие виды трансформаций.

Перечислим виды преобразований батиметрической поверхности, которые используются или могут быть использованы при геолого-геоморфологических исследованиях шельфа.

1. Разделение форм поверхности по их размерам на разночастотные составляющие.

2. Выделение из батиметрической поверхности разноориентированных форм и элементов форм (собственно «анизотропные» преобразования).

3. Определение морфологических особенностей и оценка уклонов и расчлененности рельефа.

4. Смешанный вид «анизотропных» преобразований, заключающихся в одновременном разложении форм батиметрической поверхности на разночастотные и разноориентированные составляющие или в оценке морфологических характеристик, при которой преобразования в разной степени «чувствительны» к изменению исследуемого параметра по заранее выбранным направлениям. Все эти виды преобразования осуществляются при помощи многочисленных приемов: электронно-оптических, оптических, статистических, аналитических и графических [18].

## 23. Оценка морфологических характеристик рельефа шельфа

Для оценки расчлененности рельефа суши предложено большое количество показателей: вертикальная, горизонтальная, суммарная расчлененность, глубина врезов, «энергия» и «сложность» рельефа, стандарт высот и др. [53, 115, 137, 142]. Их вычисление обычно проводится с использованием изометричных (квадратных, круговых) палеток методом скользящего окна. Значительно меньше показателей, характеризующих уклоны надводной поверхности [176]. Однако те и другие показатели чаще всего отражают различные по генезису уклоны и расчлененность рельефа. На одной и той же карте уклонов обычно оцениваются уклоны морфологически и генетически разных поверхностей — выравнивания, врезания и отступления (см. § 22), а процедура составления карт расчлененности не предусматривает отдельной оценки тектонически и эрозионно обусловленных относительных превышений рельефа. Квадраты с одними и теми же значениями показателя расчлененности или уклонов могут отражать, например, как крутые нерасчлененные склоны и уступы, так и плоскую поверхность с глубоко врезанной долиной. Отсутствие теоретического обоснования преобразований, направленных на оценку морфологических характеристик надводного рельефа, часто определяет их сугубо формальный ха-

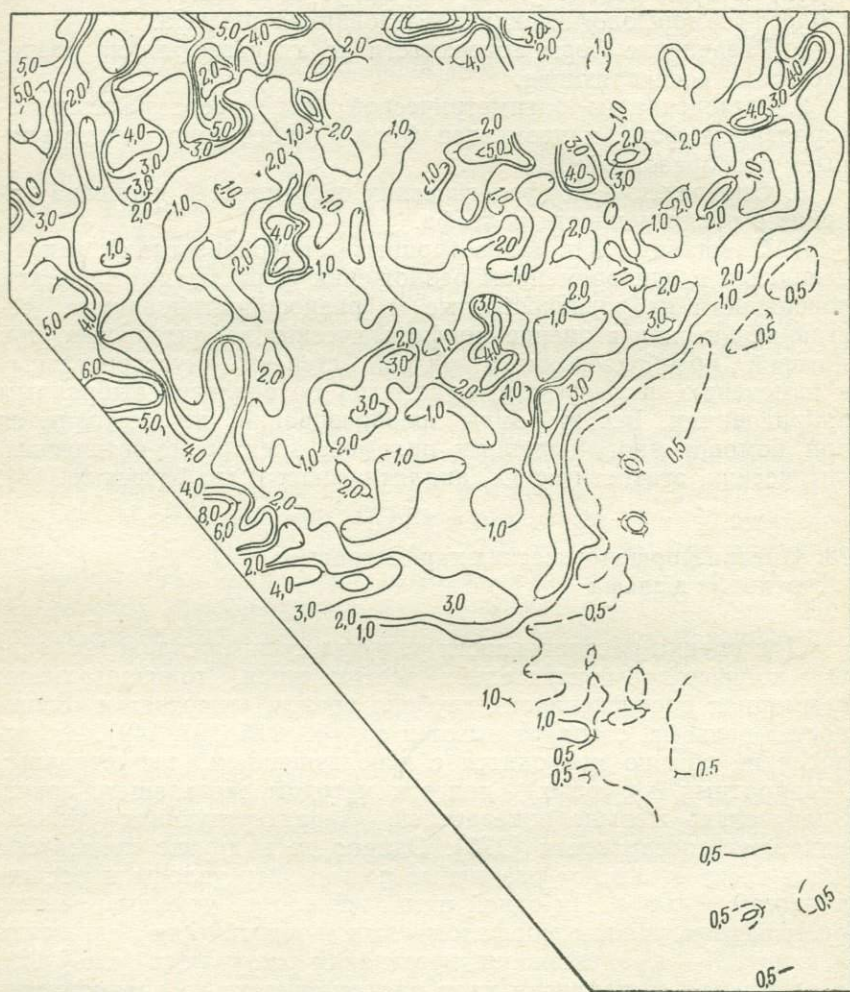


Рис. 28. Фрагмент карты максимальных уклонов рельефа. Составили В. П. Видяев, Л. И. Жукова, Н. С. Кутейникова, А. Н. Ласточкин.

рактир, значительно снижает информативность вторичных построений и делает затруднительным, а в ряде случаев и невозможным их однозначную интерпретацию с генетических и морфоструктурных позиций.

Морфологическая характеристика рельефа шельфа может быть осуществлена путем составления карт максимальных, полных, направленных и средних уклонов, вертикальной и суммарной расчлененности, стандарта и коэффициентов вариации глубин. Под максимальным понимается уклон поверхности по линии наибольшего свала глубин в пределах элементарного квадрата. Его определение сводится к фиксации линии наибольшего свала глубин, установлению разности между экстремальными значениями глубин и отнесении этой разности к длине линии. Карта максимальных уклонов (рис. 28) при слабой расчлененности поверхностей дает возможность разделить их по крутизне и выделить отличительные линии первого рода.

Используя программы для ЭВМ, направленные на трансформацию геофизических полей по неравномерно заданной сети, можно одновременно получить непосредственно для отметок глубин на планшете промера или навигационной карте значения полных и направленных уклонов (или горизонтальных градиентов). Карты полных градиентов (рис. 29) характеризуют уклоны рельефа вне зависимости от простираания склонов и могут служить основой для разделения поверхностей по крутизне. Карты направленных горизонтальных градиентов по условно выбранным осям  $y$  (рис. 30,а) и  $x$  (рис. 30,б), соответствующих преобладающим простирааниям склонов, являются результатом «анизотропных» преобразований, особо «чувствительных» к изменению уклонов по двум в данном случае ортогональным направлениям — меридиональному и широтному. Эти карты позволяют выявить и протрассировать уступы и склоны, не (слабо) выраженные в батиметрической поверхности, уточнить и детализировать проведение отличительных линий на соответственно ориентированных склонах. На картах в виде зон минимальных градиентов четко выделяются соответственно ориентированные подводные долины и водораздельные линии, что, в частности, позволило нам существенно дополнить данные ЗГЛ о подводной орографии Рижского залива (см. рис. 26).

Средние уклоны могут быть вычислены на картах фоновой поверхности (см. § 24). При этом степень осреднения уклонов определяется радиусом осреднения батиметрической поверхности или степенью полинома при тренд-анализе. Удобнее оперировать со значениями градиентов как со скалярными величинами. Однако их значения, вычисленные в направлении наибольшего свала глубин, более точно отражают основные элементы склона, и в том числе отличительные линии (см. § 33).

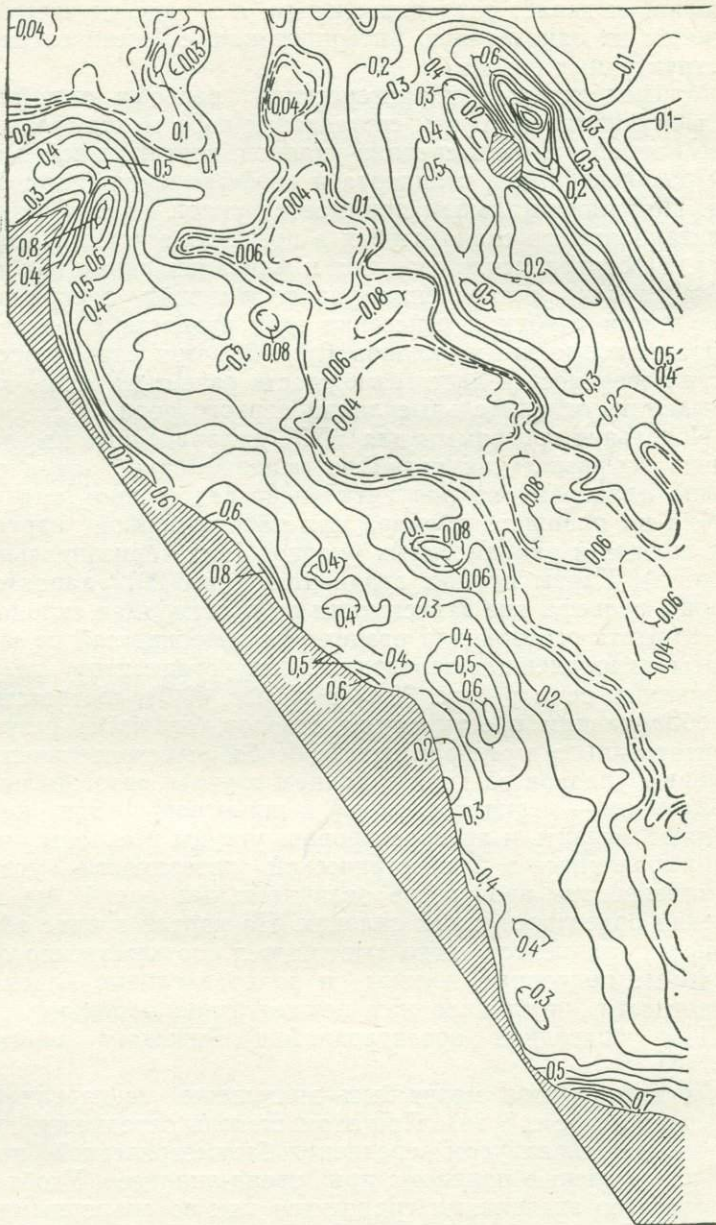
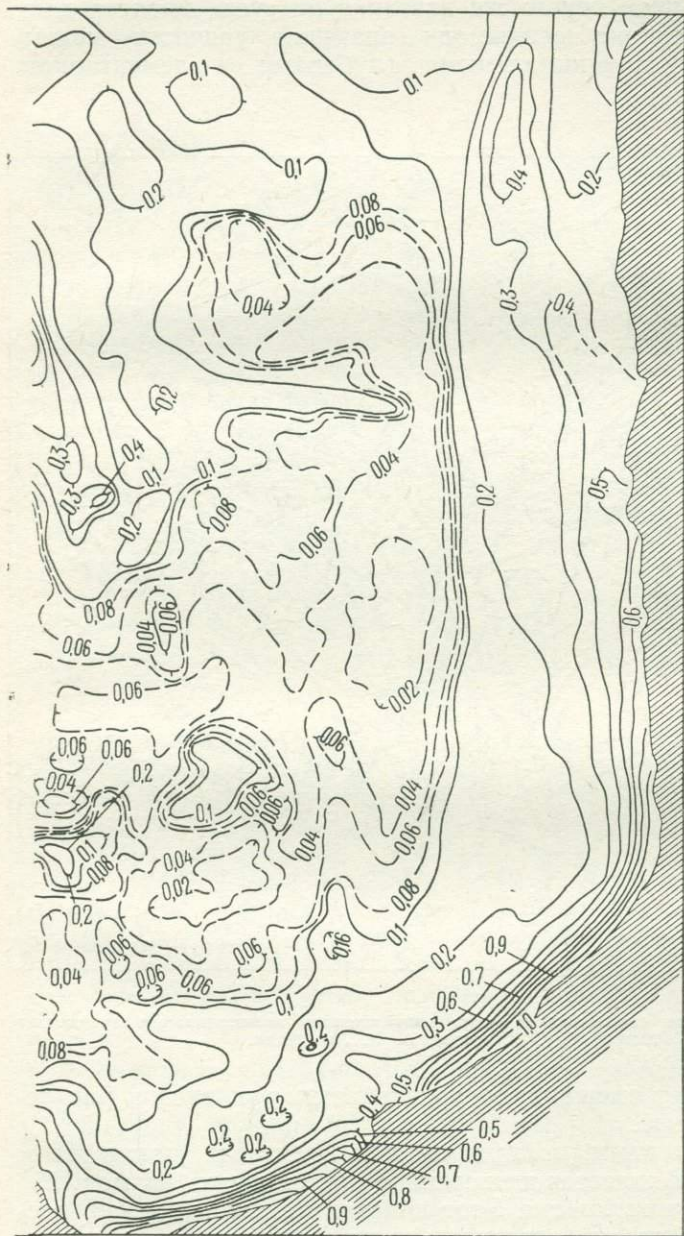


Рис. 29. Карта полных горизонтальных градиентов южной части Рижского



залива. Составили Б. С. Соловьев, А. Н. Ласточкин.

Карта вертикальной расчлененности (рис. 31), составленная аналогично картам такого же названия на суше, представляет собой распределение по площади значений разности между максимальными и минимальными глубинами в элементарном

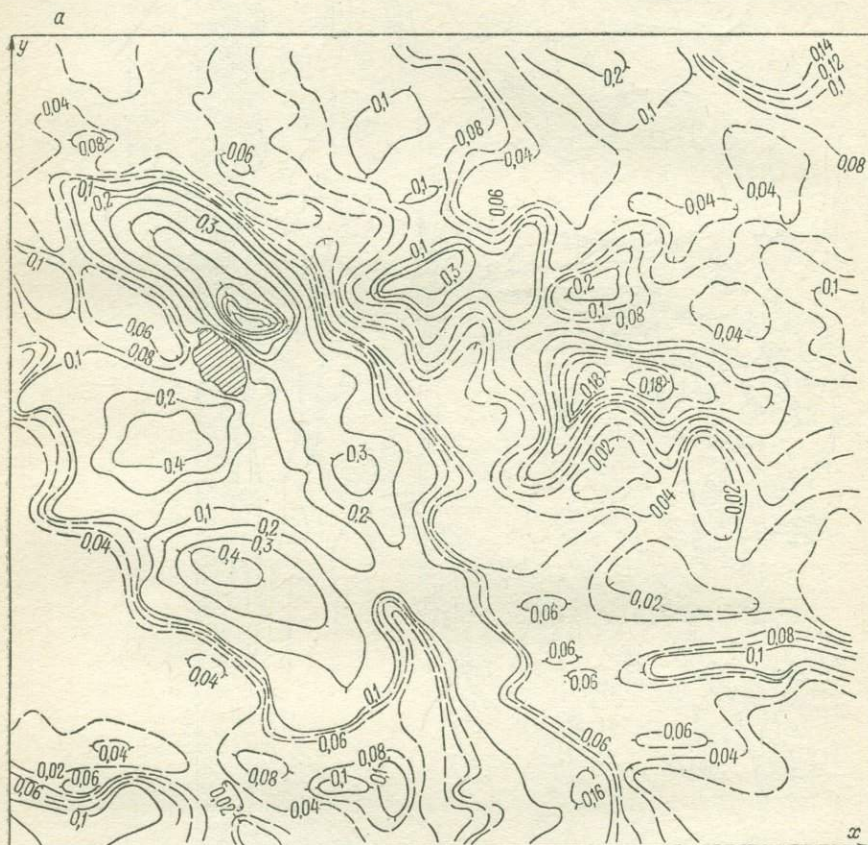
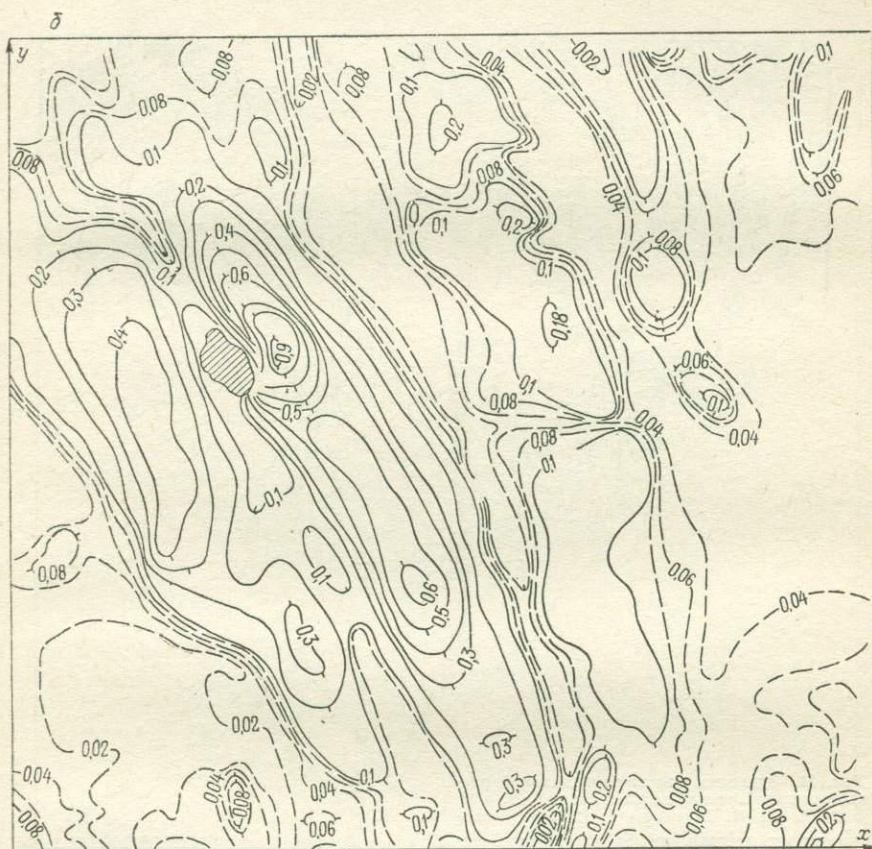


Рис. 30. Фрагменты схематических карт направленных горизонтальных градиентов (б) направлениях. Составили Б. С. Соловьев, А. Н. Ласточкин.

квадрате и дает смешанную характеристику уклонов и расчлененности рельефа.

Наиболее полным, наглядным и компактным показателем расчлененности является дисперсия  $s^2$  или стандарт  $s$  высот [25] и глубин [2] поверхности. Этот показатель характеризует рассеяние высот (глубин) относительно их средних значений в элементарном квадрате. Карта стандарта глубин (рис. 32) отражает на разных участках как уклоны, так и разную степень сохранности субаэрального рельефа и может быть использована

для морфологической характеристики поверхностей и трассирования некоторых склонов. На данной территории (рис. 32) максимальные значения стандарта ( $s > 30$ ) приурочены к уступам, средние — к наклонным, а малые ( $s < 10 \div 15$ ) — к суб-



поверхности дна Рижского залива, вычисленных в широтном (а) и меридиональном

горизонтальным поверхностям полного и неполного выравнивания.

Еще один предлагаемый нами показатель расчлененности — коэффициент вариации — численно равен отношению стандарта глубин к их среднему значению в пределах элементарного квадрата ( $V = s/\bar{H}$ ). На карте коэффициента вариации глубин (рис. 33) вместе с наиболее ярко выраженными уступами и склонами четко прослеживаются поверхности расчленения ( $V > 0,2$ ), неполного ( $V \approx 0,1 \div 0,2$ ) и полного ( $V < 0,1$ ) выравни-

вания. Названные градации позволили в совокупности с другими данными объективно провести районирование рельефа шельфа по морфологическому признаку и последующую генетическую интерпретацию. Зоны близких значений объединяют участки, отличающиеся друг от друга по глубинам на 100 м и бо-

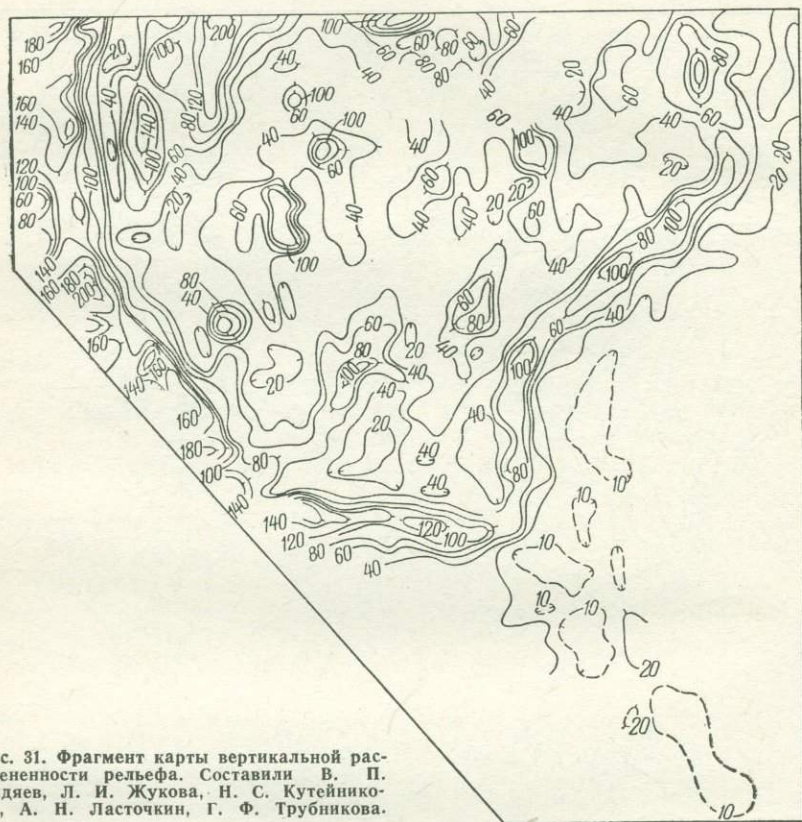


Рис. 31. Фрагмент карты вертикальной расчлененности рельефа. Составили В. П. Видяев, Л. И. Жукова, Н. С. Кутейникова, А. Н. Ласточкин, Г. Ф. Трубникова.

лее, отражая их морфологическое и часто генетическое единство.

Оценка расчлененности подводного рельефа осуществляется также в результате обработки эхограмм: графо-аналитического сглаживания последних и определения отклонений от сглаженной кривой [3] или установления отношения длины профиля на эхограмме к его горизонтальной проекции [57].

Однако большинство из рассмотренных преобразований батиметрической поверхности имеет те же недостатки, которые присущи аналогичным картометрическим работам на суше. Так как полученные при этом вторичные построения содержат зна-

чительную по объему, хотя и неоднозначно интерпретируемую морфогенетическую информацию, они могут быть использованы при геоморфологическом картировании. При этом следует учитывать, что любое из данных построений может отражать на поверхностях выравнивания только уклоны рельефа, а на по-

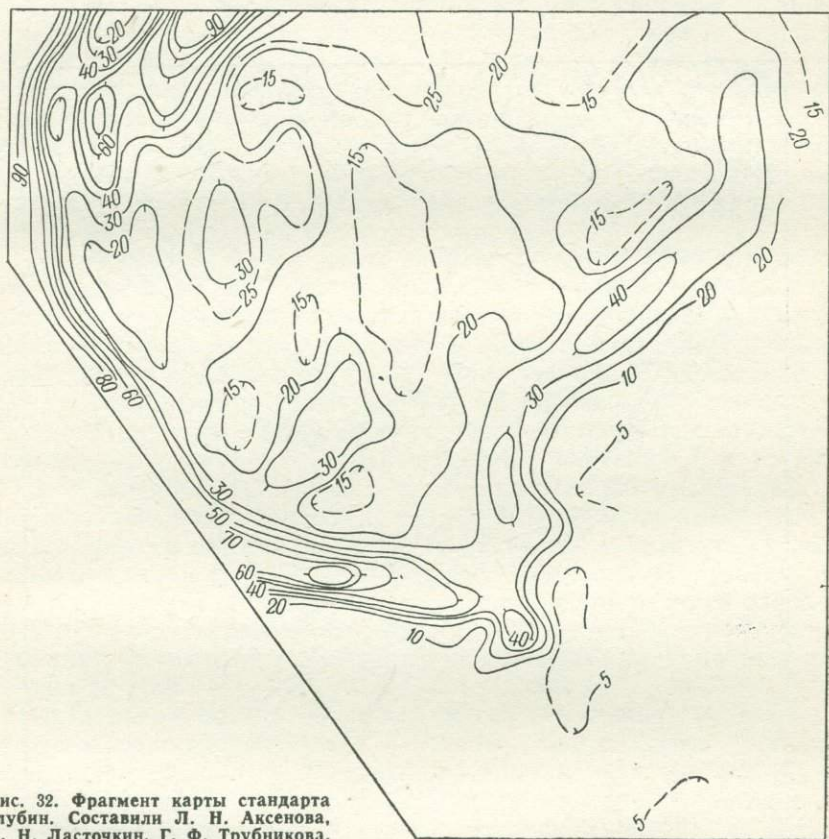


Рис. 32. Фрагмент карты стандарта глубин. Составили Л. Н. Аксенова, А. Н. Ласточкин, Г. Ф. Трубинова.

верхностях расчленения и неполного выравнивания — суммарную картину «сложности» рельефа, определяемую как расчлененностью, так и уклонами разного происхождения. Разный характер отражения тектонических движений в расчлененности и уклонах, связанный с определенной последовательностью абразионно-аккумулятивной переработки субэарального рельефа (стадии собственно выравнивания и выполаживания, см. § 9), определяет необходимость отдельной оценки и отражения этих показателей на вторичных картах в наиболее «чистом» виде. Это можно осуществить при проведении преобразований

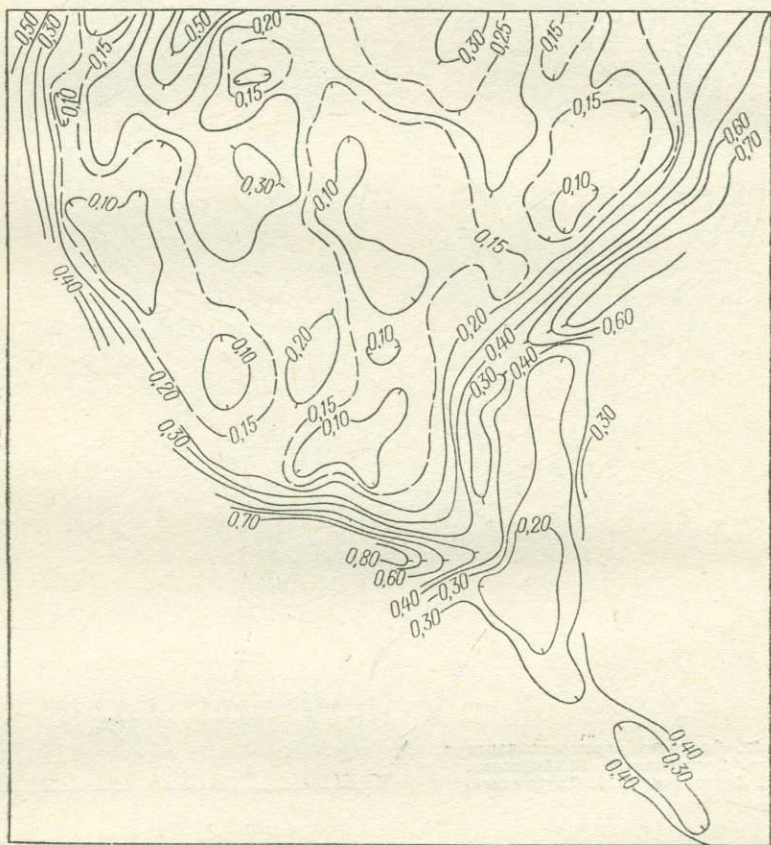


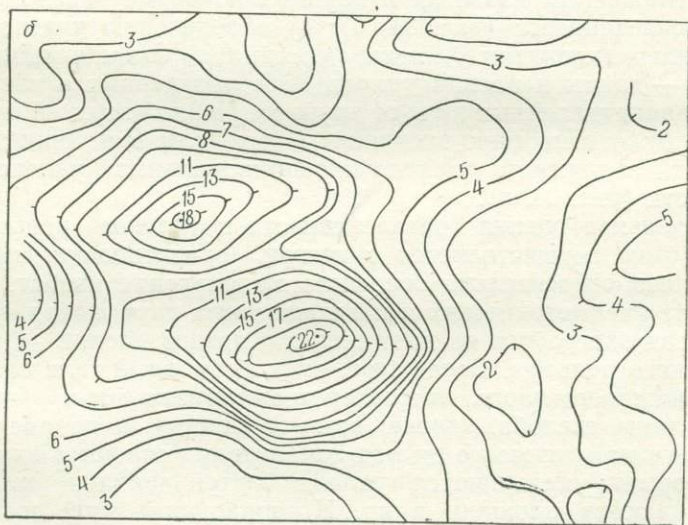
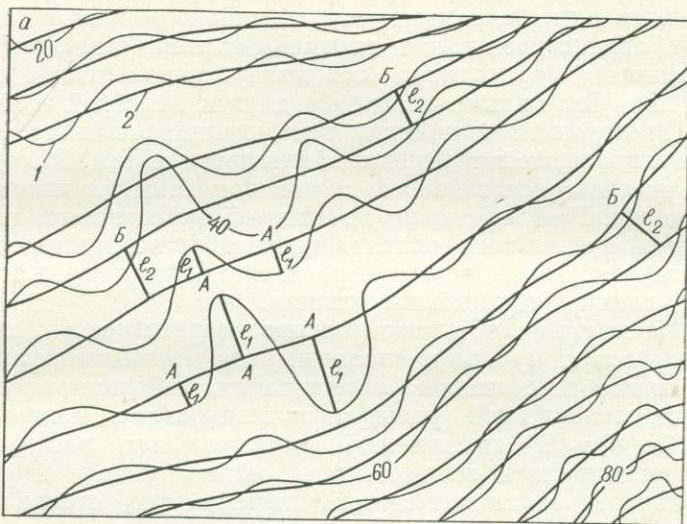
Рис. 33. Фрагмент карты коэффициентов вариации глубин. Составили Л. П. Аксенова, А. Н. Ласточкин, Г. Ф. Трубникова.

на планшетах промера, навигационных, батиметрических картах и эхограммах.

На планшетах промера и навигационных картах наиболее точную оценку расчлененности можно получить путем вычисления стандарта, коэффициента вариации глубин или других рассмотренных выше характеристик с использованием вытянутых палеток, ориентированных и перемещающихся (методом скользящего окна) параллельно основному направлению изобат (см. § 25). Чем больше разница в длинах короткой и длинной сторон прямоугольной палетки, тем меньшее влияние на эти показатели оказывают уклоны поверхности и тем более точно можно оценить расчлененность с помощью «анизотропного» преобразования. При изменении продольной ориентировки палетки относительно основного направления изобат на противоположную (поперечную) те же самые показатели будут отражать в основном уклоны подводной поверхности.

На батиметрической карте оценка расчлененности и уклонов сводится к: 1) графо-аналитическому равномерному сглаживанию изобат с «шагом» сглаживания, выбранным в зависимости от особенностей рельефа и детальности исследований (рис. 34, а); 2) определению максимальных расстояний  $l_1$  между истинными и сглаженными одноименными изобатами (мм), которые отражают степень переработки субазрального рельефа (расчлененность); 3) отнесению значений  $l_1$  к точкам А на сглаженных изобатах и проведению линий равных значений расчлененности (рис. 34, б); 4) определению кратчайшего расстояния заложения  $l_2$  между соседними сглаженными изобатами — длины перпендикуляров, восстановленных к касательным в равноудаленных друг от друга на каждой верхней изобате точках В; 5) отнесению значений  $l_2$  к точкам В и проведению изолиний заложений, обратно пропорциональных уклонам поверхности (рис. 34, в).

Раздельная оценка расчлененности и уклонов рельефа по эхограммам осуществляется с учетом ориентировки промерного галса относительно основного направления изобат. В отличие от батиметрических и навигационных карт любая отдельно взятая эхограмма не дает полного представления о форме подводного рельефа. Более того, если промерный галс ориентирован не строго вдоль или поперек вытянутых форм (подводной долины, желоба, склона, возвышенности), а по диагонали к ним, то на эхограмме дается искаженное представление об этих формах: уменьшаются уклоны бортов долин и желобов, увеличиваются площади и пр. Игнорирование этой особенности в отражении рельефа на эхограмме приводит к составлению карт, на которых значения характеристик расчлененности или уклонов не могут быть сопоставимы друг с другом. Если галс ориентирован вдоль подводного склона, то отношение  $P$  длины профиля  $l$  к его горизонтальной проекции  $l_0$  будет отражать



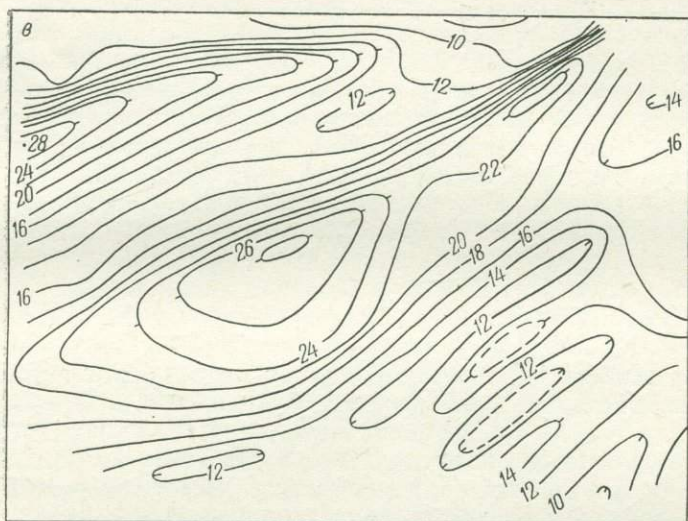


Рис. 34. Раздельная оценка расчлененности и уклонов на батиметрической карте.

Карты: а — батиметрическая с истинными (1) и сглаженными (2) изобатами, б — расчлененности, в — уклонов.

только расчлененность рельефа  $Q$ . При ориентировке галса перпендикулярно к основному направлению  $P$  характеризует уклоны подводной поверхности  $N$ . Когда галс ориентирован под некоторым углом  $\alpha$  к основному направлению изобат (рис. 35),  $P$  отражает «сложность» (неровность, по В. И. Гуревичу и Г. А. Тарасову [57]) рельефа дна и оценка расчлененности и уклонов сводится к введению в значения  $P$  поправок в соответствии с формулами  $N = R \operatorname{tg} \alpha$  и  $Q = R \operatorname{tg}(90^\circ - \alpha)$ . Оценку этих характеристик можно упростить путем их определения для равных отрезков галса (горизонтальной проекции профиля на эограмме) по следующим формулам:  $N = l_1 \operatorname{tg} \alpha$  и  $Q = l_1 \operatorname{tg}(90^\circ - \alpha)$ .

Описанная методика раздельной оценки морфологических характеристик применима к относительно просто построенному рельефу с разной степенью переработанными абразионно-аккумулятивными процессами и расположенными перпендикулярно к четко выраженному основному направлению изобат субаэральными формами эрозионного или ледникового происхождения.

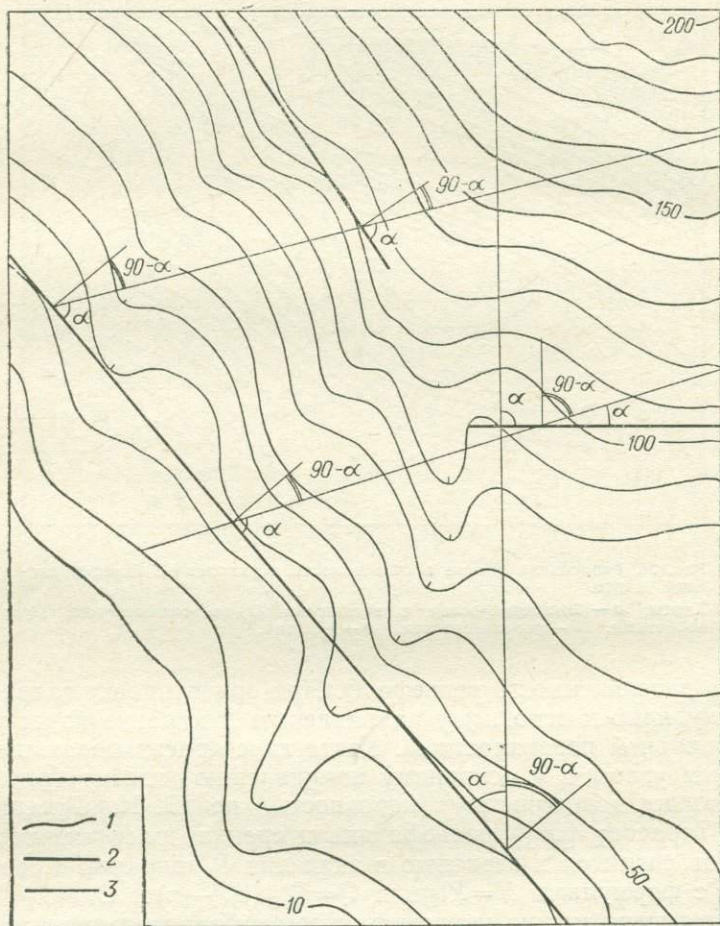


Рис. 35. Учет ориентировки промерных галсов относительно основного направления изобат при раздельной оценке уклонов и расчлененности по эхограммам.

1 — изобаты; 2 — основные направления изобат; 3 — промерные галсы.

## 24. Изучение морфологических особенностей рельефа с помощью статистических преобразований

Статистические приемы преобразований могут быть использованы не только для оценки отдельных морфологических характеристик рельефа, но и для определения его важнейших морфологических особенностей и их последующей интерпретации. Цель анализа рельефа суши [201, 203] и моря [75, 152], основанного на использовании аппарата математической статистики, заключается обычно в том, чтобы: а) установить некоторые чисто статистические закономерности в распределении высот (глубин); б) изучить выраженность заведомо известных геолого-геоморфологических особенностей в распределении высот (глубин) в целом по гистограммам, полигонам и кривым распределения и в отдельных характеристиках распределения (эксцессе, асимметрии, дисперсии и др.). В ходе геолого-геоморфологических исследований шельфа перед статистическими преобразованиями ставится иная задача — выявить особенности морфологии подводного рельефа в результате анализа распределения глубин в пределах элементарных участков и изучить изменения этих особенностей по площади.

На одном из морей СССР были определены и геоморфологически интерпретированы следующие характеристики распределения глубин в элементарных квадратах: средняя арифметическая глубина, дисперсия и стандарт, коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса. Для проверки соответствия эмпирического распределения глубин нормальному закону распределения были определены критерии Колмогорова, а также критерии согласия, основанные на оценке дисперсии асимметрии и эксцесса. Отметки глубин, расставленные на навигационных картах в основном в шахматном порядке через равные интервалы, снимались при помощи палетки, перемещение которой по карте предусматривало 4-кратное перекрытие всей площади. Были сняты отметки глубины в 1800 взаимно накладываются друг на друга квадратах, для которых были высчитаны на ЭВМ «Минск-32» по программе «Коррег» [165] перечисленные характеристики. Затем на вторичных картах (рис. 32, 33, 36, 37) были проведены линии их равных значений.

Анализ распределения значений стандарта и коэффициента вариации позволил провести районирование по морфологическим признакам (см. § 23). Согласно существующей точке зрения на геоморфологический смысл коэффициента эксцесса  $E$  последний на суше характеризует равновесие рельефообразующих факторов, которое наиболее устойчиво при  $E=0$  [203] и нарушается при нисходящем ( $E>0$ ) и восходящем ( $E<0$ ) развитии рельефа [201]. Такая интерпретация этой характеристики распределения вряд ли правомочна, так как до сих пор не выработано единых представлений о том, что такое равновесие

или стабильность в развитии рельефа. Здесь, так же как при трактовке других характеристик распределения (например, стандарт рассматривается в качестве показателя интенсивности процессов рельефообразования [201]), имеет место переоценка информативности этого показателя.

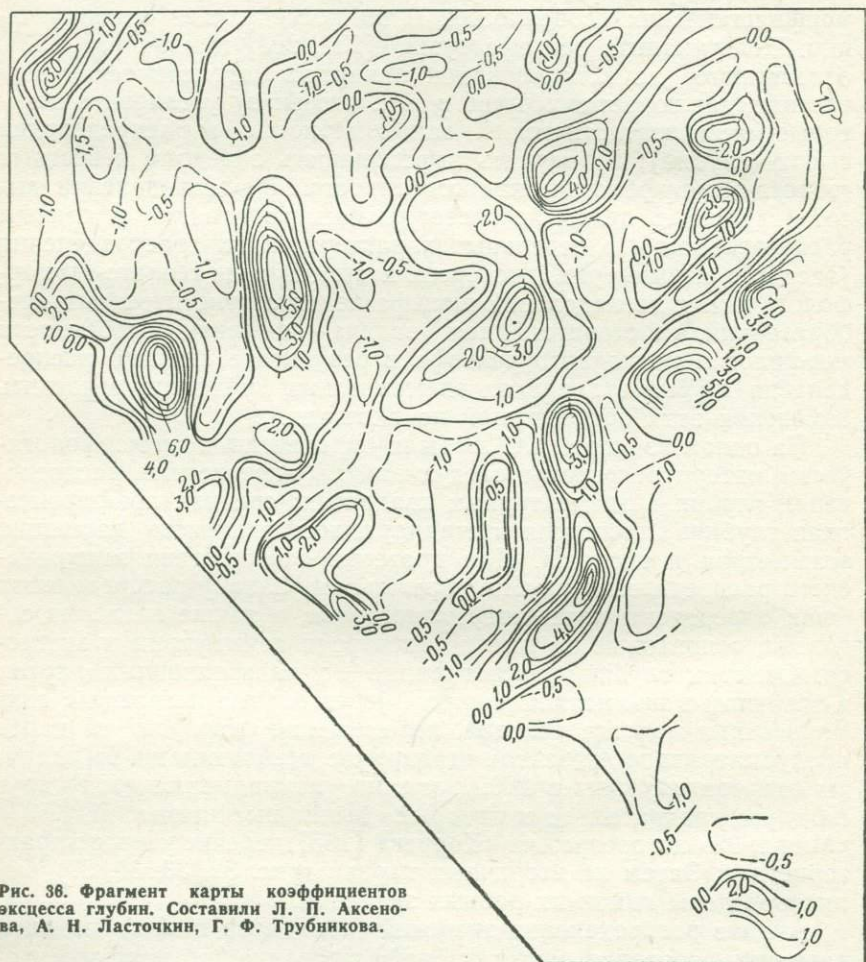


Рис. 38. Фрагмент карты коэффициентов эксцесса глубин. Составили Л. П. Аксенова, А. Н. Ласточкин, Г. Ф. Трубинкова.

Анализ распределения высот (глубин) указывает на определенные морфологические особенности рельефа, обусловленные разными факторами и поэтому в каждом районе нуждающиеся в индивидуальной интерпретации. Знак и значение  $E$  отражают не тип рельефообразования, а особенности распределения глубин в пределах элементарного квадрата. При  $E > 0$  глубины группируются в узком диапазоне около наиболее часто встре-

чаемых значений (моды). Такая особенность в распределении глубин может означать наличие единой субгоризонтальной площадки террасы, занимающей определенное батиметрическое положение, которое незначительно нарушено тектоническими

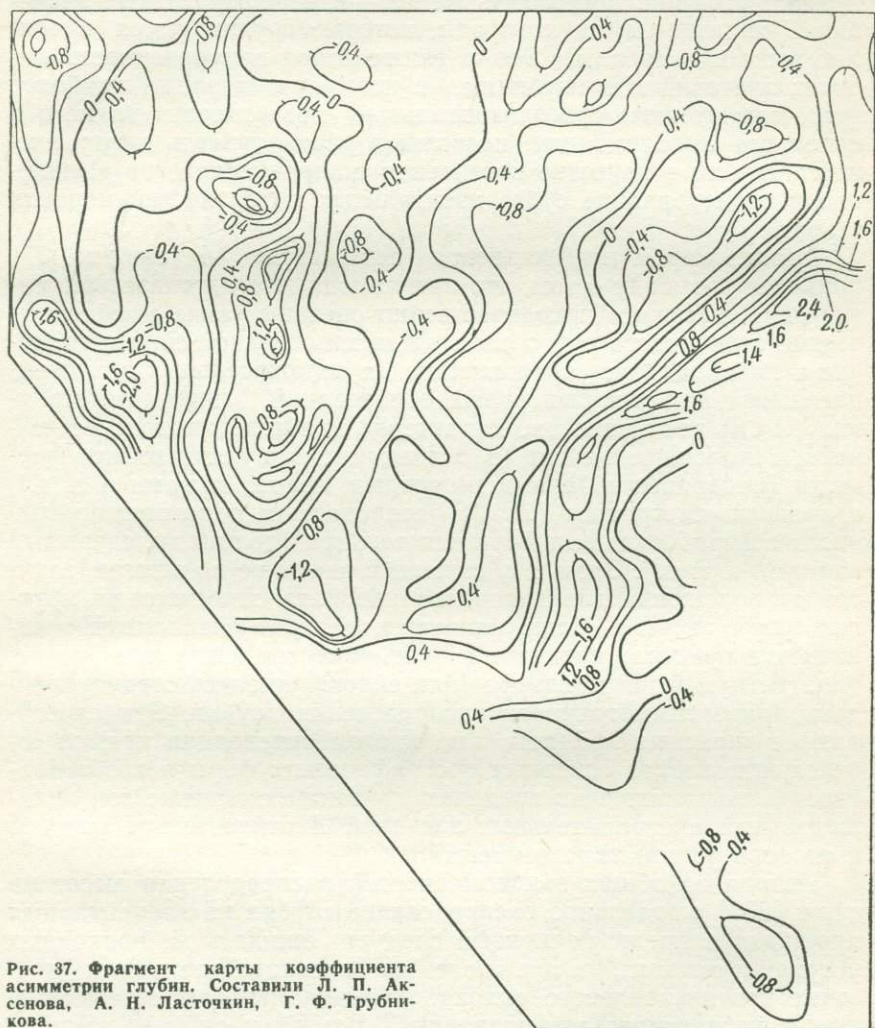


Рис. 37. Фрагмент карты коэффициента асимметрии глубин. Составили Л. П. Аксенова, А. Н. Ласточкин, Г. Ф. Трубинова.

деформациями и формами субаэрального происхождения. Чем больше значение  $E$ , тем больше оснований для такой его интерпретации.

Анализ карты коэффициентов эксцесса глубин (см. рис. 36) показывает, что  $E > 0$  характеризует распределение глубин в квадратах, приходящихся на уступы, склоны или на несколько

ко разновозрастных террас. В последнем случае  $E$  отражает неоднородность совокупности значений глубин, в которую сведены две или большее число совокупностей с нормальным распределением. Значения  $E$  исходя из теории математической статистики [169] не могут быть менее  $-2$ . Положительные значения  $E$  характеризуют квадраты, которые группируются в единые зоны или ареалы. Это, а также явная приуроченность высоких значений  $E$  к глубинам, с которыми связаны наиболее четко выраженные субгоризонтальные поверхности полного и неполного выравнивания, позволяют рассматривать карту эксцесса глубин в качестве построения, направленного на выявление и оконтуривание субгоризонтальных поверхностей морских террас.

Анализ карты коэффициента асимметрии  $A$  (см. рис. 37) приводит к выводу о том, что при помощи этого показателя могут быть выявлены и количественно оценены такие морфологические особенности субгоризонтальных поверхностей, как наличие и преобладание осложняющих их положительных или отрицательных морфоскульптурных образований. Левоасимметричное ( $A < 0$ ) распределение характерно для поверхностей, осложненных положительными (в основном аккумулятивными) формами (подводными барами, моренами, озами, камами и т. д.), а правоасимметричное ( $A > 0$ ) распределение отражает поверхности с выработанными формами рельефа (долинами, озерными ваннами и т. д.). Знак и абсолютное значение во многом зависят от положения элементарного квадрата относительно крупных форм рельефа. Если, например, квадрат расположен в основном в пределах поднятия и лишь частично приходится на отрицательную форму рельефа (или склон), то здесь следует ожидать правоасимметричного распределения глубин. Эти своеобразные «краевые эффекты» во многом определили прямое соотношение знаков основных орографических форм и коэффициентов асимметрии в их пределах, а также смещение зон положительных и отрицательных значений  $A$  относительно уступов и склонов регионального масштаба.

Исходя из общих закономерностей распределения высот на суше [203] амодальное распределение глубин на элементарных площадях в пределах шельфа следует ожидать на подводных уступах и склонах, в том числе на сильнорасчлененных участках континентального склона. Антимодальное распределение может характеризовать подводный рельеф в случае наличия двух занимающих близкие площади субгоризонтальных террас, разделенных относительно крутыми склонами или уступами ( $V$ -образное распределение) или распространенных в данном квадрате неравномерно по площади (распределение со второстепенной вершиной). Другие типы полимодального распределения также свидетельствуют о ступенчатости рельефа. Все эти особенности также можно установить в результате анализа рас-

пределах элементарных площадей и изменения его по всему изучаемому району.

Нормальное распределение глубин в пределах элементарного квадрата обычно означает такое сочетание условий, когда данный квадрат расположен в пределах единой субгоризонтальной поверхности, осложненной тектонически и (или) экзогенно обусловленными положительным и отрицательными формами рельефа, равными по суммарной интенсивности\*. При оценке соответствия эмпирического распределения нормальному закону при помощи критериев согласия по асимметрии  $K_A$  и эксцессу  $K_E$  нормальным можно считать распределение глубин, когда значения  $A$  и  $E$  удовлетворяют следующим неравенствам [169]:  $|A| \leq 3\sqrt{D(A)}$  и  $|E| \leq 5\sqrt{D(E)}$ , где  $D(A) = 6(N-1)/[(N-2)(N+3)]$ ;  $D(E) = 24N(N-2)(N-3)/[(N+1)^2(N+3)(N+5)]$ ;  $N$  — количество отметок глубин в элементарном квадрате.

Программой «Коррег» [165] в качестве критериев согласия, основанных на оценке дисперсии  $A$  и  $E$ , определяются соответственно величины  $3\sqrt{D(A)} - A$  и  $5\sqrt{D(E)} - E$ , отрицательные значения которых ставят под сомнение или позволяют отвергнуть гипотезу о согласии между эмпирическим и нормальным распределением глубин. Вычисление критерия Колмогорова  $K_K$  включает в себя определение максимального абсолютного значения разности между теоретической и эмпирической функциями распределения  $D$ , а затем величины  $\lambda = D\sqrt{N}$ , которая подчиняется  $\lambda$  — распределению Колмогорова. Она сравнивается с табличными значениями  $\lambda_{1-P}$  при  $P$  уровне значимости. Программой определяется разность  $\lambda_{1-P} - \lambda$  (при  $P=0,2$ ), отрицательные значения которой отвергают или ставят под сомнение гипотезу о согласии эмпирического распределения нормальному [165].

Анализ  $K_A$ ,  $K_E$  и  $K_K$ , определенных для каждого элементарного квадрата, позволяет судить не только о наличии или отсутствии согласия между эмпирическим и теоретическим распределением, но и о том, насколько эмпирическое распределение глубин согласуется (не согласуется) с нормальным и как это согласие меняется в пространстве. Районы, где  $K_A > 0$ , приурочены в основном к склонам и бортам негативных орографических форм. Зоны, где  $K_A < 0$ , несколько смещены относительно этих форм к центральным частям изометричных и подножиям линейных явных морфоструктур. Отрицательные значения  $K_A$ , судя по этому, обусловлены главным образом «краевыми эффектами». На остальной части территории преобладает распределение глубин, близкое к симметричному.

\* Под интенсивностью, по аналогии с таким показателем пликвативных структур осадочного чехла, здесь понимается частное от деления относительной высоты (м) на площадь формы рельефа (км<sup>2</sup>).

Отрицательные значения  $K_E$  характерны для квадратов, расположенных в пределах сильновыровненной прибрежной зоны и на других субгоризонтальных поверхностях выравнивания, где  $E > 0$  и достигает максимальных значений. Отклонение эмпирического распределения от теоретического по эксцессу фиксируется в основном на субгоризонтальных поверхностях полного выравнивания.

Анализируя изменения критерия Колмогорова, следует указать на приуроченность его положительных значений к крупным отрицательным явным морфоструктурам, а также к поверхностям, где субазральные формы рельефа выражены наиболее контрастно. В пределах склонов, уступов и субгоризонтальных поверхностей полного выравнивания  $K_K < 0$ .

Таким образом, анализ распределения глубин в элементарных квадратах и изменения характеристик распределения по площади позволяет выявить важные особенности морфологии подводного рельефа, многие из которых явно не выражаются на исходных картах. Увеличение детальности статистических преобразований, несомненно, может привести к более конкретным результатам, и в частности к выделению и фиксации на карте субгоризонтальных поверхностей. Это в значительной мере зависит от гидрографической изученности, а также от размеров выбранных элементарных квадратов (палетки). Уменьшение их площадей приводит к изменению характеристик распределения, а иногда даже и к другому закону распределения глубин в их пределах [203].

## 25. Разложение форм исходной поверхности на разночастотные и разноориентированные составляющие

Разложение форм топографической и батиметрической поверхностей на разночастотные составляющие осуществляется при помощи графических (сглаживание гипсометрических и батиметрических профилей, изогипс или изобат на карте), графо-аналитических (осреднение поверхностей способом «скользящего окна»), аналитических (аппроксимация поверхностей) и статистических (построение поверхностей регрессии и сглаживание поверхностей) приемов [18]. Чаще всего оно проводится путем осреднения поверхности способом «скользящего окна» с использованием выбранных или установленных по размерам [6] осредняющих палеток и последующего вычитания осредненной поверхности из топографической [18, 93, 103, 142]. Не менее распространено в настоящее время разложение на разночастотные составляющие способом аппроксимации поверхностей [18, 54, 225].

При использовании того или иного приема получают две вторичные карты: а) регионального фона (фоновой поверхности), отражающая общие черты и крупные формы рельефа,

и б) локальной составляющей (превышений или остаточной поверхности), на которой представлены малые формы и более частные особенности рельефа.

Существует также некоторый опыт выделения разночастотных составляющих подводного рельефа при океанографических (с использованием автокорреляционных и спектральных функций [16] и графо-аналитического сглаживания эхограмм [3]) и морских морфоструктурных (при помощи тренд-анализа батиметрической поверхности [54, 225]) исследованиях. Однако первые из этих работ [3, 16] направлены на поиски наиболее эффективной методики оценки морфологии рельефа океанического дна, а вторые [54] характеризуются произвольным истолкованием вторичных построений, которые принимаются за карты, непосредственно отражающие новейшие тектонические движения.

Не выступая в целом против представлений о том, что региональный фон топографической и батиметрической поверхностей в определенной мере отражает морфоструктурный план, следует внести существенные коррективы в интерпретацию этого построения. Формально земную поверхность можно рассматривать (аналогично физическому полю) в качестве поля реализации случайной функции [6, 103] и исходя из этого раскладывать ее на разночастотные составляющие. Однако если для геофизического поля полностью справедлив принцип суперпозиции (алгебраического суммирования) эффектов, обусловленных различными по масштабу воздействия на него геологическими факторами, то в отношении как субаэрального (ныне над- и подводного), так и субаквального рельефа этого сказать нельзя. Иными словами, разделение поверхности рельефа на региональную и локальную составляющие не есть модель, обратная процессу сложения рельефообразующих эффектов тектонических движений и экзогенных процессов.

Надводные поверхности выравнивания, первично занимающие субгоризонтальное положение, осложнены наряду с тектонически обусловленными деформациями морфоскульптурными формами, которые, за некоторыми исключениями (морены, озы, камы и др.), относятся к выработанным (деструктивным). Рельефообразующий эффект экзогенных процессов на суше направлен в основном на «вычитание» из поверхности определенных объемов горных пород. При этом никакого равного или близкого по объемам «вычитанию» «прибавления» за счет экзогенных процессов на данном или рядом расположенном участке обычно не происходит. Это обстоятельство определяет условность представлений [105, 142] о том, что региональный фон поверхности субаэрального рельефа отражает тектонически обусловленные формы, а локальная составляющая — экзогенно обусловленные образования. Если отрицательные локальные аномалии в определенной мере соответствуют в плане эрозион-

ным врезам и другим выработанным формам, то положительные на остаточной поверхности отражают те объемы горных пород, которые должны быть формально исключены при осреднении (или сглаживании способом аппроксимации) поверхностей для «компенсации» отрицательных аномалий (рис. 38, а).

Таким образом, разложение исходной поверхности на разночастотные составляющие по отношению к субаэральному рельефу не представляет собой модели геологического процесса, а является сугубо формальной операцией, заключающейся в сво-

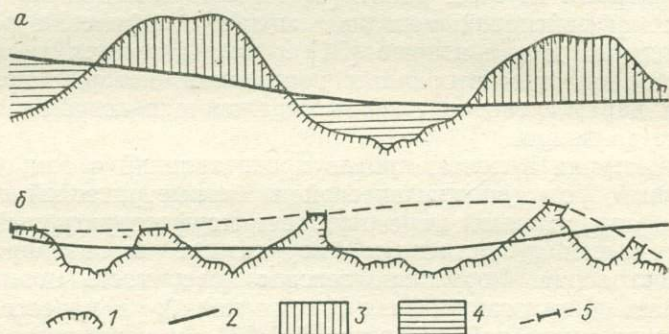


Рис. 38. Схемы соотношений топографической поверхности (1) с поверхностью регионального фона (2), положительными (3) и отрицательными (4) аномалиями и деформированной поверхностью выравнивания, восстановленной по гипсометрическому положению ее сохранившихся фрагментов (5).

еобразной генерализации рельефа, в результате которой за счет исключения мелких форм проступают в менее затушеванном виде более крупные черты поверхности. Исходить из принципа разномасштабности тектонически и экзогенно обусловленных форм рельефа и интерпретировать карту регионального фона как отражающую только морфоструктурный план территории можно с определенной долей условности по отношению к субаэральным поверхностям, на которых экзогенные процессы были относительно узко локализованы и создали мелкие формы рельефа. Однако и в этих условиях, когда, например, в пределах явной положительной морфоструктуры развиты глубокие и широкие речные долины, форма фоновой поверхности может не соответствовать знаку морфоструктуры, что выявляется при сравнении деформаций поверхностей выравнивания и регионального фона (рис. 38, б). Что касается абразионно-аккумулятивного рельефа шельфа, то здесь указанный принцип не применим, а сглаживание батиметрической поверхности может играть лишь роль ее генерализации. При этом информация о морфоструктурном плане на карте регионального фона представлена в значительно меньшем объеме, чем на исходной батиметрической

карте, и потеря данной информации происходит без какой-либо ее компенсации.

Наш опыт разложения поверхностей на разночастотные составляющие на суше [142] и шельфе Каспийского и других морей, а также Рижского залива показывает, что наиболее информативны полученные в результате этих преобразований карты локальной составляющей. Интерпретация последних может осуществляться как с морфоструктурных, так и геоморфологических позиций.

Если рассматривать операцию осреднения (сглаживания) как некую модель выравнивающего волнового воздействия при формировании абразионно-аккумулятивного рельефа, а региональный фон в распределении глубин как «образ» поверхности, к которой стремилась бы истинная подводная поверхность при продолжающейся моделировке ее абразионно-аккумулятивными процессами, то следует считать, что локальные отрицательные и положительные аномалии отражают объемы горных пород, подлежащие соответственно «удалению» и «отложению» для того, чтобы батиметрическая поверхность достигла поверхности регионального фона. Интенсивность аномалий отражает степень приближения к поверхности регионального фона истинной поверхности морского дна. Эта степень приближения различна на разных глубинах и участках шельфа вследствие неравномерности перемещения уровня моря в периоды плиоцен-четвертичных трансгрессий и дифференцированных тектонических движений. Уменьшения абсолютных значений интенсивности аномалий (вне зависимости от их знака), отражающего большую выровненность рельефа, следует ожидать на положительных, а их увеличения на отрицательных морфоструктурах. Такой вариант интерпретации карт локальной составляющей (рис. 39, а), во многом приближающий их к картам расчлененности рельефа, возможен только при условии достаточно малых размеров палетки (высокой степени многочлена при аппроксимации) и должен проводиться с учетом эвстатического фона в изменении интенсивности локальных аномалий.

Если резко увеличить размеры палетки осреднения или уменьшить степень многочлена, то локальная составляющая будет отражать орографию субаэрального рельефа, подвергшегося абразионно-аккумулятивной переработке, значительно контрастнее, чем он выражен на батиметрической основе. Это связано с тем, что многие особенности подводных склонов, имеющие региональный характер и затушевывающие слабосохранившиеся черты субаэрального рельефа, исключаются в результате вычитания из «исходной» поверхности регионального фона. Исходя из этого (второго) варианта интерпретации на карте остаточной поверхности отрицательные аномалии отражают не уничтоженные полностью положительные формы субаэрального рельефа (водоразделы) и, наоборот, положительные аномалии

соответствуют отрицательным формам рельефа (речные долины). При определенных условиях указанные формы можно рассматривать как явные положительные и отрицательные морфоструктуры (рис. 39, б); в других случаях эти аномалии могут отражать субаквальные морфоскульптурные образования.

При изучении последних (при определении их происхождения, границ распространения и т. д.) на основе небольшого ко-

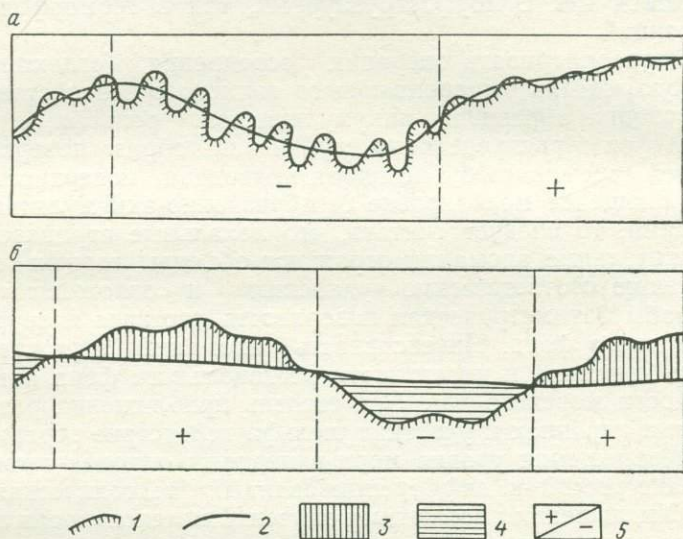


Рис. 39. Схемы соотношений батиметрической поверхности (1) с поверхностью регионального фона (2) при малом (а) и большом (б) радиусах осреднения.

Аномалии: 3 — отрицательные, 4 — положительные; 5 — знак морфоструктур.

личества данных важно полностью использовать все возможности анализа гидрографических материалов, в том числе вторичных построений, полученных в результате разложения поверхности на разночастотные составляющие с разными радиусами осреднения или степенями многочлена при аппроксимации. С последовательным увеличением степени полинома в локальной составляющей начинают проявляться и устанавливаться более тесные связи между изолированными формами подводной поверхности, единство которых на исходной карте не обнаруживается. На рис. 40 приведены карты локальной и фоновой составляющих на один и тот же участок шельфа, полученные в результате вычисления и вычитания из исходной поверхности поверхностей тренда пяти степеней\*. Если на исходной карте

\* Вычисление выполнено на ЭВМ «Минск-32» по программе «Тренд», составленной во ВНИГРИ М. Д. Белониным, Д. В. Шарковым и И. В. Татарниковым.

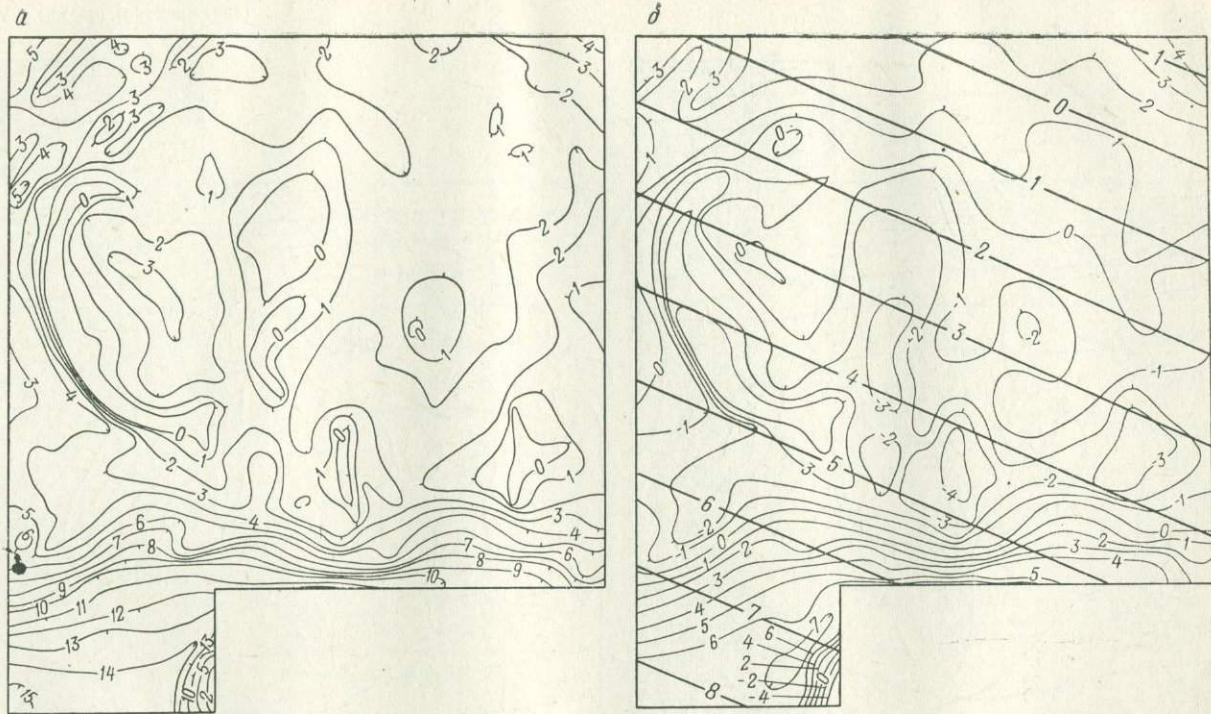


Рис. 40. Фрагменты карт батиметрической поверхности (а), локальной составляющей и тренда первой (б), второй (в), третьей (г), четвертой (д) и пятой (е) степеней. Составили Г. А. Григорьев, А. Н. Ласточкин.  
 1 — изобаты (а) и линии равных значений локальной составляющей (б—е); 2 — линии равных глубин поверхностей тренда.

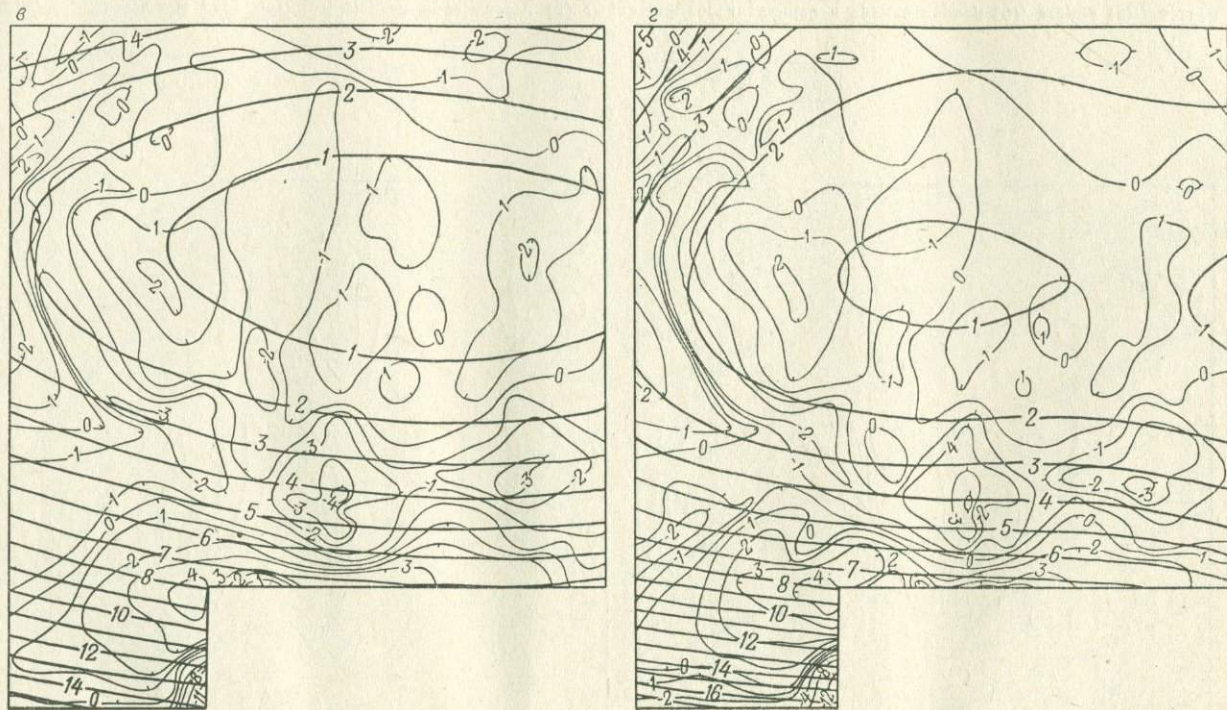


Рис. 40 (продолжение).

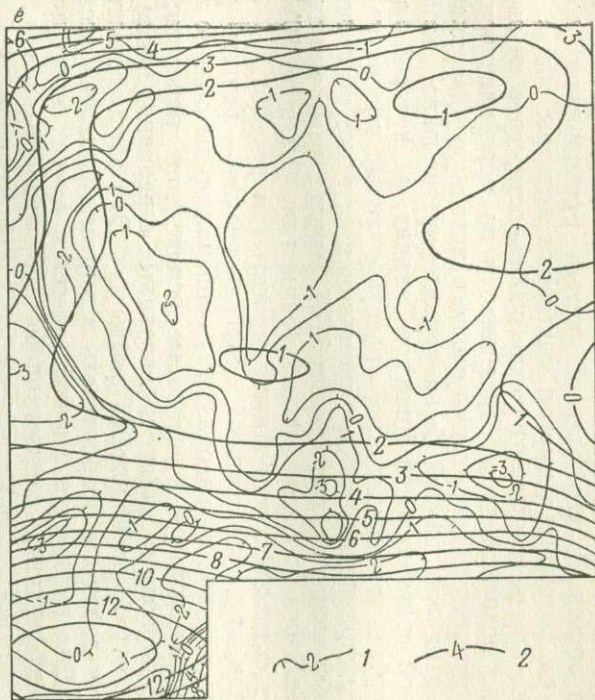
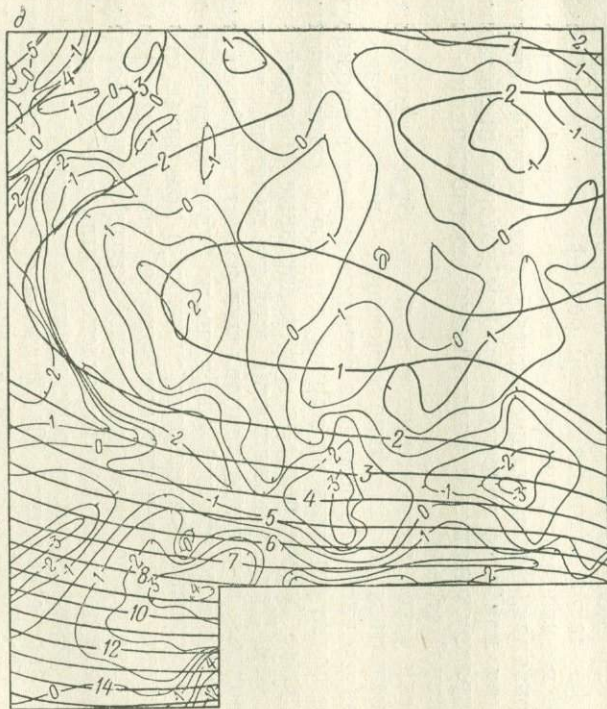


Рис. 40 (продолжение).

дугообразный подводный бар четко отразился в рисунке изобат только в западной части участка, то на картах локальной составляющей пяти степеней видно, что он протягивается далеко на восток. За его тыльной частью расположена ложбина, контуры которой во многом повторяют контуры бара. Эти и многие другие морфологические особенности, явно не выраженные на исходной карте, проявляются по мере увеличения степени полинома, аппроксимирующего исходную поверхность.

С этих же позиций была проинтерпретирована карта локальной составляющей Рижского залива, на которой линейно вытянутые, положительные, ориентированные поперечно основному направлению изобат аномалии и цепочки этих аномалий в совокупности с материалами ЗГЛ, результатами анализа карт направленных горизонтальных градиентов (см. рис. 30) позволили восстановить подводную гидросеть (см. рис. 26).

Элементы субаэральной орогидрографии — речные долины и разделяющие их водоразделы — расположены обычно поперек подводных склонов, а различные осложнения поперечных профилей подводных склонов, связанные с неравномерным ходом трансгрессий, расположены вдоль них. Это обстоятельство следует учитывать и использовать в картометрических исследованиях. Для выявления и фиксации тех и других элементов наиболее эффективны «анизотропные» [6] преобразования, применение которых позволяет получить наиболее полную и контрастно выраженную информацию о соответственно ориентированных формах и элементах форм рельефа. Эти преобразования, ранее не использовавшиеся в геолого-геоморфологических исследованиях, могут осуществляться при помощи специальных палеток, наиболее простые варианты которых представляют собой прямоугольники с различными соотношениями короткой и длинной сторон.

Если такая прямоугольная палетка будет располагаться и перемещаться параллельно основному направлению изобат, то проведенное с ее помощью осреднение даст возможность наиболее полно выявить на картах локальной составляющей субаэральные формы рельефа, расположенные поперек склонов (рис. 41). При использовании этой же палетки, ориентированной поперек основного направления изобат, наоборот, наиболее контрастно в остаточной поверхности будут проступать различные продольные осложнения склонов, в том числе отличительные линии первого и второго рода, а поперечные формы окажутся еще более (чем на исходной карте) затушеванными.

На одном из подводных склонов были проведены «изотропное» и «анизотропное» осреднения батиметрической поверхности: первое с палеткой  $30 \times 30$  км, а вторые с палетками  $40 \times 10$  и  $50 \times 5$  км, ориентированными согласно основному направлению изобат. При анализе аномалий, полученных в результате вычитания фоновой поверхности из батиметрической, было за-

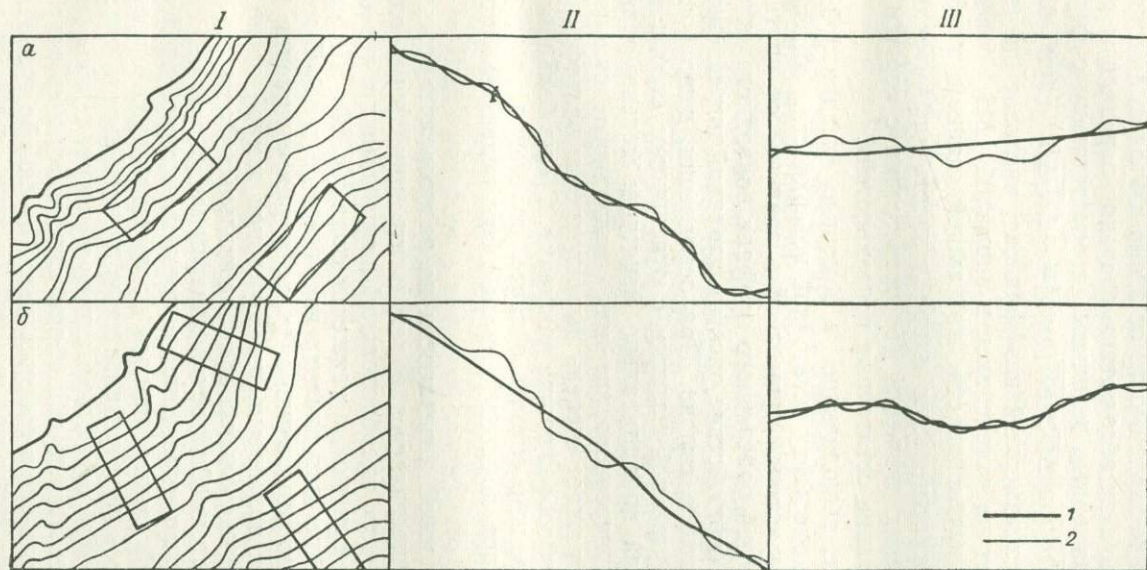


Рис. 41. Отражение согласно и поперечно ориентированных (по отношению к подводному склону) форм и элементов рельефа на картах локальных аномалий, полученных в результате «анизотропного» разложения батиметрической поверхности на разночастотные и разноориентированные составляющие.

На рисунке показаны два профиля, снятые с карт фоновой (1) и остаточной (2) поверхностей, построенные при разной ориентировке вытянутой палетки.

I — положения палетки относительно основного направления изобат; II — поперечный и III — продольный профили подводного склона; характер профилей: а — при продольной и б — поперечной ориентировке палетки.

мечено, что их абсолютные значения меняются с глубиной. Изменение интенсивности аномалий с глубиной отражает упомянутый выше (см. § 17) эвстатический фон в распределении этих характеристик по площади. Для его снятия значения аномалий были осреднены (вне зависимости от знака в пределах каждого диапазона глубин), а их абсолютные значения переведены в относительные безразмерные величины в соответствии с формулами  $A = -\Delta H / \overline{\Delta H}$  (при  $\Delta H > \overline{\Delta H}$ ) и  $A = +\overline{\Delta H} / \Delta H$  (при  $\Delta H < \overline{\Delta H}$ ), где  $A$  — безразмерный коэффициент, числовое значение которого указывает на интенсивность аномалий  $\Delta H$ , отнесенную к средней их интенсивности на каждой данной глубине  $\overline{\Delta H}$ , а знак — на относительную направленность дифференцированных тектонических движений (в соответствии с первым вариантом интерпретации остаточных поверхностей).

Преобразование, выполненное с помощью квадратной палетки, дало на выходе карту остаточной поверхности, интенсивность аномалий на которой существенно зависит от крутизны и других особенностей поперечного профиля подводного склона. На это указывает соответствие рисовки изолиний интенсивности аномалий направлению склона. При осреднении, выполненном с помощью прямоугольной палетки с отношением сторон 1:4, рисовка этих линий принципиально меняется: меньше зависит от особенностей поперечного профиля подводного склона и в большей мере отражает степень выровненности рельефа и соответственно рельефообразующие движения. С еще большим основанием это же можно сказать о карте, полученной в результате осреднения при помощи палетки с соотношением сторон 1:10.

Разделение исходной поверхности на разноориентированные составляющие осуществляется в результате применения собственно «анизотропных» преобразований при помощи графических и оптических приемов, а также метода НСЧФ. Разработанный А. Б. Коганом для анализа потенциальных полей метод НСЧФ применен по отношению к рельефу для выявления разноориентированных зон повышенных уклонов земной поверхности и линейных отрицательных и положительных форм на территории северо-востока Сибирской платформы [1].

Направленное суммирование гипсометрических профилей представляет собой «анизотропное» преобразование, отличающееся максимальной чувствительностью к линейным и вытянутым формам рельефа, ориентированным в направлении суммирования. Последовательное изменение направления суммирования приводит к выявлению содержащихся в рельефе различным образом ориентированных элементов: положительных и отрицательных форм на картах графиков направленно-суммарной функции, а также линий и зон максимальных уклонов поверхности на картах графиков производной. На шельфе при примене-

нии метода НСЧФ целесообразно использовать эхограммы параллельных галсов, которые могут быть обработаны аналогично профилям аэромагнитной съемки. Чувствительность этого метода преобразований к линейным и вытянутым элементам может быть использована при выявлении подводных долин, трассировании уступов и склонов разного генезиса.

При помощи графических и оптических приемов разделения поверхности на разноориентированные составляющие строятся карты избранных простираний линейных элементов рельефа и их густоты, направленные на прогноз разрывных нарушений (см. § 37).

## **VIII. АНАЛИЗ МОРФОГРАФИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПРОЯВЛЕНИЯ В РЕЛЬЕФЕ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИИ И АКТИВНЫХ СТРУКТУР**

### **26. Анализ морфографических признаков в субаэральном рельефе**

Наиболее контрастные и крупные морфоструктуры, формирующиеся в результате взаимодействия экзогенных процессов с интенсивными восходящими и нисходящими тектоническими движениями, выражены в рельефе суши и шельфа в виде соответствующих по знаку этим движениям положительных и отрицательных орографических форм. Наряду с этими явными морфоструктурами широко, а во многих морфоструктурных областях преобладающе распространены неявные морфоструктуры, выделение которых основано на изучении многочисленных особенностей и черт рельефа или морфографических признаков, отражающих новейшие движения положительного и отрицательного знака. Анализ морфографических признаков необходим также при диагностике явных морфоструктур. Их границы, в отличие от границ большинства геологических структур чехла, чаще всего нельзя провести по последней замкнутой изогипсе или изобате. Поэтому оконтуривание морфоструктур и этого типа требует изучения всего комплекса морфографических признаков.

В результате структурно-геоморфологических исследований, проведенных в различных морфоструктурных областях суши, определены многочисленные признаки геоморфологического проявления положительных и отрицательных новейших движений [32, 48, 53, 137, 139, 140, 142, 171, 191]. На платформенных равнинах можно выделить несколько типов морфоструктурных областей с субаэральным рельефом, для каждого из которых характерен свой набор морфографических признаков. В шельфовых областях с субаэральным рельефом наиболее распространены формы эрозионного расчленения. В пределах этих областей тектонические движения проявляются в особенностях ри-

сунка гидросети, поперечных и продольных профилях речных долин.

Речные долины по положению относительно морфоструктур делятся нами [111] на долины местных и транзитных рек. Среди долин местных рек могут быть долины, не отражающие морфоструктуру (обычно это долины самых первых порядков, связь их с морфоструктурами или отсутствует, или не установлена), и долины, отражающие морфоструктуру. К последним относятся радиально и концентрически расположенные долины. Долины транзитных рек представлены долинами, реагирующими и не реагирующими на морфоструктуры. К первым из них следует отнести долины огибания и долины, секущие морфоструктуру (реагирующие на нее лишь изменением своего поперечного профиля). Огибающие и секущие (антецедентные на положительных морфоструктурах) долины широко развиты на шельфах, характеризующихся интенсивным проявлением дифференцированных движений.

Реакция гидрографической сети на тектонические движения проявляется также во взаимном положении элементов гидрографии на положительных, отрицательных и переходных морфоструктурах. Анализ взаимной ориентировки речных долин заключается в изучении углов встречи (или сочленения) и поворотов. Под углами встречи понимаются углы между долинами впадающих друг в друга однопорядковых или близких порядков речных потоков (симметричный тип сочленения долин [191]), а также углы между долинами крупных принимающих рек и их мелких притоков. В последнем случае (асимметричный тип сочленения) надо учитывать, что в пределах долинного рельефа крупных рек первоначальное, тектонически обусловленное направление долин их притоков часто резко меняется на направления, соответствующие уклонам эрозионного происхождения. Эти изгибы, опознаваемые на суше без труда, на шельфе отбраковать сложно. Здесь следует отметить несовпадение в плане вершин углов встречи и устьев впадающих рек, а также плавные очертания, которые часто приобретают резкие повороты вследствие боковой эрозии и, возможно, в связи с абразионно-аккумулятивной обработкой долин в периоды трансгрессий.

Сравнительный анализ углов встречи речных долин и карты новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты [85, 112] показали, что наиболее острые углы связаны с моноклиналями, склонами или с крыльями крупных положительных новейших структур. Примером этого может служить гидросеть Внешнего пояса южной половины равнины, южного склона Сибирских Увалов, а также некоторых подводных возвышенностей на шельфе. Углы встречи имеют большие значения на центроклиналях и еще большие в прогибах, по осям которых протекает крупная река, принимающая притоки чаще всего под прямым углом. Примерами последних являются крупные речные до-

лины, расположенные в новейших прогибах Западной Сибири (реки Надым, Пур, Таз), а также некоторые подводные долины на Рижском заливе (см. рис. 26). Выше по течению antecedентных участков (участков новейших поднятий) углы встречи иногда составляют  $90^\circ$  и более, причем числовое значение угла встречи зависит от того, какой угол образуется между осью новейшего поднятия и долиной секущей его реки.

Таким образом, углы встречи могут быть использованы в качестве морфографических признаков новейших движений на шельфах с широко развитыми, явно выраженными на батиметрических картах и выявленными (в результате преобразований батиметрической поверхности) подводными долинами. Несомненно, что и углы поворотов (изгибов) тесно связаны с морфоструктурным планом надводных и подводных равнин, однако до сих пор закономерности этой связи не установлены. Повороты речных долин могут быть также вызваны часто гидрологическими причинами, когда река принимает крупный приток и в связи с резким изменением своей водности подчиняется уже другим уклонам. На суше и шельфе встречаются также повороты, связанные с разрывными нарушениями и с участками высокоамплитудных поднятий, расположенных «на пути долины». В отрицательных морфоструктурах долины транзитных рек могут резко изменять свое направление. Они «скатываются» в центральную часть морфоструктуры, а затем поворачивают в соответствии с уклоном более крупного значения. Отличить «долины огибания» от таких поворотов можно только при анализе всей совокупности морфографических признаков.

Многообразие соотношений в плане элементов гидросети и морфоструктуры определяется не только рассмотренными выше факторами, но и различным временем заложения речных долин и морфоструктурных образований. Речные долины могут быть образованы в соответствии с созданными до них («эпигенетические» долины) или с создаваемыми одновременно с ними («сингенетические» долины) тектонически обусловленными уклонами. Существует и другой вариант соотношения времени образования долин и морфоструктур, по которому последние образованы позже, чем транзитные, секущие их долины [191]. Если на платформенных равнинах со слабодифференцированными движениями образование antecedентных участков в какой-то мере можно объяснить тем, что направление долин на положительной морфоструктуре подчиняется не ее развитию, а уклону более крупного масштаба, то для районов с сильнодифференцированными высокоамплитудными движениями, где реки «пропиливают» морфоструктуры, явно представленные в рельефе хребтами и контрастными возвышенностями, вероятно, следует признать, что речные долины представляют собой более древние образования, чем морфоструктуры, которые они пересекают. Подтверждением этому являются врезанные и корен-

ные меандры, радиусы которых на antecedentных участках долин часто близки по значениям к радиусам меандр этой реки в пределах рядом расположенной отрицательной морфоструктуры (например, меандры р. Лямписки при пересечении ею Китчанской гряды в Приверхоянском прогибе). Об этом же свидетельствуют случаи подпруженности рек интенсивно подымающимися морфоструктурами с недавним образованием в подпруженной части озер, что наблюдается, например, на о. Сахалин и в других районах, а также установлено экспериментально [216].

Более позднее образование морфоструктур приводит к перестройкам гидросети, что довольно часто и контрастнее, чем на суше, проявляется в рисунке более древних подводных долин шельфа. Переформирование ныне подводной гидросети, в частности, приводит к речным перехватам. Такие перехваты образуются в результате перестройки гидросети вследствие интенсивного развития сопряженных положительных и отрицательных морфоструктур (см. рис. 25). Геолого-геоморфологические данные на шельфе и прилегающей суше позволяют предполагать существенные тектонически обусловленные перестройки приустьевых частей речных долин.

В подводном рельефе шельфов фиксируются долины разных временных генераций, образованные в различные регрессивные этапы развития бассейнов. В своей совокупности они могут создавать картину гидросети, в значительной мере отличающуюся от таковой на суше. Для сети подводных долин может быть характерна своеобразная «бифуркация», отражающая не одновременное явление разделения речных потоков, а различное положение одних и тех же долин древних рек в разные регрессивные эпохи, сопровождаемые частичной перестройкой гидросети [229].

## **27. Анализ морфологических признаков в прибрежной зоне**

В прибрежных зонах в течение голоцена происходит интенсивное взаимодействие тектонических движений с абразионно-аккумулятивными волновыми процессами (см. § 12). Зная преобладающие лито- и морфодинамические береговые процессы на положительных и отрицательных морфоструктурах, а также используя опыт и результаты структурно-геоморфологических исследований в прибрежных зонах, все известные морфографические признаки можно сгруппировать в табл. 3. В ней перечислены признаки геоморфологического выражения положительных и отрицательных морфоструктур в прибрежных зонах окраинных морей, развивающихся при относительной стабилизации уровня Мирового океана. В условиях опускания уровня Каспийского моря в развитии его прибрежных зон преобладают,

как правило, те особенности лито- и морфодинамических процессов, которые характерны для положительных морфоструктур в прибрежных зонах окраинных морей. Поэтому в их пределах важно обратить внимание на те участки, где эти особенности проявляются наиболее контрастно (положительные морфоструктуры) или наиболее слабо (отрицательные морфоструктуры).

Для абразионных и аккумулятивных участков прибрежных зон характерны свои наборы морфографических признаков проявления положительных и отрицательных морфоструктур. Признаки, перечисленные в табл. 3 под номерами 1—5, 10—11 (положительные морфоструктуры) и 1, 3, 10, 14 (отрицательные морфоструктуры), характерны для абразионных берегов, остальные — для аккумулятивных прибрежных зон.

## 28. Морфографический анализ геоморфологической карты

Структурно-тектоническая интерпретация геоморфологической карты, составленной в предложенной в § 19—22 легенде, направлена на выявление морфоструктур путем комплексного анализа всех особенностей подводного рельефа. Подбор изобразительных картографических средств в легенде предусматривает одновременное отражение на карте морфоструктурных образований во всей совокупности геоморфологических характеристик: возрасте (цвете), генезисе (тоне, густоте штриховки) и морфологии (крапе) поверхностей, берегов (линиях) и морфоскульптурных форм (внемасштабных условных знаков). Условные обозначения распределены между поверхностями различного возраста, генезиса и морфологии таким образом, что при их использовании участки положительных морфоструктур на карте в целом характеризуются меньшей загруженностью, чем участки отрицательных (табл. 4).

В связи с общей тенденцией изменения возраста подводных поверхностей с глубиной (чем глубже поверхность, тем она древнее) к явным положительным морфоструктурам приурочены более молодые поверхности, а к явным отрицательным — более древние, а также недатированные батимальные и абиссальные поверхности неволновой аккумуляции. Для надводных поверхностей особенности хода эвстатических колебаний уровня Мирового океана определили такую же зависимость между возрастом и гипсометрическим положением поверхностей (чем выше поверхность, тем она древнее). Данные различия во времени образования поверхностей запечатлены на карте в последовательной смене цветов в соответствии с цветовой гаммой при переходе от положительных морфоструктур к отрицательным, что обеспечивает их контрастное отражение.

Преобладание на разных участках денудационных и аккумулятивных процессов в образовании поверхностей отражается

Таблица 3

**Морфографические признаки положительных и отрицательных морфоструктур**

Составили А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин с использованием данных А. С. Ионина и др., [72, 73], П. А. Каплина [81], Д. А. Козловского [94], 149], К. Орвику [153], В. Г. Рихтера [170], В. В. Шаркова [204—206]

Положительные морфоструктуры (активные структуры)	
Особенности лито- и морфодинамических процессов	Морфографические признаки
Ослабление береговой абразии <sup>2</sup>	1. «Отмирающие» и (или) «отмершие» клифы
Усиление донной абразии	2. Участки активного размыва донных отложений <sup>3</sup> . 3. Участки обнаженного коренного дна, испытывающие размыв <sup>4, 5</sup> . 4. Специфические формы селективной абразии: грядовые или ступенчатые бенчи. 5. Аномально широкие субгоризонтальные абразионные площадки на подводном склоне
Истощение вдольбереговых потоков, получавших питание за счет береговой абразии. Преимущественно поперечное перемещение наносов	6. Размывающиеся аккумулятивные (в основном свободные и замыкающиеся) формы, образованные ранее в результате вдольберегового перемещения и аккумуляции наносов. При этом наблюдаются: срезание береговых валов, уступы размыва, мелководные площадки на месте срезанных частей. 7. Растущие островные подводные (на своде структур) и надводные и береговые (смещенные в сторону берега) бары. 8. Увеличение абсолютной высоты береговых валов в сторону от моря. 9. Аккумулятивные формы со следами смены источников питания, в настоящее время получающие материал, перемещенный поперек прибрежной зоны
Отступление моря	10. Выход из-под уровня моря бенчей, увеличивающий расчлененность береговой линии. 11. Поднятые волноприбойные линии. 12. Нарастание аккумулятивных форм и приращение к береговой линии береговых баров. 13. Осыхающие лагуны (береговые заболоченные луга с маломощным дерновым покровом, отсутствие древесной и кустарниковой растительности, с грунтами полосы осушки)

<sup>1</sup> — указанные формы не имеют места при малых уклонах подводного склона.

<sup>2</sup> — при относительно больших уклонах подводного склона происходит усиление

<sup>3</sup> — в условиях избытка наносов на дне.

<sup>4</sup> — в условиях недостатка наносов на дне.

<sup>5</sup> — участки, сложенные высокопрочными породами, выходят из-под уровня моря, а

(неотектонически активных структур) в прибрежной зоне

З. И. Гурьевой и др. [43], Ю. С. Долотова [60], В. П. Зенковича [67],  
О. К. Леонтьева [117, 119], Е. Н. Невесского [145], Л. Г. Никифорова [148],

Отрицательные морфоструктуры (активные структуры)	
Особенности лито- и морфодинамических процессов	Морфографические признаки
Усиление береговой абразии	1. Активно развивающиеся клифы <sup>1</sup> . 2. Уступы размыва в аккумулятивных формах <sup>1</sup> . 3. Оползни обрушения <sup>1</sup>
Ослабление донной абразии и накопление наносов на дне	4. Захороненные формы субаквального и субаэрального рельефа. 5. Выровненные наклонные аккумулятивные поверхности подводного берегового склона <sup>3</sup> . 6. Затопленные формы субаэрального рельефа <sup>4</sup> . 7. Затопленные поселения <sup>4</sup> . 8. Захороненные под наносами предметы быта, не носящие следов их пребывания на морском дне <sup>3</sup>
Насыщение вдольбереговых потоков продуктами береговой абразии	9. Нарастающие за счет продуктов береговой абразии аккумулятивные формы на соседних участках
Наступление моря	10. Опущенные под уровень моря волноприбойные ниши. 11. Лагуны подтопления (под слоем лагунных отложений отсутствуют прибрежно-морские осадки). 12. Озера подтопления в межваловых понижениях, ширина которых увеличивается в направлении от берега. 13. Ингрессионные берега. 14. Срезание мысов абразией. 15. Отступление аккумулятивных форм

береговой абразии.

сложенные сверху слабоустойчивыми породами, обычно не выходят.

Таблица 4

Отражение морфоструктур и неотектонически активных структур в характеристиках подводного рельефа на геоморфологических картах шельфовых зон

Характеристика рельефа	Знак морфоструктур и неотектонически активных структур			Изменение условных обозначений при переходе от положительных к отрицательным морфоструктурам
	Положительный		Отрицательный	
Возраст поверхностей	Более молодые подводные поверхности	Более древние подводные поверхности		Последовательная смена цветов (в соответствии с гаммой цветов) от зеленого к фиолетовому (подводные поверхности) и от красного к зеленому (надводные поверхности)
	Более древние надводные поверхности	Более молодые надводные поверхности		
Генезис поверхностей	Денудационные поверхности	Денудационно - аккумулятивные поверхности	Аккумулятивные поверхности	Усиление тона
	Подводные поверхности субаэрального происхождения, преобразованные абразионно-аккумулятивными волновыми процессами	Подводные поверхности субаэрального происхождения Подводные поверхности субаквального происхождения, образованные процессами неволновой аккумуляции		Смена штриховки с ортогональной на диагональную  Увеличение плотности штриховки и толщины штрихов
Морфология поверхностей	Поверхности полного абразионно-аккумулятивного выравнивания	Поверхности неполного абразионно-аккумулятивного выравнивания	Поверхности расчленения	Увеличение плотности крапа и величины точек
	Субгоризонтальные поверхности выравнивания	Наклонные поверхности выравнивания	Субвертикальные поверхности выравнивания	

Отличительные линии	Линии минимальных уклонов выровненных поверхностей		Линии максимальных уклонов выровненных поверхностей		Смена пунктирных, прерывистых линий на сплошные разной толщины
	Осевые линии вытянутых положительных форм рельефа		Осевые линии вытянутых отрицательных форм рельефа		
Генезис берегов	Берега, сформированные субаэральными процессами				Смена цвета линии с фиолетового, синего на красный, оранжевый или желтый
	Эрозионные, экзарационные и др.	Эрозионно-аккумулятивные, экзарационно-аккумулятивные и др.	Аллювиально-аккумулятивные, ледниково-аккумулятивные и др.		
	Берега, сформированные волновыми субаэральными процессами				
	Абразионные	Абразионно-аккумулятивные	Аккумулятивные		
Формы и совокупности форм морфоскульптуры	См. § 26, 27, табл. 3				Внемасштабные и масштабные условные обозначения
Рельефообразующие отложения	Выходы доплиоцен-четвертичных отложений, грубообломочные осадки	Пески, алевриты	Глины, илы		Увеличение плотности цветной (красной) штриховки и крапа

различными тонами соответствующего их возрасту цвета. Усиление тона в направлении от положительных морфоструктур к отрицательным еще больше подчеркивает их контуры на геоморфологической карте.

Более характерные для положительных морфоструктур поверхности абразионно-аккумулятивного выравнивания отличаются от развитых в пределах отрицательных морфоструктур поверхностей расчленения и поверхностей неволновой аккумуляции меньшей плотностью штриховки и толщиной штрихов, что в еще большей степени усиливает структурно-тектоническую информативность геоморфологической карты. На фоне широко развитых поверхностей абразионно-аккумулятивного выравнивания положительные и отрицательные морфоструктуры отличаются друг от друга плотностью крапа и величиной точек, различными для субгоризонтальных, наклонных и субвертикальных поверхностей.

Наиболее четко выражены в пределах отрицательных морфоструктур отличительные линии максимальных уклонов выровненных поверхностей, а в пределах положительных — линии минимальных уклонов, что соответствует тенденции к большему выполаживанию при переходе от зон опусканий к зонам поднятий в результате более длительного действия в пределах последних абразионно-аккумулятивных выравнивающих процессов. Отличительные линии третьего рода отражают орографию подводного рельефа и тем самым явные положительные и отрицательные морфоструктуры.

На увеличение структурно-тектонической информативности геоморфологической карты направлено также распределение изобразительных средств между берегами разного типа и литологическими разностями рельефообразующих отложений. Так как геоморфологическая карта содержит все сведения о подводной морфоскульптуре шельфа, то она является основой, на которой осуществляется анализ морфографических признаков в прибрежной зоне и в районах развития субаэрального рельефа. В целом морфографический анализ направлен на диагностику наиболее крупных и контрастно выраженных в рельефе морфоструктурных образований и дает возможность определить основные элементы морфоструктуры шельфа.

## **IX. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В МОРФОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ**

В морфоструктурном анализе морфометрические методы (структурная морфометрия, по В. П. Философову [191]) берут свое начало из картометрических исследований и отличаются от последних своей узкой «специализацией», заключающейся в оценке неотектонических движений и прогнозе неотектонически активных структур осадочного чехла. Если картометрические

исследования сводятся к формальной количественной оценке многочисленных характеристик рельефа и преобразованиям исходных поверхностей, необходимым для решения различных задач геоморфологии и других прикладных наук, то применение морфометрических методов в структурно-геоморфологических исследованиях подразумевает: 1) количественную оценку только тех характеристик морфоскульптуры, которые несут в себе определенную структурно-тектоническую информацию; 2) изучение механизма проявления тектонических движений в этих характеристиках; 3) учет нетектонических факторов, влияющих на их значение; 4) анализ и тектоническую интерпретацию аномальных значений в распределении данных показателей по площади.

Основное преимущество морфометрических методов заключается в оперировании цифровыми показателями, а следовательно, в большей объективности морфоструктурного анализа. Вместе с тем следует отметить, что каждое морфометрическое построение направлено на изучение лишь одной характеристики и вызывает опасность проведения формальной интерпретации некоторых аномалий в распределении значений этой характеристики. Данные отрицательные стороны можно свести до минимума, осуществляя интерпретацию каждого морфометрического построения не изолированно, а в совокупности с данными других геолого-геоморфологических исследований и учитывая принципы применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе.

## **29. Применение морфометрических методов в морфоструктурном анализе суши**

Впервые тектоническая интерпретация ряда морфометрических карт на суше была осуществлена С. С. Соболевым [191]. Последующее развитие морфометрических методов в структурно-геоморфологических исследованиях связано с именем В. П. Философова [191] и с работами его многочисленных последователей [41, 106, 137, 167 и др.]. В настоящее время морфометрические методы заключаются в анализе характеристик продольных и поперечных профилей речных долин, планового рисунка гидросети и русла рек. Анализ продольных профилей долин заключается в составлении карт аномальных падений продольных профилей, отклонений реальных профилей от их осредненных значений и теоретических моделей, равных превышений над так называемыми нормальными профилями, уклонов продольных профилей, аномалий приведенных уклонов.

Наиболее информативны карты базисных поверхностей [191], которые представляют собой обобщенные картины продольных профилей однопорядковых рек. Основным критерий выделения положительных морфоструктур на этих картах —

уменьшение заложений между изобазитами. Заливы изобазит и замкнутые изобазиты могут отражать явные положительные морфоструктуры. Поперечные профили долин характеризуются шириной террасовых уровней и различными показателями их асимметрии. Наиболее распространен анализ ширины пойм и меандрирующего пояса. Метод анализа ширины поймы [167] позволяет полностью учитывать гидрологический фактор в формировании этого геоморфологического уровня. Количественной оценке поддаются лишь немногие элементы, характеризующие плановый рисунок гидросети: длина однопорядковых рек и плановое распределение устьев рек. Особенности русел рек, связанные с современными тектоническими движениями, отражаются в радиусах меандр и коэффициенте извилистости.

Интенсивность и особенности эрозионно-аккумулятивных процессов, которые характеризуются перечисленными выше показателями, определяются не только направленностью и темпом тектонических движений, но и зависят от гидрологических и других нетектонических факторов. Для оценки тектонических движений необходимо или определить и вычесть влияние на эти показатели всех нетектонических факторов, или провести морфоструктурный анализ таким образом, чтобы воздействие нетектонических факторов на анализируемые характеристики можно было считать равным на всей исследуемой площади. Первый вариант учета гидрологических и других нетектонических факторов вряд ли можно реализовать в связи с трудностями их количественной оценки. Второй вариант можно осуществить при условии соблюдения следующих принципов применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе [106].

1. При использовании морфометрических методов в структурно-геоморфологических исследованиях необходимо расчленение изучаемой территории на районы с однородными физико-географическими условиями, так как интенсивность и особенности экзогенных процессов определяются не только тектоническими движениями, но также связаны с климатом, особенностями рельефообразующих отложений и почвенно-растительного покрова, т. е. со всем комплексом физико-географических условий. Физико-географическое районирование [74] предусматривает выделение ландшафтов, важным свойством которых является однородность климатических условий, сохраняющаяся при различных колебаниях климата.

Сложное сочетание двух географических закономерностей — зональности и аazonальности — создает на территории каждого ландшафта своеобразные, характерные только для него растительные и почвенные условия (задернованность, залесенность и др.). Равные количество атмосферных осадков и испарение при литологически однородных рельефообразующих отложениях обуславливают одинаковый модуль стока, что в свою очередь

определяет близкие гидрологические характеристики однопорядковых рек. Если, кроме этого, принять во внимание общность новейшей геологической истории или генетическое единство ландшафта [74], то можно сказать, что *взаимодействие между тектоническими движениями и аккумулятивно-денудационными процессами на всей его территории происходит однородно, а агенты расчленения (однопорядковые реки, ветер, многолетняя мерзлота и др.) обладают одинаковой или близкой рельефообразующей способностью*. В связи с этим различные аномалии в распределении характеристик созданных ими морфоскульптурных форм и элементов можно рассматривать как следствия разных по знаку и интенсивности тектонических движений.

2. При интерпретации морфометрических построений необходим учет времени формирования рельефа. Различные морфометрические аномалии можно сравнивать друг с другом по интенсивности только на одновозрастных поверхностях, в пределах которых продолжительность проявления тектонических движений и их взаимодействие с экзогенными процессами можно принять за равные.

3. Морфометрические построения можно проводить только по долинам, реки которых оказывают одинаковое эрозионное воздействие на рельеф. Возможность выполнения этого условия дает правило порядков речных долин [191, 106], имеющее глубокую физическую основу. В пределах территории с однородными физико-географическими условиями однопорядковые реки имеют близкие площади водосборных бассейнов. Поэтому при одинаковом модуле стока равны и другие гидрологические характеристики (скорость и расход потока, гидрологический режим, твердый сток), которые определяют эрозионную деятельность водотоков [216] и закономерно и скачкообразно изменяются с увеличением порядкового номера потока. Исходя из этого принципа можно считать, что изменение падений отдельных продольных профилей однопорядковых рек или заложений между изобазитами на картах монобазисных поверхностей  $N$ -го порядка [191, 106] находится в прямой зависимости от относительной направленности и интенсивности тектонических движений, так как эрозия этих потоков одинакова, а другие факторы практически не влияют на формирование продольных профилей.

### 30. Морфометрический метод в морфоструктурном анализе шельфа

Предлагаемый метод морфоструктурного анализа шельфа базируется на рассмотренных выше (см. § 13) представлениях о том, что выровненность (расчлененность) и уклоны подводной поверхности полного и неполного выравнивания определяются продолжительностью волнового воздействия, в свою очередь обусловленной соотношением знака и интенсивности дифферен-

цированных тектонических движений и скоростью плиоцен-четвертичных трансгрессий. Анализируя показатели расчлененности и уклонов поверхностей, которые уменьшаются на положительных и увеличиваются на отрицательных морфоструктурах в соответствии с интенсивностью восходящих и нисходящих подвижек, можно провести относительную количественную оценку рельефообразующих движений. При этом сопоставление данных показателей и структурно-тектоническая интерпретация их аномальных значений могут осуществляться только при прочих равных условиях, когда определяющие их нетектонические факторы могут быть приняты за равные или однородные. Для соблюдения этого требования следует руководствоваться принципами, которые аналогичны сформулированным для морфометрических методов на суше и заключаются в следующем.

1. Учет нетектонических факторов, влияющих на расчлененность и уклоны поверхностей, должен прежде всего осуществляться путем расчленения изучаемой части шельфа на районы с относительно однородными исходными и вторичными геоморфологическими, а также гидродинамическими условиями. Под исходными геоморфологическими условиями понимаются субаэральные черты рельефа, которые сохранились в современных подводных поверхностях и в разной мере определили их особенности. К ним относятся в основном уклоны и в меньшей степени особенности эрозионного расчленения суши, заливаемой морскими водами в период последней трансгрессии.

Наличие в пределах каждого выделенного района различных по глубине вреза речных долин и разных по относительным превышениям положительных форм рельефа не может существенно повлиять на его внутреннюю однородность, обусловленную выравнивающим воздействием волновых процессов. Абразионно-аккумулятивное выравнивание (собственно выравнивание) субаэрального рельефа осуществляется в результате наибольшей аккумуляции в наиболее глубоких врезам, которые в первую очередь заполняются водами ингрессирующего моря, и наиболее интенсивной абразией на самых мелководных участках (бывших наиболее высоких положительных формах рельефа), где волновое воздействие проявляется максимально.

Вторичные геоморфологические условия, характерные для субаквальной обстановки, проявляются в степени общей переработанности субаэрального рельефа абразионно-аккумулятивными процессами, в уклонах и выровненности современных подводных поверхностей. Весь комплекс этих условий и особенностей выражен в генетической и морфологической характеристиках рельефа на геоморфологической карте, а также на картах, количественно характеризующих расчлененность и уклоны подводного рельефа. Границы районов с однородными условиями обычно соответствуют границам поверхностей разного происхождения и морфологии, секущим основное направление изобат.

Для них также характерна однородность гидродинамической обстановки, под которой подразумевается единая экспозиция подводных поверхностей к фронту волны и волновым течениям.

2. Второй принцип использования морфометрических методов, заключающийся в необходимости учета времени формирования рельефа, применительно к шельфам реализуется путем оценки отклонений значений расчлененности или уклонов относительно их осредненных значений для каждой данной глубины (см. ниже). Исходя из представлений о единстве эвстатических колебаний уровня бассейна поверхности его дна, расположенные в одном и том же диапазоне глубин, можно считать одно-возрастными.

3. Оценка отклонений расчлененности и уклонов от их осредненных значений для каждой данной глубины позволяет одновременно реализовать третий принцип использования морфометрических методов в структурно-геоморфологических исследованиях на шельфе. Исходя из тех же представлений о единстве эвстатических колебаний уровня моря рельефообразующий эффект абразионно-аккумулятивных выравнивающих процессов, определяемый скоростью подъема уровня, в каждом узком диапазоне глубин можно считать одинаковым.

Использование второго и третьего принципов применения морфометрических методов на шельфе сводится, по сути дела, к учету эвстатического фона в распределении показателей расчлененности и уклонов рельефа (см. § 17). Таким образом, *на шельфе (подобно физико-географическому районированию на суше) выделяются районы, в пределах которых на одних и тех же глубинах воздействие на рельеф волновых выравнивающих процессов, обусловленное нетектоническими факторами, можно считать равным или близким. Оно характеризуется средними или нормальными значениями показателей расчлененности и уклонов для каждой данной глубины, отклонения от которых следует рассматривать как следствие дифференцированных тектонических движений.* Последние на положительных морфоструктурах увеличивают продолжительность нахождения подводной поверхности в зоне волнового воздействия и вследствие этого приводят к большей выровненности и (или) выположенности. На отрицательных морфоструктурах время волнового воздействия и соответственно его эффект уменьшаются и в связи с этим показатели расчлененности и уклонов характеризуются большими значениями.

Применение морфометрического метода в структурно-геоморфологических исследованиях на шельфе включает в себя следующие операции.

1. По имеющимся первичным материалам (эхограммам, планшетам промера, навигационным или батиметрическим картам) количественно оценивается расчлененность (выровненность) и уклоны рельефа. На поверхности расчленения и не-

полного выравнивания наиболее информативными являются показатели расчлененности (выровненности) рельефа, характеризующие суммарный рельефообразующий эффект абразионно-аккумулятивного воздействия волн в стадию собственно выравнивания. На поверхностях полного выравнивания следует использовать показатели их уклонов, которые отражают суммарную эффективность абразионно-аккумулятивных процессов при выполаживании рельефа. Учитывая, что собственно выравнивание и выполаживание могут происходить и одновременно, на поверхностях неполного выравнивания информативными в структурно-тектоническом отношении могут оказаться показатели как расчлененности, так и уклонов. При оценке тех и других используемые параметры должны характеризовать или только расчлененность, или только уклоны рельефа в их наиболее «чистом» виде. Для этого необходимо применять палетки для «анизотропных» преобразований планшетов промера или навигационных карт, графо-аналитическое сглаживание изобат на батиметрических картах, а при использовании эзограмм учитывать ориентировку промерных галсов (см. § 23, рис. 34, 35).

2. В соответствии с изложенными принципами применения морфометрических методов проводится районирование шельфа на участки с однородными геоморфологическими и гидродинамическими условиями. Отдельно для каждого района составляются графики зависимости между показателями расчлененности (или уклонов) и глубиной. Они обычно представляют собой различной конфигурации поля точек с их разными отклонениями относительно осредняющей кривой, которая отражает влияние на них местных геоморфологических условий и эвстатический фон в распределении данных показателей. Параллельно с составлением этих графиков и вычислением осредняющей кривой уточняются границы выделенных районов путем перенесения точек с одного графика на другой и соответствующего этому перераспределения площадей на карте из одного района в другой при условии пограничного положения перераспределяемых площадей и аномального положения данных точек относительно общего поля разброса точек на графиках.

3. Отклонения от осредняющей кривой, отражающие относительную направленность и интенсивность тектонических движений, оцениваются в виде коэффициентов  $k$  (безразмерных величин) по формулам  $k=1-S_{\phi}/S_{cp}$  при  $S_{cp} > S_{\phi}$  и  $k=S_{cp}/S_{\phi}-1$  при  $S_{cp} < S_{\phi}$ , где  $S_{cp}$  — среднее (нормальное) значение показателя расчлененности или уклонов для данной глубины;  $S_{\phi}$  — фактическое значение показателя расчлененности или уклонов в каждой точке. Указанные коэффициенты вычисляются по принципу, использованному Ю. Н. Кулаковым при переводе значений ширины пойм рек в относительные величины, характеризующие современные тектонические движения [167]. В процедуру вычисления коэффициентов вне-

сены дополнения, в результате которых возрастание коэффициентов от 0 до 1 соответствует увеличению интенсивности тектонических движений, а его знак указывает на их относительную направленность.

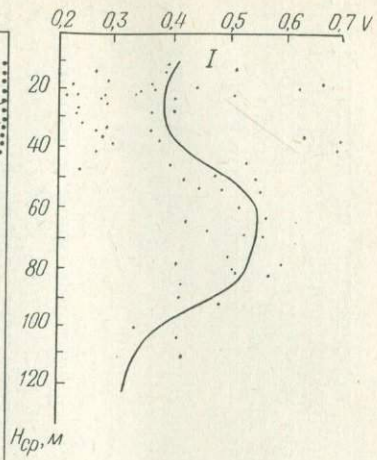
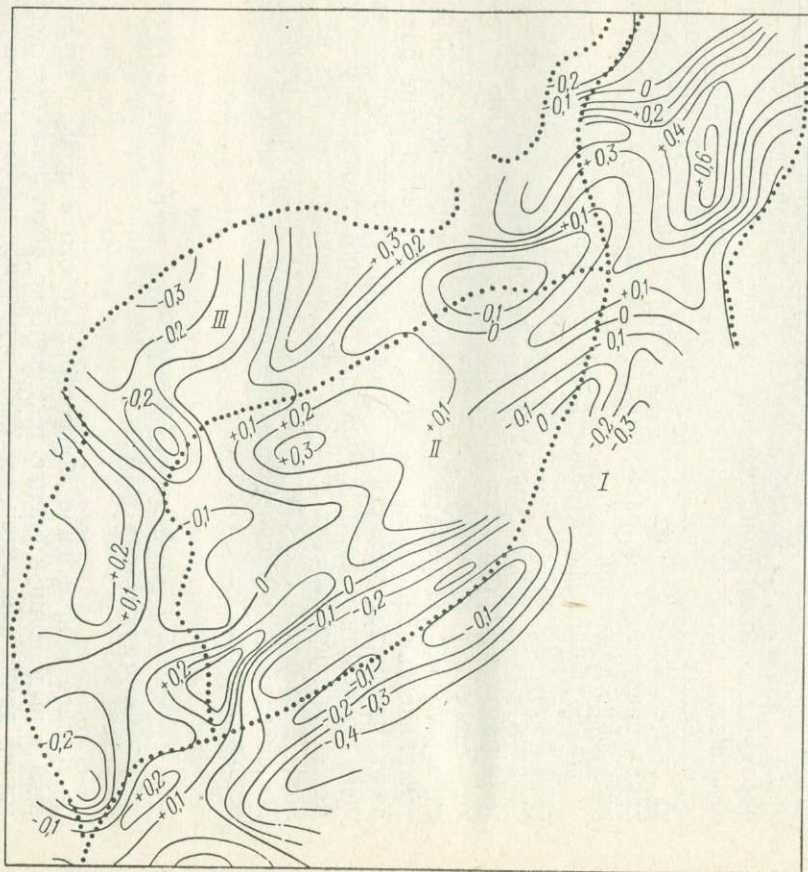
4. Значения коэффициентов переносятся на картографическую основу. Затем на ней проводится единая система изолиний, совокупность которых отражает морфоструктуры разного знака и интенсивность создавших их движений, а при условии унаследованного характера последних — пликативные структуры осадочного чехла.

Предлагаемый морфометрический метод был использован нами в морфоструктурном анализе ряда шельфовых областей. Карта рельефообразующих движений на один из районов (рис. 42) составлена путем: а) вычисления коэффициентов вариации глубин с применением ориентированной и перемещающейся параллельно основному направлению изобат палетки методом скользящего окна; б) составления графиков зависимости между значениями коэффициентов и глубиной для трех разнородных в геоморфологическом отношении районов; в) оценки отклонений истинных значений коэффициентов вариации от их осредненных (для каждой глубины) значений; г) проведения на карте линий равных значений безразмерных коэффициентов, характеризующих направленность и интенсивность рельефообразующих движений.

Наибольшая эффективность предложенного метода ожидается на поверхностях неполного выравнивания, расположенных батиметрически ниже современной прибрежной зоны. Показатели расчлененности этих поверхностей наиболее полно отражают степень абразионно-аккумулятивной переработанности субэвразального рельефа и соответственно дифференцированные тектонические движения, которые в значительной мере определяют продолжительность и суммарный эффект выравнивающего воздействия волн и волновых течений. Менее эффективен метод на поверхностях полного выравнивания, так как их уклоны в большей степени зависят от нетектонических факторов. На поверхностях расчленения применение этого метода не даст положительных результатов.

## **Х. АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ И ОТЛИЧИТЕЛЬНЫХ ЛИНИЙ**

Данное направление морфоструктурного анализа заключается в выделении и оценке тектонически обусловленных деформаций таких элементов рельефа, первичное положение которых можно считать субгоризонтальным. В этом случае структурно-геоморфологические исследования заимствуют основной методический принцип структурной геологии, по которому структур-



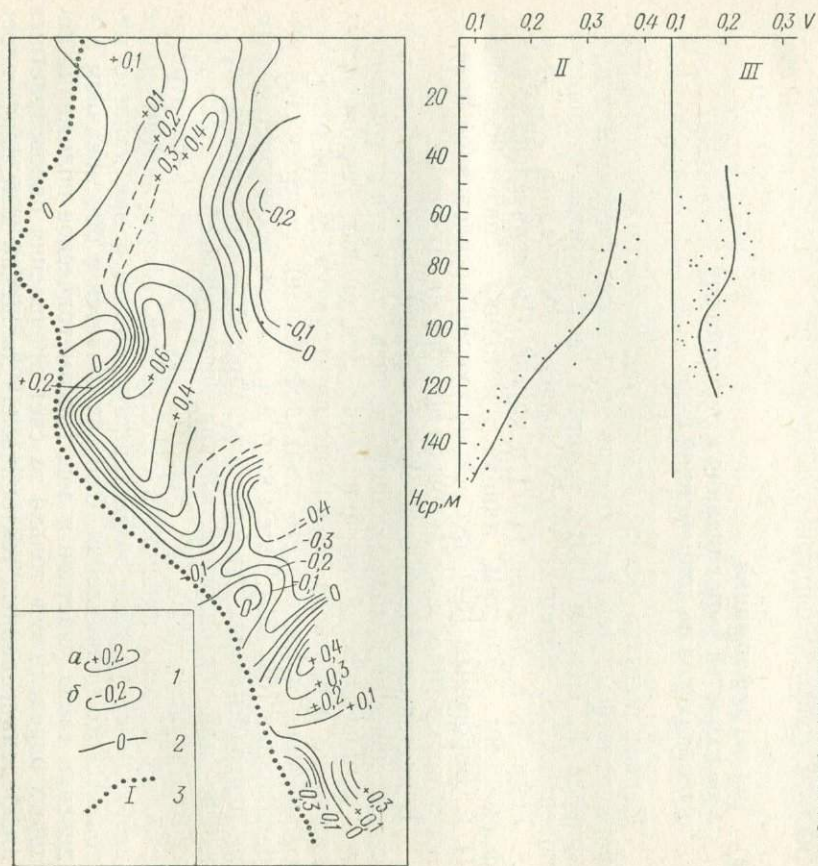


Рис. 42. Карта относительной оценки рельефообразующих тектонических движений. Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин. 1 — линии равных значений относительной интенсивности рельефообразующих движений ( $a$  — поднятий,  $b$  — опусканий); 2 — линии относительного нуля; 3 — границы и номера районов.

Номера графиков зависимости между коэффициентами вариации  $V$  и глубинами  $H$  соответствуют номерам выделенных районов.

ные формы осадочной толщи рассматриваются как результат нарушения первичной формы залегания осадочных пород (структуры) — субгоризонтально залегающих слоев с разделяющими их поверхностями напластования. По аналогии с первичной геологической структурой [15] *поверхность выравнивания, характеризующаяся субгоризонтальным положением в период своего создания, может считаться первичной морфоструктурой*. В отличие от слоев на каждом данном участке она представлена в единственном числе, в то время как структурная геология оперирует серией поверхностей напластования или структурных поверхностей. Кроме того, первичная морфоструктура подвергается воздействию не только тектонических движений, но и расчленению. Это создает значительные трудности в оценке деформаций поверхностей выравнивания, преодоление которых требует своеобразной реконструкции тектонически обусловленных форм рельефа и обоснованного исключения из анализа морфоскульптурных образований.

### 31. Анализ деформаций поверхностей выравнивания и гипсометрии водоразделов на современной суше

Первая попытка реконструкции тектонически обусловленных форм рельефа путем исключения эрозионных врезов была предпринята А. Пенком [131], который ввел понятие «вершинная поверхность». Затем к этому вопросу обращались И. Леви, А. Гейм, К. К. Марков [131] и другие. Применительно к платформенным областям данная методика разрабатывалась П. С. Вороновым [34] для реконструкции расчлененной поверхности пермо-триасового лавового покрова на Путоране.

В настоящее время существует большое количество методических приемов и модификаций анализа гипсометрии водоразделов и поверхностей выравнивания для оценки тектонических движений и прогноза геологических структур. К ним относится составление прежде всего карт деформаций поверхностей выравнивания [53, 139], затем карт вершинных, реставрированных, не переработанных эрозией поверхностей, карт зеркала высот, морфо- или тектоизогибс, маркирующих уровней и «тектонического» рельефа [110, 137, 142, 167, 191 и др.]. Не рассматривая каждый из этих приемов в отдельности, сформулируем общее необходимое условие эффективного использования данного методического направления. Оно заключается в обоснованном выделении таких участков и зон, гипсометрическое положение которых определено только за счет проявления разновозрастных дифференцированных тектонических движений и не нарушалось в результате воздействия различных экзогенных агентов.

Реализацию этого условия на равнинах с эрозионным расчленением можно осуществить прежде всего путем фиксации

границ долинного и наддолинного рельефа и зон отсутствия эрозии. Долинный рельеф включает в себя склоны и террасовый комплекс разнопорядковых долин. Гипсометрически выше располагается наддолинный рельеф, представленный различными по ширине и протяженности зонами или поясами отсутствия эрозии [29, 197] (см. § 11). Вся сеть этих зон и служит основой для реконструкции тектонически обусловленных форм рельефа. Сопоставимыми по значениям являются деформации разновозрастных поверхностей выравнивания, которые можно рассматривать как маркирующие уровни или опорные горизонты, составляющие в совокупности своей «геоморфологическую стратиграфию» [139]. На платформенных равнинах, где такая «стратиграфия» еще не разработана, допускается анализ деформаций закартированных гипсометрических уровней (ступеней) — недатированных поверхностей выравнивания. От особенностей распространения фрагментов разновозрастных поверхностей выравнивания и зон отсутствия эрозии в их пределах во многом зависят детальность и обоснованность отображения морфоструктурного плана в изолиниях их деформаций. На участках замещения анализируемых поверхностей выравнивания поверхностями врезания приходится прибегать к формальным правилам интерполяции, а на участках замещения более молодыми низкими поверхностями выравнивания — к переходу на другую систему линий равных значений деформаций.

До сих пор остается открытым вопрос о методике и самой возможности создания единой системы изолиний, характеризующих деформации разновозрастных поверхностей. Использование такой системы можно допустить, рассчитывая лишь на качественную оценку движений и ожидая наибольших ошибок при этом в зонах перехода от одной поверхности к другой. Проведение общей системы изолиний для разновозрастных поверхностей на водоразделах, исключая долинный рельеф, было предложено нами [110, 142] при составлении карт «тектонического» рельефа. На этих картах реконструируются тектонически обусловленные формы разновозрастных поверхностей выравнивания путем исключения осложняющих их эрозионных врезов. Методика составления карт существенно отличается от других перечисленных выше приемов анализа гипсометрии водоразделов, многие из которых сводятся к формальной генерализации топографической поверхности, упрощению рисунка горизонталей за счет неравномерного и часто неполного исключения эрозионных форм.

## 32. Анализ деформаций подводных террас

Многие трудности, возникающие при оценке деформаций поверхностей выравнивания на суше, отпадают, когда речь идет о подводных морских террасах, во-первых, потому что после их

формирования и последующего подъема уровня моря площадки террас выходят за пределы зоны волнового воздействия и, в отличие от надводных поверхностей, не подвергаются эрозионному расчленению и существенному воздействию субаквальных экзогенных процессов. Во-вторых, учитывая особенности динамики уровня Мирового океана в плиоцен-четвертичное время (см. § 8), можно говорить о том, что большинство морских подводных террас моложе, чем поверхности того же генезиса на современной суше. С одной стороны, это обстоятельство отрицательно сказывается на эффективности морфоструктурного анализа, так как оно определяет малый временной диапазон и в связи с этим малую суммарную интенсивность рельефообразующих движений, деформирующих подводные террасы. С другой стороны, можно ожидать лучшей сохранности поверхностей подводных террас, большей независимости их батиметрического положения от экзогенных процессов.

В связи с особенностями эвстатических колебаний уровня Мирового океана подводные террасы в основной своей массе выражены хуже надводных (см. § 9, рис. 15) и характеризуются меньшей шириной и большими уклонами. Это создает свои трудности в их выделении и оценке деформаций, а также сужает границы использования данного метода применительно к шельфам по следующим соображениям.

1. Так как подводные террасы чаще всего представлены на шельфе в виде узких зон, то их деформации не могут отразить морфоструктурный план всего изучаемого района.

2. В условиях абразионно-аккумулятивного рельефа границы площадки террасы часто провести довольно сложно, тыловой шов и уступ террасы далеко не всегда четко выражены в поперечном профиле подводного склона.

3. Значительные уклоны площадок террас могут привести к существенным погрешностям при оценке их деформаций, а снять влияние этих уклонов на значения деформаций при помощи вычитания регионального фона не всегда возможно.

Оценку деформаций подводных террас наиболее целесообразно проводить тогда, когда они представлены обширными субгоризонтальными поверхностями, четко ограниченными тыловым швом и бровкой. В пределах современной прибрежной зоны значения деформаций могут быть соизмеримы или меньше относительных превышений, характеризующих формы прибрежной морфоскульптуры.

При определении деформаций подводных террас предусматривают: 1) выделение и картирование террас; 2) исключение из анализа участков, на батиметрическое положение которых оказывали возможное влияние нетектонические процессы; 3) учет и исключение влияния общего «первичного» уклона террасы; 4) составление продольного профиля террасы или карты изолиний деформаций. Деформации террас с узкими площадками

ми могут быть прослежены только в направлении, параллельном склону, и представлены в виде профиля, фиксирующего батиметрическое положение одного из элементов террасы: бровки или тылового шва, т. е. отличительных линий второго рода. Наиболее точное отражение тектонических движений дает профиль тылового шва террасы, в то время как первичное батиметрическое положение ее бровки может существенно меняться в зависимости от ряда нетектонических (гидродинамических, литологических и др.) факторов.

Выделение и картирование подводных террас могут проводиться несколькими способами. Наиболее эффективен способ выделения террас по эхограммам. Так как эхолотирование в соответствии с правилами гидрографического промера проводится по галсам, ориентированным по нормали к основному направлению изобат, то выделение искомым поверхностям сводится к фиксации и корреляции бровки и уступа на эхограммах соседних галсов, определению их глубин и нанесению последних на карту и профиль. В качестве иллюстрации предложена схема (рис. 43) выделенных по данным геолокации тыловых швов подводных террас на поднятии о. Рухну в Рижском заливе и профили, характеризующие деформации этих террас.

Если площадка террасы имеет значительную ширину, с эхограмм следует наносить отметки глубин на карту по равномерной сети и затем проводить изолинии деформаций. В. Г. Рихтер [170] предлагает применять для выявления подводных террас кривые распределения глубин, составленные по крупномасштабным навигационным картам с учетом неравномерного нанесения точек промера на разных глубинах. Этот прием позволяет установить наличие террас, батиметрическое положение которых фиксируется на кривой распределения модальными значениями глубин. Для того чтобы их закартировать и определить их деформации, требуются дополнительные работы и данные. Следует иметь в виду, что на кривой распределения наличие каждой террасы будет отражаться только тогда, когда она представлена в рельефе значительной по площади субгоризонтальной поверхностью, ширина которой обеспечит (при данной плотности точек промера) повышенную частоту встречаемости отметок ее глубин. Таким образом, этот прием позволяет устанавливать наличие широко распространенных по площади террас в условиях равномерного расположения отметок глубин на навигационных картах. Вместе с тем вопросы их картирования данный прием не решает. Подводные террасы, в том числе со слабовыраженными границами (бровками и тыловыми швами), могут быть выделены в результате фиксации отличительных линий.

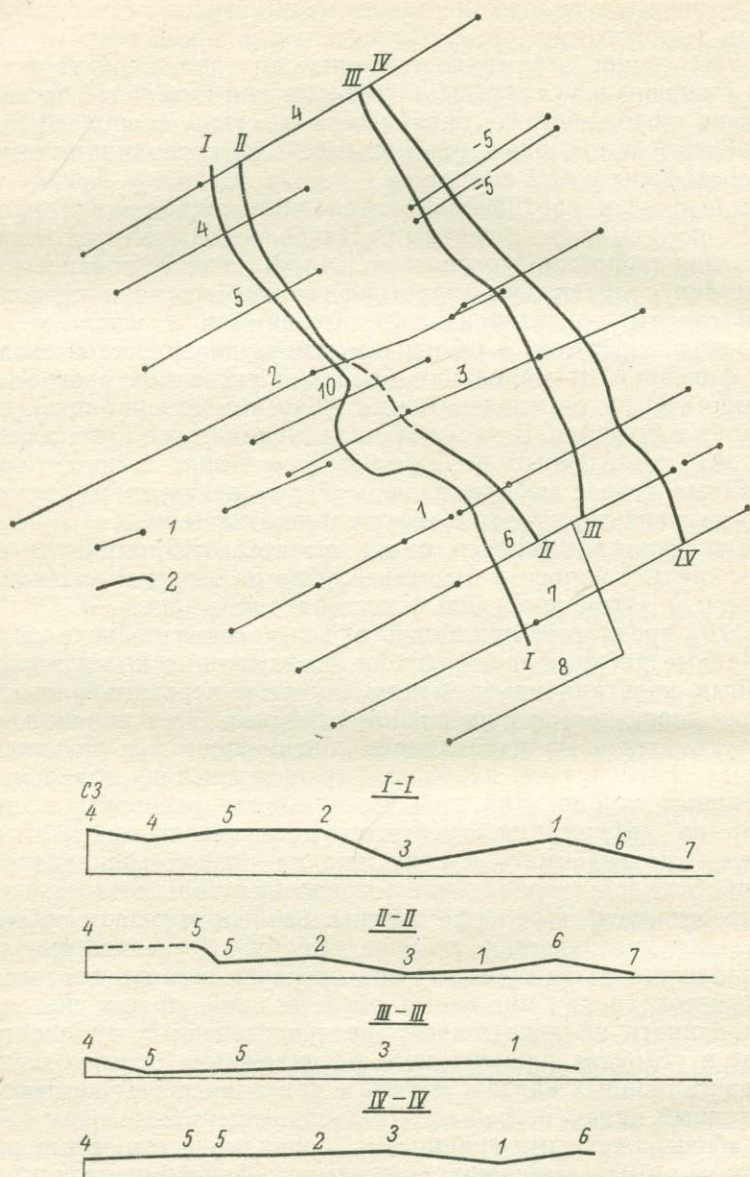


Рис. 43. Схема тыловых швов подводных террас на поднятии о. Рухну в Рижском заливе и профили, характеризующие их деформации. Составил Б. Г. Федоров.

1 — галсы промера; 2 — тыловые швы террас. На профилях арабскими цифрами отмечены номера галсов.

### 33. Анализ деформаций отличительных линий

На батиметрических картах зоны повышенных и пониженных уклонов и перегибов склонов можно выделить только при условии их контрастной выраженности в резких сгущениях и разрядке изобат или изменении заложений между ними. Однако даже при этом точную и однозначную фиксацию осевых линий указанных зон (отличительных линий первого и второго рода), необходимую для последующего анализа их деформаций, провести невозможно. Фиксация отличительных линий в районах как с контрастно выраженными склонами разной крутизны и их перегибами, так и с явно не выраженными элементами рельефа требует осуществления преобразований, которые в данном случае направлены на решение третьей из перечисленных (см. гл. VII) задач картометрических исследований. Эти преобразования сводятся к составлению карт максимальных или направленных градиентов батиметрической поверхности (см. § 23) и градиентов изогradientной поверхности.

Для того чтобы представить физический смысл этих преобразований, следует рассмотреть глубину точки на шельфе в виде функции пространственных координат. Подобно высоте залегания слоя на геологическом профиле [49], аргумент глубины на поперечном профиле подводного склона есть расстояние данной точки от произвольно выбранного начала отсчета, например от современного уреза воды. При этом первая производная от глубины отражает уклоны поперечного профиля и сама является функцией, меняющейся в зависимости от того же аргумента. Если рассматривать достаточно малый отрезок поперечного профиля склона как прямолинейный, то в его пределах первая производная является тангенсом угла наклона или градиентом подводной поверхности. Зоны максимальных значений градиентов батиметрической поверхности отражают отрезки поперечных профилей с повышенными, а минимальных — отрезки профилей с пониженными значениями уклонов. Осевые линии этих зон являются отличительными линиями первого рода (см. рис. 16, в). Они проводятся на картах градиентов (см. рис. 28, 30) по изложенным ниже правилам.

Если подвергнуть дифференцированию первую производную как функцию от расстояния, то в результате будет получена вторая производная глубины, которая может быть выражена на площади в виде значений градиентов изогradientной поверхности [49]. Максимальные значения второй производной будут соответствовать на профиле точкам перелома подводного склона (см. рис. 16, г), а на площади — линиям изменения уклонов подводного склона (отличительным линиям второго рода); минимальные значения отражают те участки профиля, в пределах которых наблюдаются наименьшие изменения уклонов. Осевые ли-

нии этих зон «постоянных» уклонов в плане также относятся к отличительным линиям второго рода.

Карта градиентов изогradientной поверхности (рис. 44) служит основой для выделения отличительных линий второго

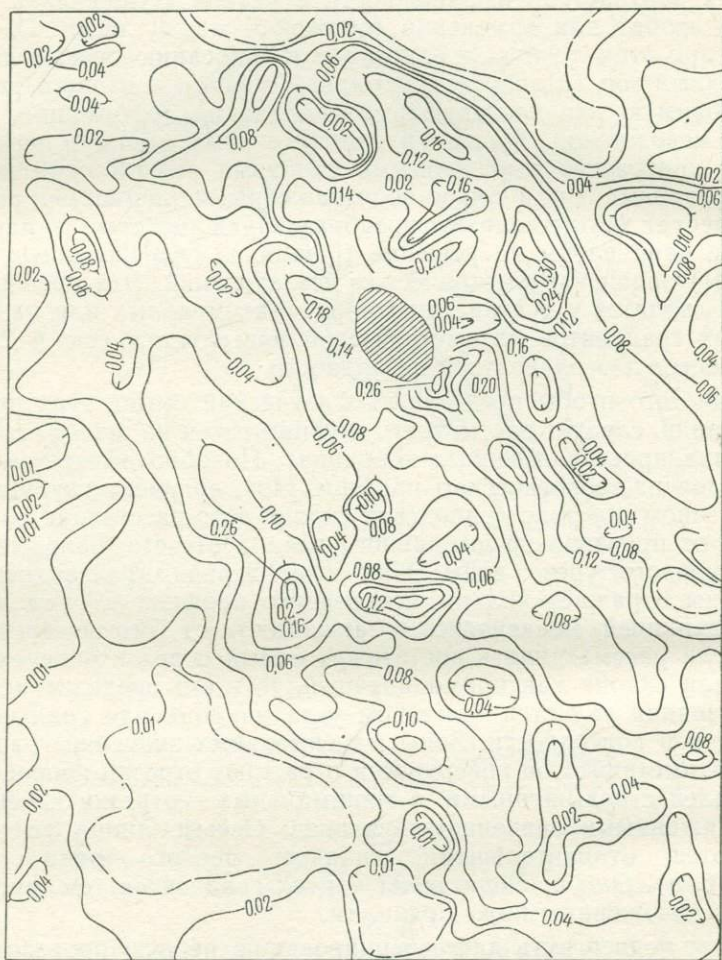


Рис. 44. Фрагмент карты градиентов изогradientной поверхности Рижского залива. Составили Л. И. Жукова, А. Н. Ласточкин.

рода. Ее построение сводится к определению градиентов изогradientной поверхности путем деления разности значений градиентов в двух точках на расстояние между ними в направлении наибольшего свала глубин и проведению линий равных значений этих характеристик.

Отличительные линии на картах градиентов выделяются в качестве линий плановой корреляции экстремальных значений этих характеристик, которые могут быть трассированы в соответствии с опытом проведения осей геофизических аномалий, когда они выделяются не по картам графиков, а на картах изолиний напряженности потенциальных полей. Этот же опыт был использован нами при проведении осей волнообразных деформаций по структурным картам [154]. Отличительные линии про-

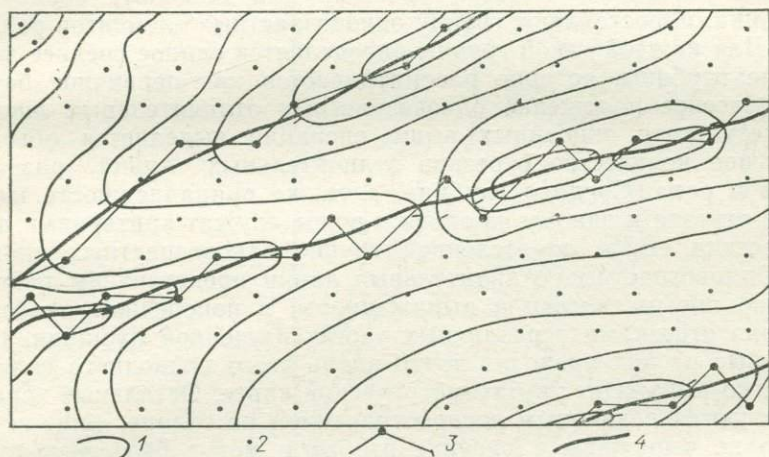


Рис. 45. Проведение отличительных линий по картам градиентов батиметрической и изоградиентной поверхностей.

1 — изолинии градиентов; 2 — отметки глубин, для которых определены значения градиентов; 3 — ломаные линии, соединяющие экстремальные значения градиентов; 4 — отличительные линии.

водятся по длинным осям линейных замкнутых аномалий и осевым линиям незамкнутых аномалий, вытянутых в направлении склона (рис. 45). Для уточнения их положения точки, к которым приурочены экстремальные значения в каждой зоне повышенных и пониженных градиентов, соединяются ломаной линией, которая затем сглаживается. Сглаженная кривая отражает на карте уточненное положение отличительной линии.

Отрезки выделенных отличительных линий, резко не согласующиеся с основным направлением изобат или глубины которых predeterminedены воздействием различных экзогенных процессов, отбраковываются в результате сопоставления карты отличительных линий с батиметрической основой и другими материалами. Далее определяется глубина точек на выделенных отличительных линиях путем линейной интерполяции между ближайшими, расположенными по обе стороны от линии отметками глубин на навигационной карте или планшете промера.

Частота по возможности равномерного нанесения глубин на отличительные линии определяется расстояниями между отметками глубин на этих исходных материалах. Вычисляется среднее значение глубины для каждого отрезка отличительных линий, а затем по батиметрическому положению проводится их синхронизация на всей исследуемой территории путем группировки однотипных линий (линий выпуклых или вогнутых перегибов, «постоянных» максимальных или минимальных уклонов), расположенных на близких или равных глубинах. Однотипные линии, характеризующиеся равными или близкими средними глубинами, составляют группу разновозрастных элементов рельефа. Для каждой такой группы определяется единое среднее значение глубины, которое рассматривается как первичное батиметрическое положение разновозрастных отличительных линий. В результате описанных выше операций выделяется обычно большое количество отрезков отличительных линий разного типа и рода. Средняя глубина, а также принадлежность каждого отрезка к одному из типов и родов служат критериями для отнесения его к определенной группе разновозрастных линий.

Одновозрастные отличительные линии представлены разными по протяженности и выраженности в поперечном профиле склона отрезками в различных частях изученной площади. Некоторые из них проходят почти вдоль всего подводного склона и четко выражены на батиметрической карте. Остальные характеризуются локальным распространением на склоне, чаще всего явно не выражены в рисунке изобат и могут быть выделены только в результате указанных преобразований. Однако и те и другие могут быть точно зафиксированы на карте и уверенно сгруппированы в разновозрастные образования.

В каждой точке с интерполированными значениями глубины на разновозрастных линиях вычисляются коэффициенты деформированности в соответствии с формулами  $K_d = 1 - H_{\phi}/H_{\text{ср}}$  при  $H_{\text{ср}} > H_{\phi}$  и  $K_d = H_{\text{ср}}/H_{\phi} - 1$  при  $H_{\phi} > H_{\text{ср}}$ , где  $H_{\text{ср}}$  — средняя глубина, характеризующая первичное батиметрическое положение разновозрастных отличительных линий;  $H_{\phi}$  — интерполированное фактическое значение глубины в данной точке.

Данные коэффициенты показывают относительную направленность и интенсивность тектонических движений, определивших деформации отличительных линий. На направленность движений указывает знак коэффициента, зависящий от соотношения значений фактических и средних глубин, на интенсивность — значения коэффициентов, которые изменяются от 0 до 1. Использование указанных коэффициентов позволяет провести единую систему изолиний деформаций отличительных линий на всей изученной территории, где выделены последние, вне зависимости от их принадлежности к какому-либо роду, типу или возрастной группе. Однако этот способ отражения деформаций отличительных линий хотя и наиболее удобен, не всегда приме-



профили смежных линий следует располагать рядом в соответствии с положением данных линий на карте. Деформации отличительных линий могут быть также выявлены при совмещении последних с батиметрической картой. На отрицательных морфоструктурах изобаты, пересекая линии, отклоняются от них в сторону больших глубин; на положительных морфоструктурах наблюдается обратная картина.

Анализ деформаций отличительных линий осуществлен в юго-западной части Балтийского моря, в Рижском заливе (рис. 46) и в других районах. Опыт этих исследований позволяет сформулировать вывод относительно границ применения этого метода: оценка деформаций отличительных линий возможна в районах с абразионно-аккумулятивными поверхностями полного и неполного выравнивания, но наиболее эффективна на тех, где субаэральные формы рельефа полностью уничтожены волновыми процессами или представлены редкими, легко распознаваемыми на исходных материалах образованиями, которые можно исключить из анализа.

#### **XI. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ВЫЯВЛЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА**

Структурно-геоморфологические исследования, направленные на выявление разрывных нарушений осадочного чехла, проводятся на суше в настоящее время во многих нефтегазоносных провинциях мира. Их широкому применению предшествовали длительная и сложная история изучения вопроса о трещинно-разрывной предопределенности речных долин [35, 48, 142, 191] и развитие представлений о разных формах проявления трещинно-разрывных дислокаций в рельефе и других компонентах современного ландшафта. Однако это направление морфоструктурного анализа, базирующееся в основном на эмпирических данных о связи линейных элементов рельефа и почвенно-растительного покрова с дизъюнктивными структурами, до сих пор не имеет единой и теоретически обоснованной методики. Не определены также границы применения морфоструктурного анализа и факторы, влияющие на его эффективность. На шельфе исследования в этом направлении, по сути дела, только начинаются.

#### **34. Выраженность разрывных нарушений в субаэральном рельефе**

Наряду с интенсивностью неотектонических движений, воздействующей на проявление разрывных нарушений в современном рельефе (см. § 1), геоморфологическая выраженность этих структур определяется также кинематическими особенностями их развития, литологическим составом рельефообразующих пород и физико-географическими условиями.

Разломы подразделяются по направленности смещений их крыльев на сдвиги, надвиги, сбросы и раздвиги. Геоморфологическое проявление сдвигов заключается в согласованных горизонтальных смещениях в одну и ту же сторону на каждом крыле активных структур и морфоструктур, геоморфологических уровней, долин временных и постоянных водотоков и водоразделов, амплитуды которых могут достигать десятков километров. Активные надвиги сопряжены со сдвигами, которые ограничивают первые в плане и пересекают их линии под прямым или тупым углами. В связи с наклоном плоскости крупных надвигов их пересечение с земной поверхностью представляет собой кривую линию или имеет более сложную форму вследствие неравномерного эрозионного расчленения. Надвиговые зоны сопряжены с асимметричными антиклиналями, обычно представленными в рельефе в виде асимметричных водоразделов, пологий склон которых направлен в сторону надвигаемого крыла [28]. По зонам взбросо-надвиговых дислокаций речные долины обычно не закладываются из-за отсутствия в их пределах естественного лотка стока.

Образование раздвигов связано с высокоамплитудными горизонтальными или вертикальными смещениями. В первом случае они располагаются в тыльной части надвиговых систем, между протяженными субпараллельными сдвигами [179], во втором — в присводовых частях высокоамплитудных поднятий. Сбросы развиты также в условиях растяжения и выражены орографическими уступами, бортами долин с асимметричным профилем. Во многих случаях высота уступа не проявляется в рельефе и его наличие фиксируется в ландшафтных границах. Наряду с этими дизъюнктивами широко распространены разрывы без видимых новейших смещений их крыльев (диаклазы). Проявляясь в чехле в виде зон сбросов, флексур, флексуобразных перегибов или зон с повышенными углами падения слоев и трещиноватости, в современном ландшафте разрывы выражены не в относительных превышениях рельефа, а в особенностях его горизонтального расчленения, отдельных линейных гидрографических и почвенно-геоботанических элементах и зонах их повышенной концентрации.

Наиболее ярко трещинно-разрывные дислокации проявляются в районах, сложенных сверху плотными породами, хотя трещиноватость, как это сейчас установлено [150, 226], имеет место в различных по литологическому составу и генезису новейших и современных отложениях: морских, аллювиальных (пойменных и более высоких террас), лёссовых, ледниковых и даже в болотном торфе. Из коренных пород относительно большей трещиноватостью при прочих равных условиях характеризуются в порядке возрастания: песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, сланцы, известняки [174]. В геологически обнаженных районах выполненные разрывы (жилы, дайки) на аэро-

фотоснимках прослеживаются в виде линейных и полосовых образований [142], в рельефе — в виде узких гребневидных возвышенностей. В полярных и субполярных областях новейшие осадки различного генезиса в связи с их мерзлым состоянием реагируют на деформации, вероятно, как плотные породы [35]. В зонах повышенной трещиноватости льдистости отложений достигает 60—80%, что и определяет увеличение интенсивности криогенных процессов в их пределах: неравномерное пучение и просадки и образование соответствующих морфоскульптурных форм (линейных гряд, бугров пучения и термокарстовых воронок).

Наряду с косвенным геоморфологическим и прямым (на аэрофотоматериалах) отражением разрывные нарушения проявляются в почвенно-растительном покрове и структуре физико-географических комплексов. Многие крупные активные дизъюнктивы выступают в роли разрывов сплошности не только земной коры, но и всей ландшафтной оболочки. Если переход от одной географической зоны (подзоны) к другой осуществляется обычно постепенно путем взаимопроникновения элементов одной зоны (подзоны) в другую, то азональные территориальные комплексы граничат друг с другом по четко очерченным линиям, совпадающим с тектоническими швами. Это обстоятельство объясняет устойчивость азональных ландшафтных границ во времени, частую приуроченность к ним элементов гидросети и тот факт, что большая часть ландшафтных границ имеет азональное происхождение [74]. Наиболее яркое ландшафтное проявление разрывных нарушений имеет место в сильнозасушливых и, наоборот, в сильнообводненных районах, где чуткая реакция почвенно-растительного покрова на незначительные изменения увлажненности связана соответственно с разгрузкой грунтовых и подземных и инфильтрацией атмосферных вод.

Основным экзогенным фактором, способствующим отражению разрывных нарушений в рельефе, является эрозионная деятельность поверхностных вод. Проблема трещинно-разрывной предопределенности заложения речных долин [35, 48, 191] включает в себя два нерешенных вопроса, и именно: все ли речные долины приурочены к зонам разрывных нарушений, и если не все, то как отличить друг от друга долины, связанные и не связанные с разрывными нарушениями.

Можно назвать большое количество платформенных речных долин или их отрезков, которые заложены по достоверно установленным разломам (реки Белая, Кинель, Ока, Лена, Кова, Курейка, Пур, Иртыш, Енисей, Амударья, Вах и др.). Вместе с тем можно привести не меньшее количество примеров, когда в хорошо изученных сейсморазведкой и бурением районах никакой связи между речными долинами и дизъюнктивными нарушениями не обнаружено (нижнее течение р. Вилюя, многие отрезки долины р. Волги и др.).

Гипотеза о приуроченности речных долин к разрывным нарушениям сводится к следующим основным положениям.

1. Первичные ложбины стока развиваются по обнаженным на дневной поверхности тектоническим трещинам или зонам трещиноватости.

2. По этим ослабленным линиям и зонам происходят наиболее интенсивное вымывание материала и образование оврагов и балок, а в дальнейшем взаимодействие поверхностных и подземных вод и формирование долин.

Однако не все первичные ложбины стока, даже прямолинейные и субпараллельные друг другу, могут быть связаны с обнаженными на дневной поверхности трещинами, о чем, в частности, свидетельствуют ложбины на незадернованных искусственных склонах [214], прямолинейность и параллельность которых определяются строго выдержанными направлениями элементарного уклона.

Существенные возражения вызывает явно завышенная оценка роли подземных вод в питании рек приразломных долин [48, 191]. Основным и наиболее регулярным источником питания равнинных рек являются не подземные, а грунтовые (водозные, т. е. атмосферного происхождения) воды. Разгрузка подземных вод осуществляется за счет вертикальной миграции, характеризуется незначительными модулями стока относительно других источников питания и связана в основном с участками, испытывающими положительные (а не отрицательные [48]) неотектонические движения. Грунтовые воды, расположенные над первыми водоупорными горизонтами и образованные за счет инфильтрации атмосферных осадков, испытывают длительное (не в геологическом, а географическом масштабе времени) латеральное перемещение, строго направленное в сторону относительно погружающихся и гипсометрически более низких участков. В пределах последних, в том числе в эрозионных врезях, зеркало грунтовых вод касается земной поверхности и происходит их разгрузка.

Таким образом, питание рек, долины которых достигают уровня грунтовых вод, может быть не связано с разрывными нарушениями, а заложение и развитие речных долин в новейших впадинах и прогибах объясняется без привлечения гипотезы об их приуроченности к трещинно-разрывным дислокациям. Приуроченность многих долин временных водотоков к разрывным нарушениям свидетельствует о том, что они в этом отношении ничем не отличаются от речных долин. Различия между суходолами и речными долинами определяются не тем, что первые из них не связаны, а вторые связаны с разрывами [48], а соотношением глубины их эрозионного вреза и уровнем грунтовых вод. В речные долины чаще всего переходят те балки или овраги, которые приурочены к отрицательным морфоструктурам с близким к поверхности зеркалом грунтовых вод.

Приуроченность разнопорядковых долин временных и постоянных водотоков к разрывным нарушениям, вероятно, определяется в основном тем, что последние являются ослабленными зонами, где эрозионные процессы проходят с наибольшим рельефообразующим эффектом. Одна из главных особенностей многих крупных приразломных долин заключается в их консерватизме и унаследованном развитии от элементов доплиоценовой и более древней (мезозойской, палеозойской) гидросети. Этот консерватизм проявляется даже в условиях последующих тектонических поднятий (в результате которых образуются антецедентные участки долин), аккумулятивной деятельности материковых льдов и морских трансгрессий, нивелирующих прежний орографический план. Его можно объяснить лишь унаследованным развитием разрывных нарушений или отрицательных структурных форм.

Наибольшую вероятность трещинно-разрывной предопределенности имеют речные долины, расположенные в пределах положительных морфоструктур или на их склонах и обладающие определенными геоморфологическими особенностями (антецедентный характер, асимметрия поперечного профиля, спрямленные участки долин и русел, врезанные меандры и др.). Наименее вероятна связь между речными долинами и разрывными нарушениями на отрицательных морфоструктурах, где долины характеризуются морфографическими признаками неотектонических погружений (расширение террасового комплекса, пояса меандрирования, интенсивная заболоченность и заозеренность поймы и др.).

Второй вопрос сводится к тому, насколько полно отражает гидросеть трещинно-разрывные дислокации и от чего зависит полнота этого отражения. Во многих районах (Камчатка, Южный Урал, Иркутский амфитеатр и др.) гидросеть проявляет далеко не все системы трещин, а иногда наиболее отчетливо второстепенные из них, в то время как преобладающие системы или выражены слабо, или совсем не отражены в рисунке долин. Это свидетельствует об избирательной приуроченности речных долин к трещинным системам. В гидросети проявляются лишь те трещинно-разрывные дислокации, ориентировка которых соответствует первичным (тектоническим) и вторичным (эрозионным) уклонам.

Многообразие разноориентированных уклонов определяется степенью дифференцированности рельефообразующих движений различных по форме и простиранию платформенных блоков и увеличивается за счет образования многочисленных и разноориентированных речных долин. В районах с резко дифференцированными движениями это обеспечивает проявление всех или многих систем трещинно-разрывных дислокаций. Если земная поверхность устроена более просто и характеризуется несколькими разнонаправленными уклонами, то системы тре-

щин, ориентировка которых не совпадает с этими уклонами, могут быть совсем не выражены в рельефе. Гидросетью будут подчеркнуты второстепенные системы трещин в тех случаях, когда они совпадают по направлению с господствующими на этой территории экспозициями склонов.

Таким образом, направление речных долин определяется уклонами земной поверхности. Степень выраженности в гидросети трещинно-разрывных дислокаций всех систем зависит от разнообразия уклонов по простираниям, а четкость проявления разрывов каждой данной системы — от частоты чередования в пространстве уклонов, соответствующих по ориентировке азимутальному положению нарушений. В связи с чередованием разноориентированных уклонов вдоль зоны разрывного нарушения последняя проявляется в гидросети чаще всего не в виде сплошной зоны, а прерывисто [110]. Чем чаще повторяются склоны, соответствующие по простиранию данному разрыву, и чем ближе они расположены друг к другу, тем полнее выражается разрыв в рисунке речных долин.

### 35. Особенности проявления разрывных нарушений в рельефе шельфа

Многие геоморфологические признаки проявления разрывных нарушений на суше могут быть использованы при их выделении на шельфах, где широко развиты формы субаэрального происхождения. К ним относятся: 1) прямолинейные отрезки долин разного происхождения; 2) плановые согласованные смещения соседних долин и водоразделов; 3) характерные рисунки гидросети: взаимная параллельность и перпендикулярность, крестообразное, коленчатое и радиальное расположение долин, их резкие повороты, аномальное направление приустьевых участков притоков по отношению к главной долине; 4) речные долины с асимметричным поперечным профилем; 5) расположение на одной прямой или в единой зоне отрезков долин и прямолинейных водоразделов.

В пределах поверхностей неполного выравнивания следует проводить преобразования батиметрической поверхности, направленные на выявление подводной гидросети (см. § 25). Суммарная картина явно выраженных и выявленных речных долин отражает зоны разрывных нарушений, и в том числе разрывов без видимых смещений (диаклазы). На поверхностях полного абразионно-аккумулятивного выравнивания и неволновой аккумуляции диаклазы не выделяются. В их пределах следует рассчитывать на проявление в рельефе лишь разрывных нарушений с неотектоническими и гидростатическими (см. § 36) смещениями крыльев.

Сбросы в подводном рельефе обычно выражены в виде уступов или склонов повышенной крутизны (рис. 47, *в—е*), среди

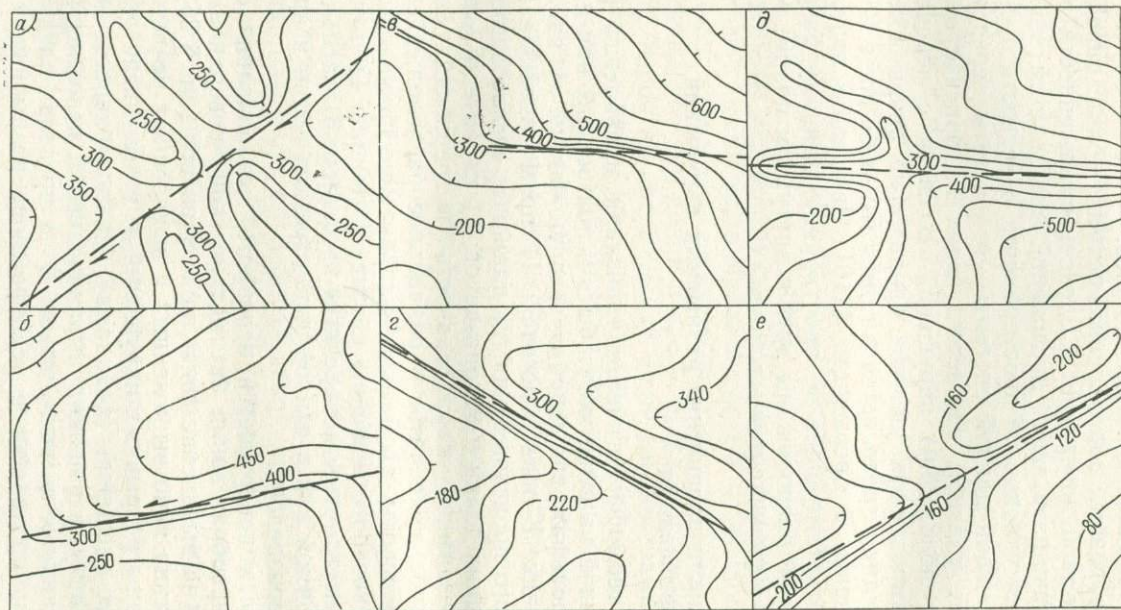


Рис. 47. Проявление разрывных нарушений в рисунке изобат на батиметрических картах.

которых можно выделить три генетически разные категории. К первой из них относятся образования, унаследованные от орографических уступов, сформировавшихся в субаэральных условиях. Поверхности этих уступов обычно осложнены субаэральными формами рельефа, в разной мере переработанными волновыми процессами. В качестве подтверждения тектонической предопределенности подобных образований отметим, что все относительно крупные орографические уступы платформенных равнин Сибири совпадают с различными признаками проявления зон разрывных нарушений в геофизических полях и толще осадочного чехла [154].

Уступы и склоны второй категории образовались в основном в условиях прибрежных зон, где они играли роль абразионных клифов, приуроченных к активно развивающимся сбросам. Обычно выровненные поверхности этих уступов могут быть осложнены волноприбойными нишами. Уступы и склоны третьей категории широко распространены в глубоководных шельфовых зонах, в областях неволновой аккумуляции и характеризуются осложняющими их гравитационными образованиями и относительно большими уклонами и перепадами глубин. Они контрастно выделяются на фоне относительно плоского рельефа, обрамляя внутришельфовые и окраинные желоба и впадины. К линейным элементам этой категории относятся также участки континентального склона. Сбросо-сдвиговые дислокации выражаются своеобразным рисунком изобат, в котором фиксируется горизонтальное смещение участков морского дна (рис. 47, а, б). Многие подводные долины явно субаэрального происхождения в зоне бровки континентального шельфа и батиметрически ниже ее продолжают в виде каньонов [200]. Наиболее вероятная причина образования последних заключается, по В. П. Зенковичу [209] и О. К. Леонтьеву [120], в активном развитии разрывных нарушений, которые в пределах шельфа часто представлены диаклазами и освоены долинами разного генезиса, а на континентальном склоне находятся в условиях интенсивного растяжения и представляют собой разрывные дислокации с зияющими полостями. Не исключено, что раздвиги проявляются в рельефе в таких элементах, как трогообразные линейные понижения, осложняющие крутые склоны впадин на Каспийском море, или окраинные желоба шельфа.

Основными признаками проявления разрывных нарушений на батиметрических картах глубоководных участков шельфа служат прямолинейные отрезки изобат, уменьшение заложения между ними и смещение изобат и форм подводного рельефа (рис. 47). Так же как в рельефе суши, эти признаки часто зашатают друг друга вдоль зоны разрывного нарушения.

В прибрежной зоне разрывные нарушения проявляются: 1) в прямолинейности береговой линии и зоны берегового склона, примером чего могут служить северный берег Кольского

полуострова, восточный берег Рижского залива; 2) в лагунных понижениях, имеющих вытянутую форму, а также фиордах с четко выраженными прямолинейными бортами [149]; 3) в выступах береговой линии и гребнях на бенче, отражающих выполненные разломы [145]; 4) в линейно вытянутых барах, для которых устанавливается их приуроченность к флексурам и цепочкам локальных структур, связанных с глубинными разломами фундамента [77]; 5) в узких заливах, часто повторяющихся по конфигурации на более древних и высоких надводных террасах [43]. Образование последних, а также волноприбойных ниш в береговых обрывах обусловлено интенсивным разрушением пород в зонах их повышенной трещиноватости, секущих береговую линию и ориентированных поперек фронта волны, вследствие компрессии воздуха в трещинах в момент удара волн.

### **36. О возможной роли гидроизостатических движений в развитии зон повышенной трещиноватости и проницаемости в осадочном чехле**

Большое значение в формировании зон повышенной трещиноватости и проницаемости, а также в геоморфологическом проявлении этих зон на шельфе имеют, судя по всему, процессы гидроизостазии. Эвстатические колебания уровня моря могут приводить к существенным вертикальным перемещениям крупных участков шельфа, заливаемых морскими водами в периоды трансгрессий и освобождающихся от них в регрессивные этапы. Это определяется стремлением данных участков занять такое положение, при котором будет восстановлено изостатическое равновесие, нарушенное наложением или снятием дополнительной нагрузки.

На явления гидроизостазии первым у нас в стране обратил внимание Н. И. Николаев [151]. Ссылаясь на специальные расчеты, он указывает что гидроизостатические опускания морского дна в периоды трансгрессий зависели от ряда факторов и могли составлять 1/3 величины подъема уровня моря. Прогибание земной коры, связанное с дополнительными нагрузками, обусловленными накоплением значительных по мощности толщ глетчерного льда (гляциоизостазия), оценивается в 1/3 или 2/7 мощности ледниковых покровов [63]. Максимальное гидроизостатическое погружение различных участков шельфа в послеледниковую трансгрессию достигает 45—70 м [221, 136]. Минимальные дополнительные нагрузки, способные вызвать гидроизостатические перемещения, могут составлять от 1 до 10 кгс/см<sup>2</sup>, а при условии их приложения к участкам с площадью не менее 10 000 км<sup>2</sup> не превышают нескольких килограммов-силы на 1 см<sup>2</sup> [215]. Такие нагрузки возникают при повышении уровня моря на десятки метров. Чем больше площади

территорий, испытывающих дополнительную нагрузку, тем меньшие значения этой нагрузки вызывают изостатическое перемещение соответствующих им блоков земной коры, тем более чутко данная территория реагирует на изменение нагрузки в ту или иную сторону.

Если все эти представления отражают истинную масштабность данного явления, то оно требует самого детального изучения, так как изостатические перемещения с такими амплитудами могут самым непосредственным образом влиять на многие геологические процессы, и в том числе на развитие структуры осадочного чехла, а также на миграцию и концентрацию углеводородов в его толще. Необходимо также внести существенные коррективы в наши представления о размахе эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Что же касается соотношения гидроизостатических перемещений и дифференцированных тектонических движений, то здесь можно говорить о том, что первые носят в основном фоновый характер и проявляются в перемещениях обширных по площади блоков земной коры, в пределах которых отдельные участки испытывают дифференцированное тектоническое развитие. Амплитуды гидроизостатических движений плавно изменяются в направлении, перпендикулярном к основному простиранию изобат\*, в соответствии с латерально перемещающимся «клином» водной массы в трансгрессии и регрессии по выположенной подводной поверхности.

Наряду с этим следует иметь в виду резкую дифференциацию гидроизостатических перемещений крупных по площади соседних участков, занимающих резко различное батиметрическое положение и отделенных друг от друга уступами или крутыми склонами. По зонам этих дизъюнктивно предопределенных уступов или склонов, разделяющих дифференцированно перемещающиеся участки земной коры, вероятно, происходят довольно существенные и неоднократные гидроизостатические подвиги, которые и обуславливают их аномально повышенную трещиноватость и проницаемость. В результате неоднократных колебаний уровня Мирового океана с амплитудами, измеряемыми сотнями метров, на обширных площадях в новейшее время многократно создавались и снимались нагрузки до  $10 \text{ кгс/см}^2$  и более.

Распределение и ликвидация нагрузок происходили неравномерно в зависимости от основных неровностей подводного рельефа. Наиболее резко они менялись в зонах уступов и крутых

---

\* Это направление в изменении амплитуд гидроизостатических движений определяет незначительность или отсутствие их влияния на деформации проходящих вдоль изобат отличительных линий и на используемые в морфометрическом анализе морфологические параметры рельефа, характеризующие его развитие в условиях прибрежной зоны, при которых эффект гидроизостазии практически равен нулю.

склонов разного происхождения. Реакция на латеральную неравномерность нагрузок, зависящая не только от относительных превышений, крутизны и ширины склонов и уступов, но также и от площадей разделяемых ими участков дна, должна приводить к дифференцированным перемещениям отдельных участков земной коры относительно друг друга. Учитывая скорости плиоцен-четвертичных трансгрессий, скорости восстановления нарушенного изостатического равновесия [8], а также влияние последних (аналогично скоростям пластичных тектонических деформаций) на возможное образование трещиноватости в осадочном чехле, границы этих участков, имеющие четкое геоморфологическое выражение, можно рассматривать в качестве зон повышенной трещиноватости и проницаемости пород осадочного чехла.

Своеобразной моделью гидроизостатических процессов на шельфе является заполнение водой искусственных водоемов, урез воды которых находится значительно выше уреза воды в расположенном ниже створа плотины отрезке реки. Известно, что заполнение водой водохранилища вызывает повышенную сейсмичность в створе плотины, который, вероятно, служит границей относительно стабильного и изостатически погружающегося (в связи с дополнительной нагрузкой) блоков земной коры. На шельфе масштабы гидроизостатических процессов должны значительно превышать явления, связанные с возведением гидротехнических сооружений, так как колебания уровня моря измеряются не десятками, а сотнями метров, а возникновение и снятие дополнительных нагрузок испытывают огромные по площади пространства.

На примере одного из районов шельфа рассмотрим возможные особенности изостатических перемещений отдельных блоков земной коры в позднепоследледниковую трансгрессию (рис. 48). Подъем уровня моря на 100 м определил дополнительную нагрузку, которую на большей части этой территории (от зоны А до зоны С) можно считать одинаковой с учетом глубин, почти всюду превышающих амплитуду подъема уровня моря. Однако одинаковая нагрузка определила различную реакцию на нее двух районов (АВ и ВС) вследствие их разной площади. Район ВС испытал более интенсивное погружение, чем район АВ, что, вероятно, отразилось в некотором смещении крыльев зоны В. Существенным было смещение этой впадины по зоне С относительно гидроизостатически неподвижной прибрежной низкой суши, стабильности которой обусловлена незначительным проникновением в ее пределы вод трансгрессирующего моря. Наиболее интенсивное гидроизостатическое смещение крыльев характерно для зоны А, которая отделяет высокую сушу, покрывавшуюся позднеплейстоценовыми ледниковыми покровами и испытывающую высокоамплитудное гляциоизостатическое поднятие, от резко тектонически и гидроизостатически погружаю-

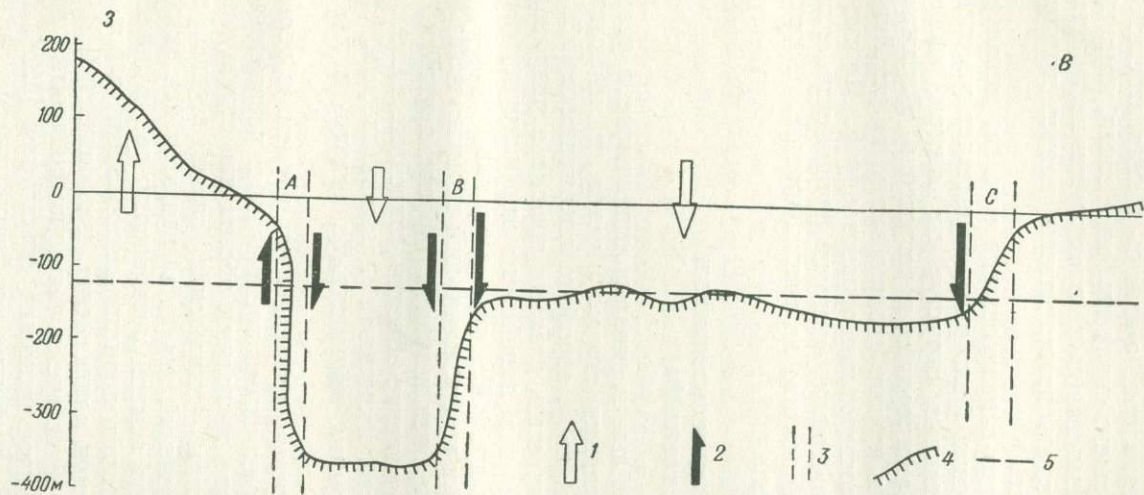


Рис. 48. Гипотетическая схема направленности гидростатических перемещений и зон повышенной трещиноватости. Направление и масштабы: 1 — изостатических перемещений участков земной коры, 2 — смещений крыльев предполагаемых разломов фундамента; 3 — предполагаемые зоны повышенной трещиноватости и проницаемости в осадочном чехле; 4 — поверхность морского дна; 5 — уровень моря во время максимального развития гримальдийской регрессии.

щегося желоба. Граница этих двух блоков проходит не по современной береговой линии, а по ныне затопленной зоне конечного-моренных комплексов, образованных, вероятно, в эпоху максимального развития долинных ледников.

Исходя из представлений о гляцио- и гидроизостазии следует ожидать наибольшего свала глубин в зонах, которые разделяют области, испытывающие на протяжении последних 20 тыс. лет максимальные гляциоизостатический подъем и гидроизостатическое погружение.

Не исключено, что гидроизостазия есть тот механизм, который наряду с другими факторами определяет унаследованное развитие дизъюнктивных структур на плитах, неоднократно подвергавшихся трансгрессиям и регрессиям. Отражающие их в рельефе уступы и крутые склоны являются устойчивыми во времени геоморфологическими образованиями. Многие из этих образований приурочены к разломам фундамента, испытывающим постоянное обновление за счет гидроизостатических перемещений их крыльев.

### 37. Методика выделения линеаментов в рельефе суши и шельфа

Различные линейные элементы, выделяемые в рельефе при прогнозе дизъюнктивных структур чехла, называются разрывами и трещинами [220], аэрофотолинеаментами [230], линеаментной трещиноватостью, следами трещин и разрывов, линеаментами [33, 213] или линейными морфоструктурами [139]. И. Г. Гольбрайх и др. [142] дали детальный критический разбор этих терминов и предложили свой термин «мега трещиноватость». Он, так же как и многие другие, неудачен, так как ставит геоморфологические объекты (линейные элементы рельефа) в один ряд с геологическими (дизъюнктивными) структурами — разнопорядковыми нарушениями (макро- и микротрещинами).

При выборе термина для линейных элементов рельефа, связанных с разнопорядковыми трещинами и разрывами, необходимо учитывать, что он должен обозначать структурно-геоморфологические объекты — выражения (следы) в рельефе трещино-разрывных нарушений, исключая при этом как дизъюнктивы, не проникающие до земной поверхности, так и линейные элементы нетектонического происхождения. Этим условиям вполне удовлетворяет термин «линеамент», предложенный В. Хоббсом в 1904 г. и в последнее время чаще употребляемый по отношению к крупным дизъюнктивным структурам [193]. При этом линеаментами или линейными морфоструктурами следует называть не все линейные элементы рельефа [212], а лишь те из них, тектоническая предопределенность которых с той или иной степенью достоверности установлена. Необходимость отличать

их от прочих линейных образований обнаруживается в практике структурно-геоморфологических исследований [226], когда в ходе анализа фиксируются сначала все линейные элементы, а затем проводится их разбраковка и выделяются линеаменты.

Структурно-геоморфологические исследования, направленные на выделение линеаментов, включают в себя такую последовательность работ.

1. Выделение и фиксация линейных элементов.

2. Проверка их связи с разрывными нарушениями и отбраковка линий нетектонического происхождения.

3. Последующие преобразования и интерпретация карты линейных элементов рельефа и выделение линеаментов.

На суше линейные элементы рельефа представлены многочисленными линиями, полосами, зонами, границами участков с различными тональностью, плотностью фотоизображения, цветом на аэрофотоматериалах, рисунком горизонталей и речных долин на топокартах. На шельфе к ним относятся перечисленные (см. § 36) элементы субаэрального и субаквального рельефа, которые выделяются как непосредственно на батиметрической карте, так и на различных вторичных построениях — картах уклонов, градиентов, расчлененности, локальной составляющей, отличительных линий и др. (см. § 23—25). Все эти элементы фиксируются на карте линейных элементов рельефа в виде линий и зон разной протяженности.

Наличие или отсутствие связи между отдельными линейными образованиями и известными разрывными нарушениями может определяться в результате: а) непосредственного прослеживания первых на шельфе (методами ЗГЛ, электроразведки и др.) и в прибрежной части суши (в результате геологического картирования); б) выяснения планового соотношения линейных элементов рельефа с признаками проявления разрывных нарушений в геофизических полях и в осадочном чехле (см. § 39).

Параллельно с фиксацией линейных элементов отбраковываются линии явно нетектонического происхождения, к которым на суше относятся элементы эоловой (полосы дюн и бархан) и флювиогляциальной (озы) морфоскульптуры, а также прямые полосы и линии, связанные с хозяйственной деятельностью человека (просеки, дороги, границы угодий), а на шельфе — прямолинейные границы размываемых течениями прибрежных аккумулятивных образований, промывы в устьях, гряды на бенчах, затопленные береговые валы и др. Формальными критериями отбраковки линейных элементов возможно нетектонического происхождения являются их протяженность и положение в общей совокупности этих элементов определенных простираний. Первый критерий основан на положении [33, 34] о том, что степень вероятности трещинной предопределенности прямолинейных элементов возрастает с увеличением их протяженности, так как экзогенные процессы в силу своего

непостоянства не могут создавать достаточно протяженных прямолинейных образований. Для реализации второго критерия отбраковки проводится анизотропное преобразование — создается набор карт избранных простираций [226, 142]. Серию этих карт наиболее целесообразно составлять для диапазонов азимутальных углов, соответствующих шести системам планетарной трещиноватости с азимутами 0 и 270, 30 и 300, 60 и 330° [33]. Их построение осуществляется путем последовательного выбора из исходной карты линейных элементов заданного направления. Интерпретация карт сводится к выделению соответственно ориентированных разнопорядковых зон повышенной концентрации линейных элементов. Эти зоны можно рассматривать как наиболее достоверные следы проявления разрывных нарушений в рельефе (линеаменты). Линии, расположенные за пределами линеаментов, условно считаются «случайными». Так как их тектоническая предопределенность вызывает сомнение, то они отбраковываются. Таким образом, интерпретация карт избранных простираций дает возможность перейти от линейных элементов рельефа к линеаментам (по терминологии П. Хамана [226], от микролинеаментов к макроразрывам). Достоверность выделенных линеаментов возрастает по мере увеличения их протяженности и уменьшения ширины.

Карты избранных простираций целесообразно составлять только применительно к тем районам шельфа, рельеф которых представлен поверхностями расчленения с контрастно выраженными формами субаэрального происхождения. При этом в качестве исходного материала могут служить детальные батиметрические карты, на которых выделяются линейные элементы согласно признакам проявления разрывных нарушений, установленным в субаэральном рельефе (см. § 35) и на шельфе (см. рис. 47). Так как большинство батиметрических карт составлено в прямоугольной проекции Меркатора, выделение на них линейных элементов избранных простираций сводится к наложению на карту прозрачной основы с серией параллельных линий, ориентированных в соответствии со средним азимутом избранного диапазона азимутальных углов. На этой основе фиксируется положение выделенных линейных элементов, которые затем группируются в зоны.

Однако, как показывает опыт наземных и морских структурно-геоморфологических исследований, интерпретация карт избранных простираций без дополнительных преобразований не всегда приводит к однозначному выделению линеаментов, так как последние могут проявляться в совокупностях линейных элементов, группирующихся в слабовыраженные зоны их повышенной концентрации. Однозначное выделение линеаментов может быть осуществлено на карте густоты линейных элементов, составленной в результате определения их количества или суммарной длины с использованием не изометричной, а вытяну-

той (в соответствии с избранным простиранием) прямоугольной палетки способом скользящего окна. Выраженные в рисунке изолиний густоты зоны повышенной концентрации линейных элементов могут рассматриваться в качестве линеаментов.

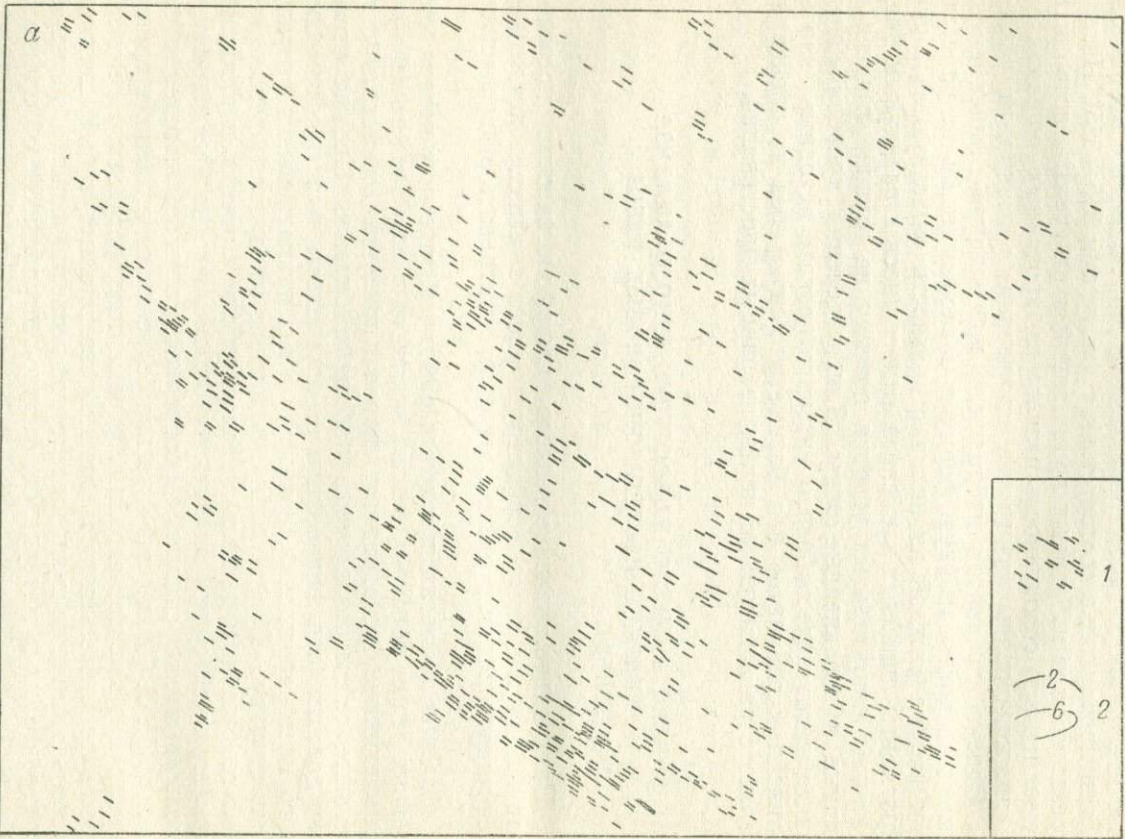
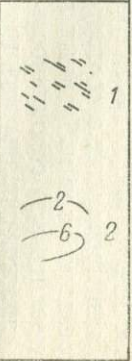
Комплект карт избранных простираний и их густоты был составлен Б. Г. Федоровым и нами на шельфовую область, рельеф которой представлен в основном поверхностями интенсивного субазарального расчленения. На рис. 49 изображена одна из шести пар таких карт, составленная для линейных элементов, ориентированных в соответствии с азимутами 315—345°. Интерпретация карт избранных простираний и их густоты позволила выделить всю совокупность разноориентированных линеаментов и прогнозировать разрывные нарушения в осадочном чехле.

Однако на картах избранных простираний линеаменты, имеющие криволинейную форму в плане, выделить не удастся, так как на каждой из них в отдельности фиксируются лишь фрагменты линейных элементов, относящиеся к различным диапазонам азимутальных углов и поэтому не группирующиеся в единые криволинейные зоны. Для выделения криволинейных линеаментов целесообразно интерпретировать исходные карты (линейных элементов или батиметрическую) без их предварительного разложения на карты избранных простираний.

## **ХII. ЗАДАЧИ И МЕСТО МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА В КОМПЛЕКСЕ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ШЕЛЬФЕ**

Прикладное значение геолого-геоморфологических исследований, и в том числе морфоструктурного анализа, в комплексе нефтегазопромысловых работ следует рассматривать в двух аспектах.

1. Опыт нефтегазопромысловых работ на суше показывает, что первые этапы поисков должны включать в себя геолого-геоморфологические исследования, которые призваны опережать площадные сейсморазведочные работы и бурение. Прежде всего они должны быть направлены на определение участков возможного местонахождения антиклинальных пликативных и разрывных структур. В сочетании с анализом материалов региональной геофизики и данных о геологическом строении и развитии прилегающей суши геолого-геоморфологические исследования шельфа можно считать своеобразной «службой наведения на цель» (Н. Г. Чочиа) значительно более дорогостоящих и трудоемких морских исследований. Кроме того, результаты геолого-геоморфологических исследований шельфа могут быть широко использованы для нужд инженерной геологии, поисков россыпей и строительных материалов, физико-географического прогноза и т. д.



a

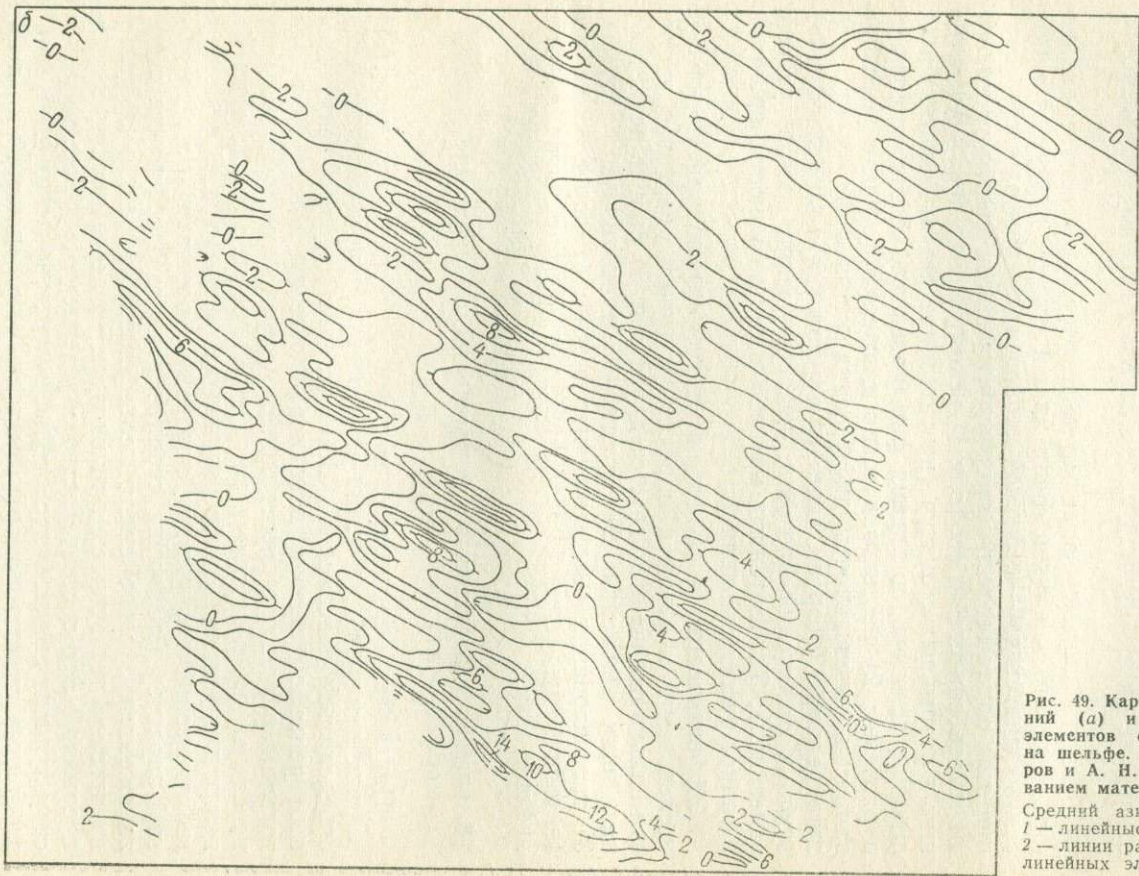


Рис. 49. Карта избранных простираний (а) и густоты (б) линейных элементов субаэрального рельефа на шельфе. Составили Б. Г. Федоров и А. Н. Ласточкин с использованием материалов Г. Г. Матишова. Средний азимут простирания 330°. 1 — линейные элементы рельефа; 2 — линии равных значений густоты линейных элементов.

2. Наряду с прогнозом геологической структуры нефтегазонасных областей требуется детальное изучение неотектонических движений и других геологических процессов, протекавших и развивающихся в новейший тектонический этап, которые, как это установлено [114, 154, 181 и др.], могут оказывать существенное влияние как на формирование, так и на разрушение углеводородных скоплений. Оценка неотектонических условий формирования и размещения залежей нефти и газа является второй не менее важной задачей геолого-геоморфологических исследований.

Решение данных задач осуществляется на основе единого методического аппарата. Если их постановка диктуется запросами «заказчика» — нефтяной геологии, то возможности решения этих задач геолого-геоморфологическими методами вытекают из особенностей и свойств: 1) искомым объектов — пликативных и разрывных структур (неотектоническая активность) и залежей углеводородов (время формирования, состав, положение в разрезе); 2) неотектонических движений (степень унаследованности, интенсивность, дифференцированность); 3) подводного рельефа (возраст, генезис, морфология); 4) рельефообразующих отложений (возраст, литологический состав, условия залегания); 5) экзогенных процессов (интенсивность, пространственное распространение).

Эффективность и возможности геолого-геоморфологических исследований в целом и морфоструктурного анализа в частности сильно отличаются друг от друга при: 1) оценке рельефообразующих движений; 2) прогнозе пликативных структур; 3) трассировании разрывных нарушений; 4) определении неотектонических условий размещения и формирования залежей нефти и газа.

### **38. Оценка неотектонических движений и содержание морфоструктурной карты**

Направленность, интенсивность и дифференцированность новейших движений методами морфоструктурного анализа могут определяться повсеместно. В областях с древним денудационным рельефом оценка этих характеристик может быть дана только в результате проведения структурно-геоморфологических исследований, в то время как геологические методы в их пределах для решения данной задачи не применимы. В отличие от геологической информации, которая на площади носит дискретный характер (скважины, станции донного опробования и др.), заложённая в современном рельефе информация о сформировавшихся его тектонических движениях является практически непрерывной. Это обстоятельство определяет особое место морфоструктурного анализа при оценке неотектонических движений в комплексе геолого-геоморфологических исследований и нефте-

газопоисковых работ. Его применение в совокупности с другими геолого-геоморфологическими методами обеспечивает оценку тех показателей, которые характеризуют неотектонические условия формирования и размещения залежей нефти и газа.

В результате морфоструктурного анализа дается количественная или качественная оценка новейших движений. Количественная оценка может быть осуществлена в абсолютных величинах — метрах деформаций подводных террас или их элементов (см. рис. 47) или в виде относительных безразмерных величин (см. рис. 42, 46). Являясь наиболее совершенной, эта форма оценки движений и отражения морфоструктурного плана имеет и отрицательную сторону, заключающуюся в том, что количественная оценка предусматривает применение лишь одного метода из всего комплекса структурно-геоморфологических исследований или анализ и тектоническую интерпретацию всего одной характеристики рельефа.

Качественная оценка новейших движений основана на комплексном анализе всей совокупности морфографических признаков проявления морфоструктур и результатов применения различных структурно-геоморфологических методов, геоморфологического картирования, способов и приемов картометрических исследований с привлечением необходимой и имеющейся в распоряжении составителя геолого-геофизической информации о рельефообразующих отложениях, тектоническом строении и развитии изучаемого района. Результатом этого анализа должен служить итоговый картографический документ структурно-геоморфологических исследований — морфоструктурная карта.

По поводу названия, содержания и принципов составления итоговых картографических документов структурно-геоморфологических исследований до сих пор нет общих представлений. Проведенная во Всесоюзном научно-исследовательском геологоразведочном нефтяном институте (ВНИГНИ) Л. П. Полкановой работа по унификации легенд таких карт показала, что большинство исследователей под итоговыми документами морфоструктурного анализа понимают структурно-геоморфологические карты двух типов. Составление карт первого типа предусматривает наряду с отражением морфоструктурных (активных структурных) элементов историко-морфогенетическую характеристику рельефа. Это направление в морфоструктурном картировании смыкается с представлениями о включении в содержание общей геоморфологической карты морфоструктурной нагрузки (см. § 19). Структурно-геоморфологические карты данного типа ничем принципиально не отличаются от общих геоморфологических. Большая часть их содержания не характеризует морфоструктуры, которые в связи с обычной перегрузкой карт не получают на них всестороннего отражения. Чаще всего на таких картах наносятся только контуры или оси активных структур или морфоструктур. Структурно-геоморфологические

карты другого типа содержат выборочную характеристику форм и элементов форм рельефа — признаки проявления активных структур и тектонических движений [137], а также неполную характеристику морфоструктур (активных структур).

Рассмотренные структурно-геоморфологические карты включают в себя как фактический материал (обоснование выделенных морфоструктур), так и результаты его интерпретации. Такое смешение двух принципов картирования неминуемо приводит к эклектичности, перегрузке карт и дублированию содержания общегеоморфологической карты. Как показывает опыт, в итоговых картографических документах, например на геологических и тектонических картах, приводится наиболее полная характеристика объектов картирования (литолого-стратиграфических комплексов, структурно-тектонических образований) без отражения фактического материала, на основании которого они выделены.

Анализ содержания многих современных структурно-геоморфологических карт показывает, что диагностика изображенных на ней морфоструктур проводится не по всему комплексу данных, а чаще всего лишь в результате структурно-тектонической интерпретации характеристик рельефа на геоморфологической карте или анализа морфографических признаков проявления тектонических движений. Другие методические направления структурно-геоморфологических исследований (анализ деформаций поверхностей выравнивания, морфометрические методы, комплекс приемов, направленных на выявление линейных морфоструктур) не были реализованы при их составлении.

Еще один недостаток многих структурно-геоморфологических карт, естественно, вытекает из представлений о морфоструктуре как о выраженной в рельефе геологической структуре (см. § 2). Так как в рельефе проявляются не все, а только неотектонически активные структуры, то последние обычно показываются в виде разобщенных, не связанных в единую систему (морфоструктурного плана) и не соподчиненных друг другу контуров. При этом чаще всего изображаются только положительные локальные структуры — возможные структурные ловушки нефти и газа. Это резко снижает не только теоретическое, но и практическое значение итоговых документов структурно-геоморфологических исследований, которые направлены не только на прогноз структур, но и на решение других задач нефтегазопысковых работ. Такое содержание структурно-геоморфологических карт может создать неверные представления о том, что рельефообразующие движения характеризуются только положительным знаком и проявляются на отдельных изолированных участках прогнозируемых структур, а окружающие их пространства тектонически стабильны.

Итоговый картографический документ структурно-геоморфологических исследований, претендующий на всестороннее отра-

жение морфоструктуры рельефообразующих движений изученного района, должен содержать элементы морфоструктурного районирования, полную характеристику площадных и линейных морфоструктур, в том числе количественную в виде линий равных значений деформаций поверхностей выравнивания или безразмерных величин.

Под морфоструктурной областью или районом понимается участок, характеризующийся территориальной целостностью и единством процесса рельефообразования в его пределах. Это единство определяется относительной однородностью тектонических движений (общая направленность, интенсивность, дифференцированность), экзогенных процессов, рельефообразующих отложений (литологический состав, возраст, условия залегания), а также общностью развития (одновозрастность рельефа). Все это в свою очередь определяет единый механизм взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, общие особенности геоморфологического проявления тектонических движений, общие критерии, методы и возможности диагностики морфоструктур и активных структур чехла в их пределах.

Мелкомасштабное морфоструктурное типологическое районирование шельфа должно основываться прежде всего на его разделении по структурно-тектоническим условиям на разновозрастные платформы и складчатые области [158]. Это разделение учитывает различную степень унаследованности, интенсивность и дифференцированность тектонических движений на шельфах, в свою очередь подразделяющихся по знаку и интенсивности неотектонических движений на области поднятий (лишенные покрова новейших отложений), слабых (обычно мелководных), умеренных (неритовая зона шельфа) и высокоамплитудных (батиальная зона шельфа или аваншельф, внутренние и краевые желоба) погружений. По особенностям экзогенных процессов и их взаимодействию с тектоническими движениями в пределах перечисленных категорий выделяются области современных прибрежных зон, развития абразионно-аккумулятивных поверхностей, с рельефом субаэрального происхождения, неволновой аккумуляции и др.

Морфоструктурные области и районы следует отражать на морфоструктурной карте разными видами штриховки. Ареальные морфоструктуры показывают не только контурами, но и по возможности изолиниями, дающими количественную оценку рельефообразующих движений. Использование соответствующих картографических средств дает возможность отразить на карте знак, размеры, соподчиненность морфоструктур и их установленное или возможное соотношение с геологическими структурами. Последняя характеристика направлена на решение первой задачи морфоструктурного анализа — прогноз структурных ловушек и зон нефтегазонакопления, а остальные — на решение

второй: оценку неотектонических условий формирования и размещение залежей нефти и газа.

Знак морфоструктуры или принадлежность ее к нейтральным, переходным или «однокрылым» (тектонически обусловленным склонам, аналогичным моноклиналям на тектонической карте) морфоструктурным образованиям показывается цветом линиями границ. Соподчиненность и размеры морфоструктур отражаются разной интенсивностью цветового тона. Усиление тона идет в направлении от крупных морфоструктур к осложняющим их более мелким с учетом соподчиненности. В результате этого совокупность морфоструктур отражает морфоструктурный план аналогично картам изолиний с послойной раскраской. Установленное и предполагаемое соотношения морфоструктур с геологическими структурами показываются различными видами крапа и могут быть подчеркнуты двойными линиями границ контура или части контура морфоструктур — прогнозируемых активных структур. Линейные морфоструктуры отражаются на карте линиями и зонами разной толщины с указанием степени активности, амплитуд и направленности перемещений их крыльев, установленного или предполагаемого их соотношения с разрывными нарушениями в фундаменте и чехле.

### 39. Прогноз пликативных структур осадочного чехла

Основными факторами, определяющими эффективность структурно-геоморфологических исследований при прогнозе геологических структур, являются их неотектоническая активность, соотношение унаследованной и автономной составляющих в неотектогенезе. Рассмотренный выше (см. § 1) материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Доля унаследованной составляющей увеличивается в направлении от мелких структур к более крупным, от древних к более молодым (по заложению) и при уменьшении мощностей чехла в прибортовых зонах и сохранении общей тенденции к прогибанию в центральных частях плит.

2. Новообразование пликативных структур в новейшее время происходит наиболее интенсивно в прибортовых зонах, зонах крупных разломов с характерными для них резкими изменениями тектонических режимов.

3. С увеличением амплитуд общих унаследованных поднятий на суше и, вероятно, прогибаний на современных шельфах возрастают контрастность новообразованных структур и степень их проникновения вниз по разрезу вплоть до создания сквозных новообразованных дислокаций, которые могут быть не менее перспективными в отношении нефтегазоносности, чем структуры древнего заложения.

Следует отметить, что из рассмотренных геолого-геоморфологических методов выявления пликативных структур осадочного чехла непосредственно на прогноз последних (вне зависимости от их неотектонической активности) направлено лишь геологическое картирование (см. § 15). Учитывая возможные перестройки структурных планов в объеме новейшего тектонического этапа, наиболее эффективным для прогноза пликативных структур следует считать тот метод, который позволяет определить направленность и интенсивность тектонических движений за наиболее продолжительный отрезок геологического времени. При условии неотектонической, и в том числе голоценовой, активности структур доновейшего заложения они могут быть выделены всеми геолого-геоморфологическими методами. Однако у каждого из них есть свои ограничения. В связи с резкими изменениями мощностей и пестротой фациального состава новейших отложений, часто обусловленных нетектоническими причинами (см. § 16), их анализ может не дать должного эффекта. Еще в большей степени это относится к анализу донных отложений, особенно в районах с субаэральным рельефом (см. § 17), вследствие многофакторности распределения их гранулометрических и минералогических характеристик и узкого временного диапазона отраженных в этом распределении тектонических движений.

Границы применения методов морфоструктурного анализа также определяются многими обстоятельствами. По сравнению с другими геолого-геоморфологическими методами они существенно расширяются за счет практической непрерывности информации о рельефе, возможности точной и детальной количественной оценки его характеристик. Эффективность прогноза пликативных структур методами морфоструктурного анализа существенно зависит от некоторых геоморфологических особенностей и прежде всего от возраста рельефа. Чем древнее рельеф, тем больше вероятность и контрастность проявления в нем неотектонически активных структур.

В районах развития поверхностей расчленения и полного выравнивания каждый структурно-геоморфологический метод обладает разной эффективностью. Так, метод анализа деформаций отличительных линий применим на поверхностях выравнивания и не может быть использован в областях с субаэральным рельефом, где вместе с тем могут быть широко использованы морфографические признаки проявления активных структур, которые отсутствуют на выровненных поверхностях. Наиболее эффективны структурно-геоморфологические исследования на поверхностях неполного выравнивания, где часто может быть использован весь методический арсенал морфоструктурного анализа. В районах неволновой аккумуляции эффективность структурно-геоморфологических исследований минимальна и их воз-

возможности ограничиваются оконтуриванием явных морфоструктур.

В отношении некоторых зарубежных шельфовых областей установлено [32], что геофизические и буровые работы, проводимые без предварительных структурно-геоморфологических исследований, оказываются в морских условиях более (на 60—70%) дорогостоящими. Рассматривая вопрос об экономической эффективности морфоструктурного анализа, необходимо также иметь в виду, что в большей части районов структурно-геоморфологические исследования могут основываться главным образом на богатейших материалах, уже собранных в результате проведения гидрографических исследований, и что затраты на работы по морфоструктурному анализу на 4—5 порядков меньше стоимости сейсморазведки и бурения на шельфах.

Прогноз пликативных структур базируется на выводах, полученных при совместном анализе результатов геолого-геоморфологических исследований и геолого-геофизических данных о тектоническом строении и развитии прилегающей суши, эталонных участков или всего изучаемого района (по материалам региональных геолого-геофизических профилей). Такой анализ необходим для оценки неотектонической активности структур и определения их планового соотношения с выделенными морфоструктурами, с одной стороны, и с аномалиями гравимагнитных полей — с другой. Установление закономерностей этих соотношений позволяет перейти к прогнозу пликативных структур.

При прогнозе пликативных структур результаты структурно-геоморфологических исследований не ограничиваются выделенными и рекомендованными участками возможного положения антиклинальных дислокаций. Основываясь на явлении унаследованности простираций, представлениях о решетчатом расположении структурных и морфоструктурных зон (см. § 3), с помощью морфоструктурного анализа можно осуществлять прогноз ориентировки структур без точного указания их местонахождения или указывать на приблизительное положение крупных структурных зон. Это в свою очередь позволит более обоснованно планировать сейсморазведочные и другие геофизические работы и выбирать наиболее рациональное направление галсов для региональных геолого-геофизических профилей. Кроме того, многие выделенные в результате морфоструктурного анализа крупные разрывные нарушения могут быть зонами повышенной концентрации структурных ловушек нефти и газа, что опять-таки следует учитывать при планировании дальнейших нефтегазопроисловых работ. Вся эта имеющая прогнозное значение информация об ориентировке и положении крупных структур и о возможной концентрации локальных структурных форм может быть извлечена из морфоструктурной карты, составленной по рассмотренным выше принципам.

#### 40. Трассирование разрывных нарушений

Современное состояние методики выделения разрывных нарушений в осадочном чехле на шельфах характеризуется довольно ограниченными возможностями анализа материалов региональной геофизики (гравимагнитных полей) и фиксирования в осадочном чехле по данным региональной сейсморазведки сбросов (при их значительной амплитуде и благоприятных сейсмогеологических условиях). Отрицательная сторона анализа геофизических полей — главного, а для многих шельфовых областей единственного источника информации о дизъюнктивных структурах фундамента — заключается в отсутствии до сих пор четких и объективных критериев диагностики многих разломов, что наглядно иллюстрируется, например, сопоставлением многочисленных карт и схем разломов Западно-Сибирской плиты. Последнее показало, что если все линии и зоны разрывных нарушений, выделенные в гравимагнитных полях, этой территории принять за 100%, то из их общего числа только около 30% выделяются однозначно всеми исследователями. К таким зонам относятся главным образом крупные разломы, согласные со структурой фундамента, или краевые швы, разграничивающие складчатые области разного возраста консолидации, и структурно-формационные зоны.

Выделение остальных нарушений, и особенно секущих, зависит от методического подхода при интерпретации и от характера геофизических полей. Гравитационное и главным образом магнитное поля, как известно, во многом обусловлены вещественным составом и структурой складчатого основания. Выделенные при их анализе разломы в основном были заложены и проявились в геосинклинальный и постгеосинклинальный этапы развития современных платформенных областей. Многие из них были «залечены» внедрившимися магматическими породами и в связи с утерей своей активности не проникли в осадочный чехол. Вместе с тем новообразованные в платформенный этап разломы отражаются в геофизических полях лишь при условии существенных горизонтальных и вертикальных смещений их крыльев. Кроме того, не все разломы при развитии геосинклинальных систем сопровождаются магматическими проявлениями и связаны с резкими изменениями литологических характеристик субстрата. В подтверждение этого можно сослаться на современные геосинклинальные области, разрывные структуры которых далеко не полностью отражены в гравимагнитных полях. Таким образом, анализ геофизических полей не позволяет выделить всю совокупность разрывных структур, и в том числе тех, которые развивались в платформенный этап и определяли миграцию углеводородов, а также формирование многих ловушек и залежей нефти и газа.

Трассирование разрывных нарушений по данным сейсморазведки и бурения также ограничено на различных территориях по разным причинам (неблагоприятные сейсмогеологические условия, труднодоступность и слабая изученность районов, отсутствие или ненадежность критериев выделения разрывных зон в тех случаях, когда они не проявляются в осадочном чехле в виде четко выраженных сбросов и флексур). Многие разрывы на суше и в шельфовых областях с субаэральным рельефом не могут быть обнаружены методами геологической съемки или в связи с мощным покровом новейших отложений, или в связи с тем, что именно они в первую очередь осваивались долинами постоянных и временных водотоков.

Так как разрывные нарушения выражены в субаэральном рельефе повсеместно, то морфоструктурный анализ, направленный на их обнаружение, может быть использован на суше и на расчлененных поверхностях шельфа. Однако эффективность его будет различна и связана в основном со степенью дифференцированности рельефообразующих движений. Районы резко дифференцированных движений отдельных блоков характеризуются большим разнообразием разнонаправленных уклонов земной поверхности, что и определяет большие возможности проявления разрывов в подводной гидрографической сети; на простых моноклиналях и склонах вероятность обнаружения разрывных нарушений значительно уменьшается (см. § 34).

Существенную роль в геоморфологическом проявлении разрывов играет мощность новейших отложений, увеличение которой сокращает количество проникающих до поверхности разрывов. На поверхностях полного абразионно-аккумулятивного выравнивания и неволновой аккумуляции при помощи структурно-геоморфологических исследований можно выделить только разрывные нарушения с существенными вертикальными смещениями их крыльев. В связи с гидростатическими перемещениями особое прогностическое значение имеют подводные уступы, которые во многих случаях могут быть следами проявления зон повышенной трещиноватости и проницаемости в осадочном чехле. И все другие выделенные в результате морфоструктурного анализа линейные элементы значительной протяженности могут рассматриваться как зоны пересечения плоскостей разрывных нарушений с подводной поверхностью. Многие из них, являясь границами ареальных морфоструктур, характеризуются «глубокими корнями» и связаны с разломами, ограничивающими соответствующие этим морфоструктурам дифференцированно перемещающиеся в новейшее время блоки фундамента.

Наибольшей эффективности в прогнозировании разрывных нарушений на шельфе можно достичь лишь при условии сочетания всех геолого-геофизических методов их обнаружения, а также обязательного включения в этот комплекс исследований морфоструктурного анализа. Значимость последнего в данном

случае определяется тем, что он направлен на обнаружение разрывных нарушений, проявляющихся в осадочном чехле, и активных в платформенный (в том числе новейший) этап, т. е. именно тех структур, которые во многом определили пути миграции углеводородов и формирование (разрушение) их современных скоплений [114].

Комплексный анализ материалов структурно-геоморфологических и геолого-геофизических исследований подразумевает прежде всего определение планового соотношения признаков проявления разрывных нарушений: 1) в геофизических полях (отражающих в основном разломы в фундаменте); 2) на геологических и структурных картах по разным горизонтам осадочного чехла; 3) в рельефе. К первым относятся оси линейных аномалий, цепочки аномалий, границы разнородных полей (по простираанию и морфологии аномалий, по их уровню и знаку), зоны горизонтальных градиентов и ступеней, линии разрывов и смещений аномалий в плане и т. д.; ко вторым — линии сбросов, зоны флексур и флексуобразных перегибов, аномальных углов падения слоев, закартированные дайки и разрывы в рельефообразующих породах; к третьим — морфографические признаки и их сочетания (линеаменты — зоны, выделенные при анализе исходных карт и карт избранных простирааний линейных элементов). Сейчас, вероятно, можно назвать два варианта комплексного анализа структурно-геоморфологических и геолого-геофизических материалов [110].

1. При изучении элементов разломной тектоники «снизу вверх» определяется проявление выделенных в фундаменте и чехле разломов в морфографических признаках и вторичных построениях. Если выделенный в гравимагнитных полях разлом так или иначе выражен в рельефе, то можно считать, что он проявляется во всей толще осадочного чехла. Достоверность этого вывода повышается в соответствии с увеличением протяженности совпадающих в плане элементов в полях и рельефе. При этом варианте геофизические материалы принимаются за наиболее достоверные, хотя, как было сказано выше, они отражают далеко не все дизъюнктивные структуры фундамента и неоднозначно интерпретируются.

2. Независимый друг от друга анализ геофизических полей, геологических материалов и выделение разрывных нарушений в рельефе, сведение всех признаков выделенных дизъюнктивных нарушений на карту фактического материала и их плановое сопоставление. Такой путь был реализован нами на территориях Восточно-Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [114, 154], на Балтийском, Каспийском и других морях.

Комплексный анализ всех геофизических (аэромагнитных, гидромагнитных, гравиметрических, сейсмических, сейсмологических) данных и материалов структурно-геоморфологических исследований позволили А. В. Глазуновой, А. Г. Зинченко и

А. Н. Ласточкину составить карту разрывных нарушений Каспийского моря (рис. 50), на которой выделены три основных типа дизъюнктивных дислокаций: разломы фундамента, проникновение которых в осадочный чехол не установлено, разломы фундамента, секущие всю толщу осадочного чехла, и разрывные нарушения в верхней части осадочной толщи. Перемещение блоков фундамента по этим разломам определило главные морфоструктурные особенности подводного рельефа: бровку шельфа, конфигурацию глубоководных впадин, каньонообразные понижения на бортах впадин и др.

Для ряда линейных морфоструктур по геоморфологическим данным установлены существенные не только вертикальные, но и горизонтальные смещения, которые подтверждаются и геофизическими материалами. В пределах моря трассируются линеаменты, соответствующие и не соответствующие\* в плане признакам проявления разломов фундамента в геофизических полях. Среди последних наиболее уверенно выделяются те линейные морфоструктуры, в зонах которых фиксируются новейшие вертикальные подвижки. Наибольшей неотектонической активностью характеризуются более молодые разломы северо-восточного простирания. Выделение на Каспии разломов, секущих всю толщу осадочного чехла, имеет существенное нефтегазопоисковое значение, так как они рассматриваются в качестве одного из важнейших факторов, определяющих формирование и разрушение углеводородных скоплений на окружающей суше как в пределах Альпийской складчатой зоны, так и на молодой и древней плитах.

#### **41. Определение неотектонических условий формирования и размещения залежей нефти и газа**

Проблема определения роли неотектонических движений в формировании и размещении залежей нефти и газа была поставлена недавно применительно к нефтегазоносным областям на суше в результате как геолого-геоморфологических исследований, так и развития теории нефтяной геологии [114, 154, 181 и др.]. Правомерность ее постановки основывается: на многочисленных и разносторонних данных о молодом возрасте многих залежей не только газа, но и нефти как в мезозойско-кайнозойских отложениях на эпигерцинских плитах, в предгорных впадинах и прогибах, так и в палеозойских отложениях на древних платформах; на современных представлениях о механизме и интенсивности миграции углеводородов, образования и разрушения их скоплений; на наличии эмпирически установленных связей между неотектоническими (морфоструктурными) характеристиками и показателями нефтегазоносности.

---

\* К последним также относятся линеаменты, соотношение которых с признаками проявления разломов в геофизических полях не установлено.

Все это позволяет говорить о том, что формирование молодых, доформирование и разрушение более древних залежей нефти и газа в разной степени контролируются неотектонической активностью структурных ловушек доновейшего заложения, знаком, интенсивностью и дифференцированностью автономных и унаследованных новейших движений, а также тесно взаимодействующими с ними процессами: эвстатическими колебаниями уровня моря, гидростатическими перемещениями участков земной коры, образованием и деградацией многолетней мерзлоты, наступлением и таянием ледниковых покровов. Вся совокупность этих факторов оказывает прямое (изменение объема и гипсометрического положения ловушек, увеличение плотности и раскрытости трещин и др.) и косвенное (через изменение термобарических условий в продуктивных горизонтах) влияние на формирование и разрушение углеводородных скоплений как на современной суше, так и в пределах шельфов, где большая часть этих залежей всего 17—25 тыс. лет назад находилась выше уровня Мирового океана.

Если по геологическому строению шельфы принципиально не отличаются от современной суши, то в отношении их развития в новейший тектонический этап этого сказать нельзя. Большинство из них испытали погружение в неоген-четвертичное время, что и определило своеобразие неотектонических условий перемещения углеводородов и формирование их скоплений.

Неотектонические движения отрицательного знака определяют своеобразную гидродинамическую обстановку на шельфах. Дифференциация платформенных равнин как артезианских бассейнов на области питания и разгрузки подземных вод соответствует не современному структурному плану платформенных равнин, сформированному на протяжении всего платформенного этапа развития плит, а основным элементам морфоструктуры, созданным молодыми и (или) новейшими движениями. В региональном плане неотектонические движения определяют гипсометрическое положение областей преобладающего питания и разгрузки соответственно с нисходящими и восходящими движениями подземных вод. Часто гидроизопезы почти полностью повторяют в плане горизонтали земной поверхности и изобазы на картах новейшей тектоники. Примерами основных и местных областей питания с характерными для них пониженными значениями геотемпературного поля являются соответственно Валдайская возвышенность и Северные Увалы в пределах Среднерусского артезианского бассейна [114]. Область разгрузки этого бассейна включает в себя прилегающую часть Балтийского моря.

В Западно-Сибирском артезианском бассейне, где кроме основных областей питания (окаин плит, вовлеченных в новейшее поднятие горных обрамлений) также предполагаются и

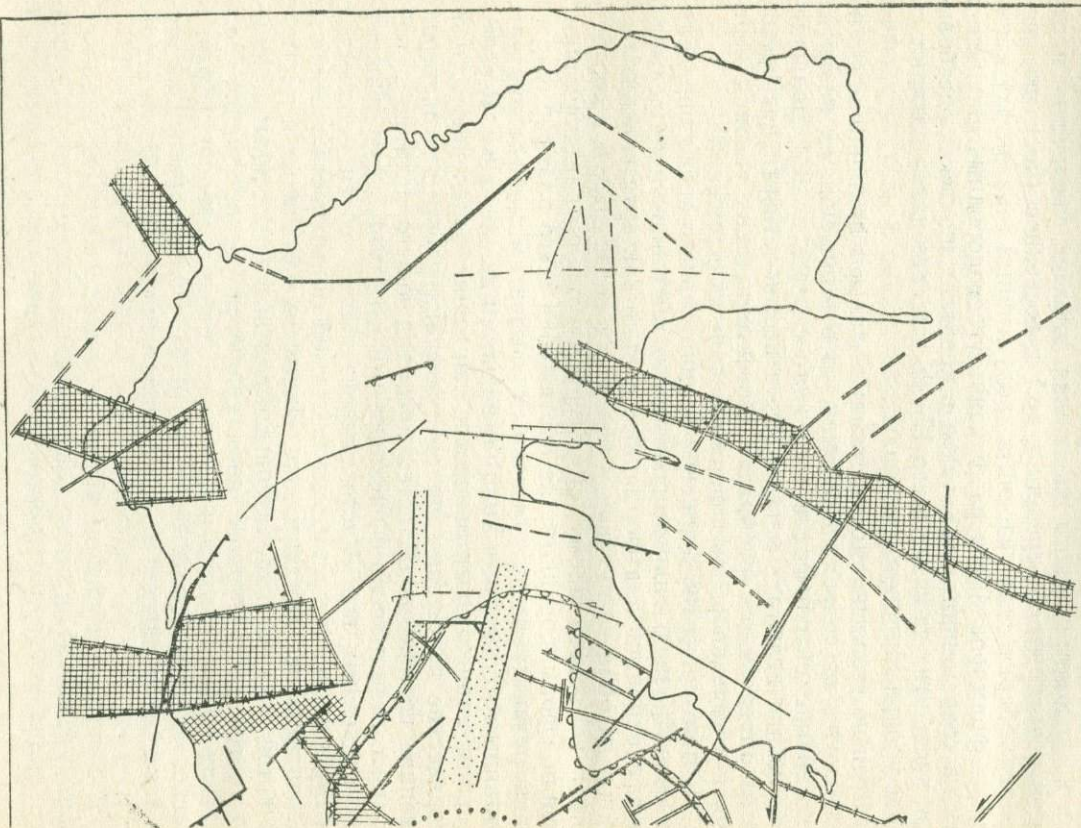
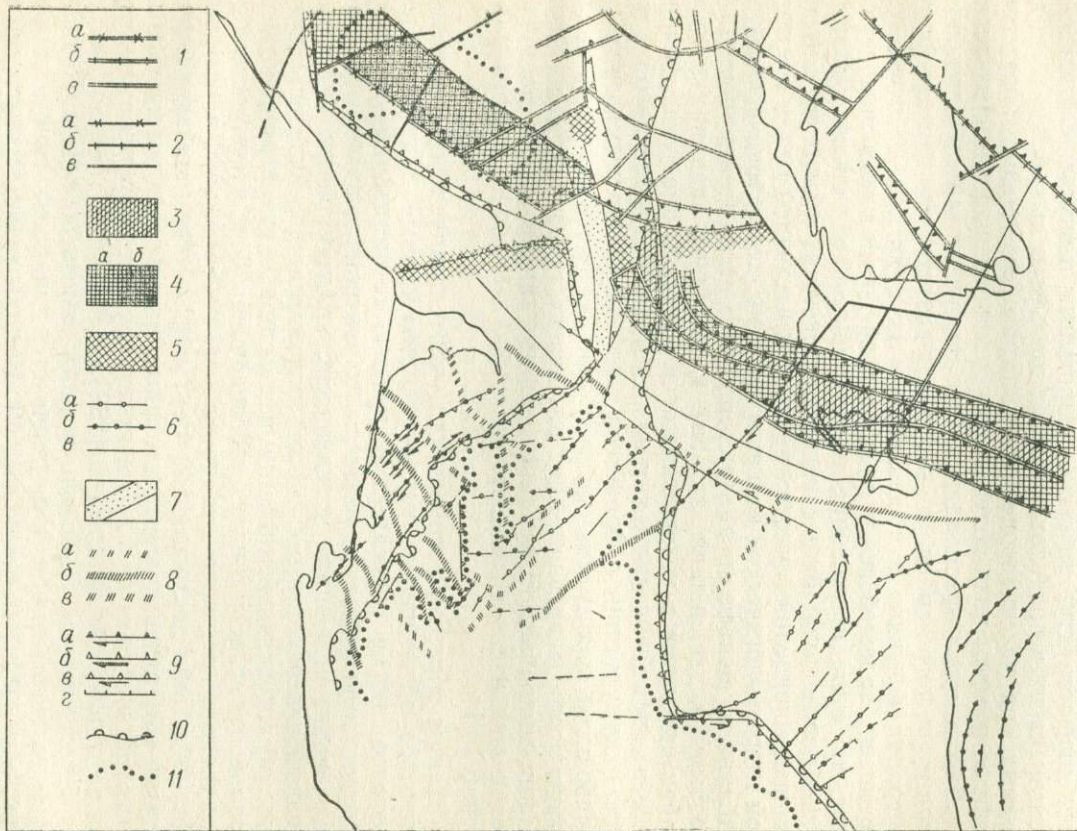


Рис. 50. Схематическая карта разрывных нарушений Каспийской зоны погружения. Составили А. В. Глазунова, А. Г. Зинченко, А. Н. Ласточкин с использованием материалов Управления геологии Туркменской ССР, НПО «Южморгео», ВНИИ-геофизики и других данных.

Разломы и горсто-грабеновые структуры фундамента: 1 — разломы, проникновение которых в осадочный чехол не установлено (*a* — разграничивающие современные платформенные и складчатую области, *b* — разграничивающие крупные структурно-формационные зоны, *в* — поперечные типа сбросо-сдвигов); 2 — разломы, секущие всю толщу осадочного чехла в платформенной области (*a* — разграничивающие современные платформенные и складчатую области, *b* — разграничивающие крупные структурно-формационные зоны фундамента, *в* — поперечные типа сбросо-сдвигов); 3 — горсты; 4 — грабены не выраженные (*a*) и выраженные (*b*) в рельефе; 5 — положительные складчато-глыбовые структуры фундамента. Разрывные нарушения и антиклинальные зоны в осадочной толще: 6 — разрывные нарушения, выделенные в складчатой области по аэромагнитным (*a*), аэромагнитным и геолого-геоморфологическим (*b*) и геолого-геоморфологическим (складчатая и платформенная области) данным (*в*); 7 — зоны



разрывных нарушений, выраженные в виде подводных каньонобразных понижений; 8—оси антиклинальных зон в осадочной толще складчатой области, выделенные по аэромагнитным (а), аэрогеоморфологическим (б), геолого-геоморфологическим (в) данным; 9—вертикальные и горизонтальные смещения крыльев разрывных нарушений по геофизическим (а), геофизическим и геолого-геоморфологическим (б) и предполагаемые по геолого-геоморфологическим данным с существенными (в) и малыми (г) амплитудами; 10—контуры глубоководных впадин (бровка шельфа); 11—подножия склонов глубоководных впадин.

местные, соответствующие крупным положительным морфоструктурам (Сибирские Увалы, Приобское плато, Обь-Чумышский водораздел), отмечается падение уровней мезозойских водоносных комплексов к приосевой части плиты и главное — на север [188].

Можно привести еще много примеров по другим артезианским бассейнам, свидетельствующих о том, что континентальные склоны и шельфы являются главными областями разгрузки подземных вод на континентах. Латеральное перемещение флюидов по генеральным направлениям от основных положительных морфоструктур на суше к окраинным и внутренним морям, разгрузка их в пределах склона и шельфа и выделение из подземных вод углеводородов во многом обеспечивают богатство нефтью и газом недр подводного цоколя континентальных плит.

Вместе с тем преобладающие на шельфе новейшие движения отрицательного знака в целом препятствуют вертикальной миграции флюидов и обеспечивают лучшую, чем на суше, сохранность залежей нефти и газа. В то время как господствующие на суше восходящие неотектонические движения вследствие повышенной (относительно доновейших подвижек) интенсивности привели во многих районах к частичной или даже полной гидрогеологической раскрытости недр, неотектонические прогибания на шельфе определили меньшую раскрытость трещинно-разрывных дислокаций, которые в новейших впадинах и прогибах находятся в условиях сжатия [114]. Кроме того, отрицательные новейшие движения на шельфе обусловили преобладание аккумулятивных процессов над денудационными, что не приводит к такому уменьшению горного давления и как следствие этого к превращению в верхних горизонтах осадочной толщи микротрещин в макротрещины, как это имеет место на воздымающихся и подвергающихся денудации территориях суши.

Таким образом, особенности неотектонического развития шельфов обеспечивают как более интенсивный подток углеводородов, так и относительно лучшую герметизацию их недр. Однако в шельфовых областях, характеризующихся наиболее активными новейшими движениями, зафиксированы многочисленные поверхностные нефтегазопроявления, свидетельствующие об интенсивной миграции и выходе в гидросферу не только газообразных, но и жидких углеводородов. Так, например, дебит единичного морского источника на побережье Калифорнии Кол-Ойл-Пойн достигает 140 т/сутки [233]. Там же аквалангистами обнаружены многочисленные выходящие потоки нефти высотой над дном до 10 м, а также крупные асфальтовые купола на подводной поверхности [208].

По данным ЗГЛ большая часть залежей углеводородов в Мексиканском заливе характеризуется газопроявлениями в толще воды и донных осадков [232]. Выходы газов на поверхность

дна зафиксированы методом ЗГЛ на Каспийском море. Широко известны также многочисленные факты выброса штормовыми волнами больших кусков твердого битума на берегах Черного и Каспийского морей. Общее количество нефти, попадающей в море из подводных природных источников (которых сейчас насчитывается около 190 [233]), оценивается в  $0,6 \cdot 10^6$  [233]— $5 \cdot 10^6$  т/год [232]. Это позволяет считать, что наиболее существенное загрязнение океана нефтью происходит в результате ее естественного (продолжающегося в течение сотен тысяч и миллионов лет) просачивания со дна, а не за счет сброса нефтепродуктов человеком в последнее столетие. Данные цифры, а также наличие на шельфе многих залежей с аномально высокими пластовыми давлениями [228, 130 и др.], непосредственная фиксация современного образования нефти в подводных осадочных бассейнах [232] подтверждают многочисленные и разносторонние свидетельства [114] о молодом возрасте современных залежей нефти и газа не только на суше, но и на шельфе.

Однако разгрузка подземных вод происходит в пределах шельфа неравномерно. Зоны значительных понижений уровней водоносных комплексов соответствуют в плане крупным подводным долинам субаэрального происхождения, которые в регрессивные эпохи играли такую же роль зон разгрузки, какую в настоящее время выполняют многие крупные речные долины на суше [188, 114 и др.]. В связи с низким положением уровня Мирового океана, особенно в период максимальной регрессии, и более глубокими эрозионными врезами ныне подводные долины оказывали, вероятно, гораздо большее влияние на гидродинамическую обстановку, чем современные относительно слабоврезанные долины. В низовьях крупных долин рек, где по характеру изменения статистических уровней установлены древние (имевшие место в эпоху максимальной регрессии) зоны разгрузки, в настоящее время разгрузка не осуществляется, так как уровни подземных вод мезозойских горизонтов расположены ниже их современных продольных профилей [188].

Разгрузка подземных вод в подводных долинах обусловлена не только интенсивностью эрозионного расчленения древней суши. Ей способствовали дизъюнктивные нарушения, к которым приурочены многие долины субаэрального происхождения, а также уменьшение горного давления за счет снятия нагрузки в результате эрозионной деятельности рек. Принимая во внимание приуроченность многих месторождений нефти и газа на суше к речным долинам [114 и др.], следует указать на то, что выявление и картирование подводных долин на шельфе имеют определенное нефтегазопромысловое значение.

Увеличения разгрузки подземных вод, кроме того, следует ожидать на абразионных участках шельфа, соответствующих небольшим по площади, но контрастным положительным морфоструктурам, где господствуют условия относительного растя-

жения трещинно-разрывных дислокаций и срезание больших объемов горных пород способствует превращению микротрещин в макротрещины. Однако наиболее интенсивная разгрузка подземных вод имеет место, судя по всему, в зонах подводных уступов и крутых склонов на шельфе и прежде всего на континентальных склонах. Уступы и крутые склоны чаще всего приурочены к дизъюнктивным нарушениям не только с тектоническими смещениями крыльев, но и с постоянным их обновлением в связи с дифференцированными гидроизостатическими перемещениями разделенных ими блоков.

Континентальные склоны, приуроченные обычно к крупнейшим дислокациям сбросового типа, развиваются в условиях наиболее мощного растяжения. На их поверхности выходят зияющие полости разломов. Если последние ориентированы поперек основного направления изобат, то многие из них проявляются в рельефе в виде подводных каньонов, природа которых активно обсуждается в литературе [67, 120, 207, 208, 209 и др.]. И хотя гипотеза Джонсона о происхождении подводных каньонов рядом исследователей [209] считается несостоятельной, нам представляется, что интенсивная разгрузка подземных вод в пределах каньонов может объяснить многие, неясные до сих пор особенности их развития: наличие течений с большой скоростью, транспортировку материала по ним без участия мутьевых потоков и, самое главное, катастрофическое увеличение скорости течения, приводящее к разрывам подводных кабелей во время землетрясений [208]. Эта гипотеза находит свое подтверждение в дизъюнктивной предопределенности подводных каньонов. Данные представления также удовлетворительно объясняют различные плановые соотношения каньонов с подводными долинами субаэрального происхождения, приуроченность многих из которых к дизъюнктивным дислокациям установлена в результате геоморфологических исследований на суше.

Вероятно, континентальные склоны, приуроченные к крупнейшим и наиболее активно развивающимся в новейшее время разломам земной коры, следует считать главными зонами контакта подземной гидросферы с Мировым океаном.

Значительное влияние оказали унаследованные неотектонические движения на объемы структурных ловушек, которые, как правило, увеличиваются при переходе с суши на шельф как за счет расширения площадей, так и в результате прироста амплитуд. При этом, так же как на суше [114], запасы нефти и газа определяются не только объемом полностью сформировавшейся ловушки, но и приростом ее амплитуд в самые последние отрезки геологического времени. Так, по данным Т. А. Малышевой [136], промышленные запасы нефти и газа в каждой тектонической зоне Южно-Каспийской впадины находятся в экстремальной зависимости от прироста амплитуд структур в позднемiocен-четвертичное время. С увеличением прироста ампли-

туд ловушек за этот этап развития возрастает их насыщенность углеводородами, в то время как рост этих же структур в среднем-плиоцене никак не сказывается на количестве извлеченных запасов. Резкое увеличение прироста амплитуд в позднем плиоцене — антропогене способствует разрушению залежей нефти и газа. Данные Т. А. Малышевой дополняют многочисленные результаты анализа развития структурных ловушек на суше, которые свидетельствуют о самом недавнем времени их насыщения углеводородами [114].

Таким образом, с увеличением погружений на шельфе в связи с возрастанием доли унаследованной составляющей в неотектогенезе (см. § 1) следует ожидать большей насыщенности структурных ловушек углеводородами. В наиболее погруженных участках шельфа и зонах, примыкающих к континентальному склону, резкое увеличение прироста амплитуд структур доновейшего заложения, новообразование ловушек и интенсивное развитие дизъюнктивных дислокаций при слабых изолирующих свойствах покрышек могут приводить к недонасыщенности структурных ловушек углеводородами и расформированию залежей нефти и газа. Вместе с тем качественные покрышки обеспечивают значительное увеличение объемов структурных ловушек, стратиграфического этажа нефтегазоносности и запасов нефти и газа в направлении от суши к континентальному склону.

Эвстатические перемещения уровня Мирового океана также оказывают существенное влияние на гидродинамические и термобарические условия в осадочной толще на шельфах и прилегающей суше. Регрессии приводят к охлаждению недр, снижению пластовых давлений и как следствие этого к интенсивному выделению газа из подземных вод в свободную фазу, усилению подвижности и разгрузки вод и их потенциальной способности приносить в ловушки углеводороды. Например, понижение уровня моря относительно Западно-Сибирской плиты в миоцен-плиоценовую регрессию обусловило снижение пластового давления по разным оценкам от 20—40 до 80—100 кгс/см<sup>2</sup> [114]. По расчетам А. Е. Гуревича [56], при снижении уровня Мирового океана на 200—500 м из каждого кубического метра подземных вод может выделиться 0,2—0,5 м<sup>3</sup> газа.

Не исключено, что повсеместное формирование многих молодых залежей нефти и газа на планете связано с эвстатической историей Мирового океана. Даже в самые «регрессивные» века геоморфологического этапа развития Земли — ладинский, барремский и датский — древняя суша занимала всего лишь 86, 80 и 86% соответственно от современной суши нашей страны [10]. Такая «регрессивность» неотектонического этапа по сравнению с доновейшим временем проступает еще более ярко, если учесть, что максимально высоким положение континентов относительно уровня Мирового океана было в период мощной миоцен-

плиоценовой регрессии, когда его воды отступили до современных глубин в несколько сотен метров.

Интенсивность снижения уровня Мирового океана относительно континентальных плит, которое имело место на протяжении всего мезозой-кайнозоя, резко возросла именно в новейшее время. Из данных В. А. Шлейникова [21] следует, что скорость снижения уровня океана за последние 1,6 млн. лет на порядок выше таковой в предыдущие 90 млн. лет. Это в определенной мере согласуется с представлениями В. Б. Порфирьева [166] и других о повсеместном миоценовом возрасте залежей нефти и газа, так как общепланетарное опускание уровня Мирового океана в новейшее время относительно континентов должно было неминуемо привести к существенному охлаждению недр и резкому повсеместному снижению пластового давления в продуктивных горизонтах. Падение пластовых палеотемператур в мезозой-кайнозое, зафиксированное, в частности, в Тимано-Печорской области (П. И. Мотовилов) и в других районах, связано, вероятно, именно с общей тенденцией к снижению уровня Мирового океана в это время. На Западно-Сибирской плите установлено [147], что в предчетвертичное время температуры в альб-сеноманском комплексе были ниже современных на 14—23° С. Это снижение связано с интенсивным охлаждением недр плиты в эпоху максимальной регрессии.

Учитывая ход эвстатических колебаний уровня Мирового океана в неогене и антропогене (см. рис. 12) с позиции представлений о молодом возрасте углеводородных скоплений [114], интересно проследить распределение преимущественно газо- и нефтеносных районов относительно разновозрастных поверхностей выравнивания в современном рельефе. Если преимущественно газоносные районы приурочены в основном к территориям с молодыми аккумулятивными поверхностями (например, на Западно-Сибирской равнине, Вилюйской низменности), недавно вышедшими из-под уровня моря и (или) незначительно поднятыми над ними, то вторые чаще всего пространственно связаны с равнинами с древним, высоким и сильнорасчлененным рельефом.

Закономерности связи между неотектоническими характеристиками и показателями нефтегазоносности сформулированы нами ранее [114] по отношению к нефтегазоносным областям на суше. Многие из них, вероятно, справедливы для морских месторождений. Применительно к шельфам можно высказать только сугубо общие и предварительные прогнозы, которые вытекают из рассмотренных выше особенностей их развития в новейшее время и для каждой нефтегазоносной области нуждаются в конкретизации и проверке.

1. Так же как на суше, на шельфах перспективными в отношении нефтегазоносности являются любые по времени заложения положительные структуры. Так как из всех названных наи-

более перспективны структуры, активные и новообразованные в самые последние отрезки геологического времени, наибольшие плотности запасов ожидаются в значительно погружающихся районах шельфа, где структурные ловушки характеризуются максимальными приростами амплитуд.

2. С увеличением активности структур и амплитуд автономных новейших движений положительного знака в пределах отдельных морфоструктур возрастает стратиграфический этаж нефтегазоносности и плотности запасов. Однако тот и другой факторы способствуют концентрации углеводородов только при определенном диапазоне амплитуд унаследованных и автономных подвижек, обусловленном глубиной залегания продуктивных горизонтов и литологическими условиями. За верхним пределом указанного диапазона эти факторы приобретают отрицательное значение, препятствуя концентрации углеводородов. При высоком качестве покрышек наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности (при прочих равных и благоприятных условиях) следует считать зоны крупных подводных долин, уступов и крутых склонов на шельфе, т. е. те участки, для которых характерна наиболее интенсивная разгрузка подземных вод. Менее благоприятные литологические условия делают более предпочтительными нейтральные, а также отрицательные морфоструктуры, не осложненные активно развивающимися разрывными нарушениями.

Анализ неотектонических условий размещения и формирования залежей углеводородов должен базироваться на результатах проведения всего комплекса геолого-геоморфологических исследований и применения прямых методов поисков нефти и газа в совокупности с оценкой других критериев нефтегазоносности. Этот анализ сводится к выявлению связей между неотектоническими и морфоструктурными характеристиками (приросты амплитуд структур, абсолютные амплитуды и горизонтальные градиенты амплитуд новейших движений, знак морфоструктур, деформации поверхностей выравнивания и отличительных линий, активность разрывных структур и др.) и показателями нефтегазоносности (запасы, стратиграфический этаж, фазовый и химический состав углеводородов и др.), а также к использованию этих связей при комплексной оценке перспектив нефтегазоносности.

Как показывает опыт ИГиРГИ и ВНИГРИ, большой эффективности на шельфе следует ожидать от комплексирования геолого-геоморфологических исследований с прямыми методами поисков нефти и газа. При этом микробиологические, геохимические и другие аномалии позволяют выявить зоны и участки интенсивной вертикальной миграции углеводородов, а не их залежи. Наиболее яркое проявление залежей нефти и газа в различных аномалиях на подводной поверхности возможно на неотектонически активных структурах или структурах, слабо

(не) активных, но осложняющих подымающиеся в новейшее время блоки или расположенных в зонах повышенных градиентов движений. На меньшую эффективность прямых методов следует рассчитывать на неактивных структурах и структурах, расположенных в зонах интенсивных опусканий. Ограничения в использовании методов прямых поисков нефти и газа в значительной степени определяются неотектоническими условиями на шельфе.

Таким образом, с развитием в этом направлении геолого-геоморфологических исследований в целом и морфоструктурного анализа в частности связано решение ряда важнейших теоретических вопросов нефтяной геологии (время формирования залежей, вопросы миграции и др.) и более обоснованная оценка перспектив и прогноз нефтегазоносности на шельфе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе изложены теоретические представления о рельефообразующих факторах и их взаимодействии на шельфе и методические разработки, включающие в себя обоснование предлагаемых или используемых методов и приемов, принципы, порядок и результаты их применения. К выводам теоретического характера относятся следующие.

1. Рассмотренные представления о рельефо- и структурообразующей роли одновременно проявляющихся в пространстве и времени унаследованных и автономных тектонических движений способствовали оценке реальных возможностей структурно-геоморфологических методов при прогнозе геологического строения осадочного чехла на суше и шельфе и новому определению понятия «морфоструктура». В результате структурно-геоморфологических исследований могут быть выявлены только неотектонически активные структуры доновейшего заложения и новообразованные (наложенные и сквозные) структурные формы. Неактивные в новейший тектонический этап (погребенные и сквозные) структуры находятся за пределами возможностей морфоструктурного анализа.

2. Объектами изучения структурной геоморфологии являются площадные и линейные морфоструктуры и создавшие их рельефообразующие движения. Под площадными морфоструктурами понимаются разные по площади участки земной поверхности, испытывающие в качестве единого целого разнонаправленные и различные по амплитуде тектонические движения. Линеаменты есть формы выражения в земной поверхности подвижек по неотектонически активным разрывным нарушениям.

3. Важнейшая закономерность геоморфологического и структурного проявления тектонических движений в пространстве — это группировка создаваемых ими разнопорядковых морфоструктур и структур в линейные взаимно пересекающиеся зоны. Используя указанную закономерность, а также наследование движений, структур и простираний в геологическом времени, можно более уверенно прогнозировать отдельные структуры, структурные зоны и ориентировку последних в пределах шельфа.

4. Основные черты современного рельефа шельфа сформиро-

вались главным образом в результате взаимодействия дифференцированных тектонических движений и абразионно-аккумулятивных процессов, связанных с деятельностью волн и волновых течений, в условиях плиоцен-четвертичных трансгрессий Мирового океана и общих эпейрогенических опусканий шельфовых зон. Абразионно-аккумулятивные процессы в каждый данный момент активно проявляются в пределах маломощной зоны волнового воздействия или прибрежной зоны и, в отличие от субэкральных экзогенных процессов, направлены не на расчленение, а на выравнивание рельефа. В развитии рельефа прибрежной зоны выделяются: а) стадия собственно выравнивания, когда абразионно-аккумулятивные процессы характеризуются преимущественно продольной (по отношению к берегу) направленностью и приводят к переработке и уничтожению субэкральных форм рельефа, и б) стадия выполаживания, в течение которой преобладает поперечная направленность процессов, приводящая к трансформации профиля подводного склона. Ниже поднимающейся зоны волнового воздействия в связи со слабым рельефообразующим эффектом неволновой аккумуляции и глубинных течений на большей части шельфовых областей поверхности попадают в условия относительной консервации по отношению к экзогенным процессам. Это обеспечивает сохранность не (частично) разрушенных форм субэкрального происхождения и форм рельефа, созданных в прибрежных условиях.

5. Эвстатические колебания уровня Мирового океана обусловили многие существенные особенности рельефа современного шельфа и суши. Колебательный характер перемещений уровня моря в небольшие отрезки времени определяет общую направленность абразионно-аккумулятивных процессов на выравнивание рельефа прибрежной зоны. Колебательному ходу перемещений уровня Мирового океана на протяжении всей геологической (в том числе новейшей) истории в широком вертикальном диапазоне обязана выровненность рельефа платформенных равнин.

6. Основными геолого-геоморфологическими следствиями эвстатических колебаний на шельфе, связанными с крайней неравномерностью подъема уровня океана в плиоцен-четвертичные трансгрессии, являются: а) разная степень переработанности волновыми процессами субэкрального рельефа и донных отложений на разных глубинах, чем объясняется наличие эвстатического фона в распределении морфологических характеристик подводной поверхности и гранулометрических параметров донных осадков; б) общие особенности строения поперечного профиля подводных склонов, заключающиеся в закономерном чередовании по вертикали зон повышенных и пониженных уклонов, разделенных зонами выпуклых и вогнутых перегибов склонов. Эти зоны и их осевые (отличительные) линии фиксируют опре-

деленные события в эвстатической истории Мирового океана (бассейна) и в момент своего формирования занимали горизонтальное положение. Данные образования могут быть использованы для создания на шельфе «геоморфологической стратиграфии» и в морфоструктурном анализе.

7. Эвстатические колебания уровня Мирового океана, кроме того, определяют существенные изменения термобарических условий в осадочном чехле, и в том числе в продуктивных горизонтах, и возможное образование зон повышенной трещиноватости и проницаемости земной коры, связанные с многократными разнонаправленными гидроизостатическими перемещениями ее крупных сегментов.

8. Выровненность (степень переработки субаэральных форм рельефа) и выположенность подводных поверхностей на шельфе связаны с продолжительностью их пребывания в зоне волнового воздействия, которая определяется соотношением скоростей подъема уровня моря в плиоцен-четвертичные трансгрессии и дифференцированных тектонических движений, а также знаком последних. Наибольшая выровненность поверхности ожидается в пределах положительных морфоструктур, испытывающих высокоамплитудные поднятия, наименьшая выровненность и лучшая сохранность субаэральных форм рельефа — на отрицательных морфоструктурах, характеризующихся интенсивными погружениями.

Результатами разработки методического аппарата геолого-геоморфологических исследований на шельфе явились следующие выводы, методы и приемы.

1. В геолого-геоморфологических исследованиях важное значение имеет геологическое картирование доновейших отложений для обнаружения структур, при котором необходимым и достаточным является составление по данным ЗГЛ или аэрофотосъемки литолого-стратиграфических карт. При этом предусматривается определение состава и последовательности напластования слоев; геологический возраст слоев может быть не определен или установлен ориентировочно.

2. В отличие от традиционной методики создания карт четвертичных отложений, которая не отвечает задачам геолого-геоморфологических исследований, методам и техническим средствам сбора информации на шельфе, предлагается вслед за Б. Г. Федоровым [165] использовать литолого-стратиграфический принцип, принятый в общем геологическом картировании.

3. Изучение донных осадков, имеющее существенные ограничения как метод оценки современных движений, но необходимое для решения вопросов о генезисе и возрасте рельефа, должно проводиться с учетом эвстатического фона в распределении гранулометрических и минералогических характеристик на поверхностях абразионно-аккумулятивного выравнивания.

4. Предложенная методика количественной оценки соотношения простираний геологических структур и современных прибрежных зон может быть использована при экстраполяции структурных форм с суши на море и определении их выраженности в рельефе прибрежной зоны, а также при анализе структурных планов по разным горизонтам осадочного чехла.

5. Решение вопросов о принципах составления, содержании и распределении изобразительных средств между характеристиками рельефа на геоморфологической карте предусматривает использование последней как основы структурно-геоморфологических исследований, отражающей морфоструктурный план шельфа и дающей полное представление об истории развития, генезисе и морфологии подводного рельефа. Наиболее объективной и информативной в структурно-тектоническом отношении является морфологическая характеристика рельефа, с отражения которой и следует начинать создание геоморфологической карты.

6. Сформулированы задачи, виды и приемы картометрических исследований на шельфе. К задачам, решение которых необходимо как при общем геоморфологическом изучении и картировании шельфа, так и при его морфоструктурном анализе, относятся: выявление, прослеживание и точная фиксация в пространстве различных форм и элементов рельефа, определение морфологических характеристик и особенностей подводных поверхностей и оценка рельефообразующих движений.

7. Впервые изложена методика отдельной количественной оценки расчлененности и уклонов поверхности шельфа по эхogramмам, батиметрическим и навигационным картам и планшетах промера.

8. Предложена методика определения морфологических особенностей подводного рельефа с использованием аппарата математической статистики.

9. Впервые по отношению к рельефу использована методика «анизотропных» преобразований с применением вытянутых палеток.

Перечисленные в п. 7—9 приемы могут быть широко использованы при геоморфологическом картировании при поисках россыпей, инженерно-геологических исследованиях, а также в морфоструктурном анализе.

10. Разработан морфометрический метод количественной оценки рельефообразующих движений на шельфе, дано его теоретическое обоснование, изложены принципы его применения в морфоструктурном анализе.

11. Анализ деформаций часто нечетко выраженных в подводном рельефе террас с обычно узкими и наклоненными площадками, по сути дела, сводится к определению изменения батиметрического положения одного из их элементов: или тылового шва

или бровки, т. е. всего одной из всей совокупности многих отличительных линий, характеризующих подводные поверхности. Предлагаемая методика оценки деформаций отличительных линий значительно расширяет возможности применения данного методического направления структурно-геоморфологических исследований на шельфе за счет привлечения к анализу таких элементов подводного рельефа, на которые до сих пор внимания не обращалось.

12. Рассмотрены признаки геоморфологического выражения и методика выявления разрывных нарушений на шельфе.

13. Рассмотрены принципы морфоструктурного картирования и содержание морфоструктурных карт.

14. Определены границы применения и место морфоструктурного анализа в комплексе нефтегазопромысловых работ на шельфе.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абельский А. М., Ласточкин А. Н.* Выявление и анализ волнообразных рельефообразующих деформаций на основе метода направленного суммирования с одновременной частотной фильтрацией. — «Учен. зап. НИИГА. Регион. геология», 1969, вып. 4, с. 101—107.
2. *Агапова Г. В., Қанаев В. Ф.* Опыт статистической обработки данных по рельефу дна во 2-м рейсе и/с «Академик Курчатов». — «Океанология», 1969, т. 9, № 4, с. 724—729.
3. *Агапова Г. В., Ямпольский А. Д.* О возможности использования спектральных характеристик для анализа подводного рельефа. — «Океанология», 1967, т. 7, № 4, с. 17—21.
4. *Адаменко О. М.* Морфоструктура Сибирской платформы. — «Геоморфология», 1971, № 1, с. 12—21.
5. *Алексеев М. Н.* Проблемы стратиграфии четвертичных отложений на VIII конгрессе INQUA. — В кн.: Материалы VIII конгресса INQUA во Франции. М., 1973, с. 21—45.
6. *Андреев Б. А., Клушин И. Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., Гостоптехиздат, 1962. 494 с.
7. *Аполлов Б. А.* Учение о реках. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 423 с.
8. *Артёмьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с.
9. *Архипов С. А.* О некоторых особенностях развития морфоструктуры Западно-Сибирской низменности — В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968, с. 114—133.
10. *Атлас литолого-палеогеографических карт СССР.* Т. 3—4. М., «Недра», 1972. Т. 3. 72 л.; т. 4. 67 л.
11. *Афанасьев Б. Л.* О характере проявления неотектонических движений в Большеземельской тундре. — В кн.: Проблемы неотектоники. М., 1964, с. 68—69.
12. *Бабак В. И.* О возможной природе и периодичности эвстатических движений уровня океана в позднем кайнозое, по данным региональной геоморфологии. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., 1969, с. 60—79.
13. *Безруков П. Л., Петелин В. П.* Руководство по сбору и первичной обработке проб морских донных осадков. — «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 44, с. 81—111.

14. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
15. Белоусов В. В. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961. 287 с.
16. Белоусов И. М., Козлов Н. М., Ямпольский А. А. О новой методике статистической обработки материалов промера морского дна.— «Океанология», 1965, т. 5, № 1, с. 73—75.
17. Берзинь Л. Э., Озолинь Н. К. К тектонике Рижского залива.— «Морская геология и геофизика», 1972, вып. 3, с. 41—46.
18. Берлянт А. М., Перминова В. Н. Разложение поверхностей на составляющие как метод структурно-геоморфологического анализа.— «Геоморфология», 1971, № 3, с. 78—86.
19. Беспальий В. Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о. Сахалина и Курильской островной дуги.— В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Вып. 1. Л., 1964, с. 56—66.
20. Болдырев В. Л., Долотов Ю. С. Отмирание береговых аккумулятивных форм как явление, характеризующее замедление послеледниковой трансгрессии.— В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 21—32. (Тр. ин-та геологии АН ЭССР. Т. 8).
21. Борисевич Д. В. Условия формирования поверхностей выравнивания.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., 1964, с. 37—44.
22. Борисевич Д. В., Любимцева Е. А. Геоморфологическое картирование. М., 1971. 150 с. (Всесоюз. ин-т науч. техн. информации).
23. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966. 232 с.
24. Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., «Иностр. лит.», 1953. 388 с.
25. Бухарцев В. П. К использованию статистических признаков раздробленности фундамента при прогнозе нефтегазоносности.— «Нефтегазовая геология и геофизика», 1968, № 2, с. 31—36.
26. Васильковский К. П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом.— «Океанология», 1973, т. 13, № 6, с. 1026—1040.
27. Вайнбергс И. Г. Морфология и динамика берегов Балтийского ледникового озера на побережье Латвийской ССР.— В кн.: Вопросы четвертичной геологии. Вып. 3. Рига, 1964, с. 331—368.
28. Вахрушев А. А. О связи речных долин с элементами блоковой тектоники Орского Зауралья.— В кн.: Морфометрический метод при геологических исследованиях. Саратов, 1963, с. 73—87.
29. Вирский А. А. Ход развития эрозионного рельефа равнины.— «Географ. сборник ВГО», 1952, № 1, с. 87—91.
30. Волкова Е. А., Дуброва Е. Ф. Определение элементов залегания грунтов по данным звуковой геолокации.— «Методика и техника разведки», 1970, № 70, с. 40—42.
31. Вольдштедт П. Уровни межледниковых трансгрессий в Северо-Западной Европе как показатели тектонических и изостатических движений.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., 1955, с. 209—211.
32. Вопросы методики проведения структурно-геоморфологических исследований в нефтегазоносных бассейнах зарубежных стран. М., 1970. 91 с. (Тр.

НИЛЗарубежгеологии). Авт.: Ю. М. Клейнер, Л. П. Кондакова, Ю. А. Кузнецов и др.

33. *Воронов П. С.* О связи некоторых закономерностей рельефа севера Средней Сибири с процессами неотектоники.— «Тр. НИИГА», 1958, т. 67, с. 94—103.

34. *Воронов П. С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968. 123 с.

35. *Воронов П. С., Кулаков Ю. Н.* О связи конфигурации гидросети севера Сибири с новейшей тектоникой.— «Информ. бюл. НИИГА», 1958, вып. 9, с. 56—73.

36. *Воронов П. С., Ляцкий В. Б.* Характерные черты тектоники шельфовых зон.— В кн.: Шельфы, состояние проблемы и перспективы изучения. Л., 1969, с. 35—40.

37. *Воскресенский С. С.* Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.— В кн.: Проблема тектонических движений и новейших структур земной коры. М., 1968, с. 56—61.

38. *Востряков А. В.* Опыт классификации новейших структурных форм на примере юго-востока Русской платформы.— В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб. 2. Уфа, 1968, с. 22—28.

39. *Востряков А. В., Наумов А. Д.* О явлениях унаследованности в развитии морфоструктур.— В кн.: Материалы Харьковского отдела Географического общества Украины. М., 1970, с. 14—17.

40. *Ганешин Г. С.* Проблемы геоморфологического картирования и картирования четвертичных отложений. Доклад по выполненным и опубликованным работам на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Л., 1966. 78 с.

41. *Гвин В. Я.* Применение морфометрии при структурных исследованиях верхнего и среднего Поволжья.— В кн.: Количественные методы в геоморфологии. М., 1963, с. 64—80.

42. *Геологическое* строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М., «Наука», 1971. 76 с. Авт.: Б. Ф. Савельев, Л. И. Лебедев, Л. С. Кулаков и др.

43. *Геолого-геоморфологическое* изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки. Л., «Наука», 1968. 372 с. Авт.: З. И. Гурьева, К. М. Петров, Н. С. Ромм, В. В. Шарков.

44. *Геоморфологическая* карта Западно-Сибирской равнины. Масштаб 1 : 1 500 000. Гл. редактор И. П. Варламов. Л., «Недра», 1972. 8 л.

45. *Герасимов И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959. 99 с.

46. *Герасимов И. П.* Структурный анализ рельефа и его содержание.— В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск, 1967, с. 7—15.

47. *Герасимов И. П.* Основные принципы и задачи морфоструктурного анализа.— В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., 1970, с. 5—12.

48. *Геренчук К. И.* Тектоническая закономерность в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1960. 242 с.

49. *Гзовский М. В.* Математика в геотектонике. М., «Недра», 1971. 240 с.

- 50 Гильше А. Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене.— В кн.: Четвертичные оледенения Земли. М., 1974, с. 186—221.
51. Гниловский В. Г., Горелов С. К. Геоморфологические особенности локальных структур Ставропольской возвышенности.— В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960, с. 113—121.
52. Гончаров В. П., Михайлов О. В. Геоморфология дна бассейнов Средиземного моря.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1969, № 2, с. 48—59.
53. Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М., «Наука», 1972. 216 с.
54. Грачев А. Ф., Мишин В. И. Построение карт новейшей тектоники на основе тренд-анализа.— «Геоморфология», 1975, № 2, с. 63—69.
55. Гуделис В. К. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики.— В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, с. 105—115.
56. Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. Л., «Недра», 1969. 111 с.
57. Гуревич В. И., Тарасов Г. А. О неровности рельефа морского дна в прибрежной зоне юга Баренцева моря.— В кн.: Географические аспекты проблемы осадкообразования в бассейнах Баренцева и Белого морей. Л., 1974, с. 47—55.
58. Дедков А. П. Условия сохранения древних поверхностей выравнивания.— «Геоморфология», 1974, № 3, с. 14—21.
59. Добрынин Б. Ф. Обзор современных классификаций береговых форм.— «Уч. зап. Моск. ун-та», 1937, вып. 16, с. 9—17.
60. Дологов Ю. С. Процессы аккумуляции и нарастания суши на отмеле берегу в условиях его относительного поднятия.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1958, т. 21, № 1, с. 26—43.
61. Дубров Е. Ф. Звуковая геолокация. Л., «Недра», 1967. 109 с.
62. Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. М., «Иностр. лит.», 1962. 455 с.
63. Евтеев С. А., Лазуков Г. И. Гляциоизостазия и движения земной коры.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 54—60.
64. Живаго А. В., Затонский Л. К. Вопросы классификации рельефа дна морей и океанов и его изображение на геоморфологических картах.— В кн.: Геоморфологическое картоведение СССР и частей света. М., 1973, с. 15—34.
65. Забалуев В. В. Некоторые закономерности пространственного размещения платформенных структур и их систематика.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. Новосибирск, 1972, с. 128—132.
66. Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962. 175 с.
67. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
68. Зенкович В. П. Развитие рельефа береговой зоны моря.— В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., 1970, с. 121—130.
69. Зенкович В. П., Каплин П. А., Медведев В. С. Особенности развития

прибрежной зоны островов и архипелагов.— В кн.: Теоретические основы динамики морских берегов. М., 1964, с. 54—66.

70. *Зубаков В. А.* Стратиграфия новейших отложений Западно-Сибирской низменности и принципы климато-стратиграфической классификации. Автореф. дис. Л., 1967. 54 с.

71. *Ионин А. С.* Новые данные о вертикальных движениях морских берегов.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1955, т. 8, с. 155—168.

72. *Ионин А. С., Долотов Ю. С.* Особенности динамики и морфологии берегов поднятия (на примере Новой Земли).— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1958, т. 28, с. 98—112.

73. *Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С.* Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование.— В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., 1964, с. 19—22.

74. *Исаченко А. Г.* Основы ландшафтоведения и физико-географическое районирование. М., «Высш. школа», 1965. 327 с.

75. *Казанский Б. А.* Анализ распределения высот рельефа дна некоторых морей и котловин переходной зоны Тихого океана.— «Океанология», 1972, № 3, с. 445—448.

76. *Казаринов В. П., Конторович А. Э., Герасимова Л. Н.* Результаты изучения механической и химической денудаций водосборов.— «Сов. геология», 1965, № 9, с. 57—64.

77. *Каледа Г. А., Шик Н. С.* Тектонические закономерности размещения и нефтегазоносность баров.— «Литология и полезные ископаемые», 1975, № 5, с. 103—116.

78. *Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б.* Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1960, т. 44, с. 132—147.

79. *Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б.* Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время.— В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 41—46.

80. *Каплин П. А.* Эволюция береговой линии фиордовых районов.— «Тр. Океанограф. комиссии АН СССР», 1959, т. 4, с. 56—78.

81. *Каплин П. А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973. 265 с.

82. *Каплин П. А., Никифоров Л. Г.* О наступлениях и отступлениях океана.— «Природа», 1973, № 11, с. 80—87.

83. *Каргодин Ю. Н.* Ритмичность осадконакопления мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири и планетарные колебательные движения.— В кн.: Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1970, с. 5—10.

84. *Каррей Д.* Позднечетвертичная история материковых шельфов США.— В кн.: Четвертичный период в США. М., 1968, с. 451—472.

85. *Карта* новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1 : 2 500 000. Гл. редактор И. П. Варламов. Л., «Недра», 1969. 2 л.

86. *Карта* поверхностей выравнивания и кор выветривания. Масштаб 1 : 2 500 000. Гл. редакторы И. П. Герасимов, А. В. Сидоренко. М., «Недра», 1973. 16 л.

87. *Кашкай М. А., Тамразян Г. П.* Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона. М., «Недра», 1967. 76 с.
88. *К вопросу* о методике составления батиметрических карт.— «Тр. ИО АН СССР», 1960, т. 14, с. 27—35. Авт.: Л. Я. Буданов, П. К. Затонский, Н. И. Ларина, Н. Л. Марова.
89. *Кинг Л.* Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967. 415 с.
90. *Кленова М. В.* Геология моря. М., Учпедгиз, 1948. 167 с.
91. *Кленова М. В.* Происхождение рельефа дна Баренцева моря.— В кн.: Прикладная геоморфология. М., Географгиз, 1961, с. 165—176.
92. *Кованько Н. Д.* Формирование структуры девонских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной области.— «Геология нефти и газа», 1968, № 1, с. 31—39.
93. *Коган А. Б.* Построение и использование карт превышений для выявления погребенных платформенных поднятий.— «Геология нефти и газа», 1961, № 4, с. 16—21.
94. *Козловский Д. А.* О геоморфологических признаках современных вертикальных движений на морских берегах.— «Изв. Геогр. о-ва СССР», 1968, т. 100, вып. 4, с. 321—333.
95. *Кондакова Л. П., Улицкий Ю. А., Чистяков А. А.* Применение структурно-геоморфологического анализа при нефтегазопроисковых работах на шельфе (на примере Камбейского залива Аравийского моря).— В кн.: География и геоморфология шельфа. Тезисы докладов XII Пленума геоморфологической комиссии. Владивосток, 1975, с. 132—133.
96. *Крапивнер Р. Б.* О новейшей тектонике Печорской низменности в связи с общими колебательными движениями.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 201—208.
97. *Криволицкий А. Е.* Жизнь земной поверхности. М., «Мысль», 1971. 273 с.
98. *Кригер Н. И.* Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962. 142 с.
99. *Крылов Н. А.* Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971. 227 с.
100. *Кузин И. Л.* Геоморфологические уровни севера Западной Сибири.— «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 225, с. 123—136.
101. *Кузин И. Л., Чочиа Н. Г.* Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с. 177—187.
102. *Кулаков А. Н.* О влиянии эвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений на положение плейстоценовых береговых линий в пределах Охотского и Японского морей.— В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966, с. 86—88.
103. *Кулаков Ю. Н., Федоров И. П.* О связях между голоценовыми движениями, региональным рельефом и аномальным гравитационным полем Енисей-Хатангского прогиба.— В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., 1971, с. 83—85.
104. *Куликов Н. Н., Мартынов В. Г.* О древних береговых линиях на дне Карского моря.— В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 132—139.
105. *Кюнел Ф.* Уровень моря и изгибы земной коры.— В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 243—256.

106. *Ласточкин А. Н.* О принципах применения морфометрических методов в морфоструктурном анализе.— «Изв. геогр. о-ва СССР», 1967, № 6, с. 155—163.
107. *Ласточкин А. Н.* Тектоническая решетчатость в структурных планах Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования. Новосибирск, 1968, с. 63—64.
108. *Ласточкин А. Н.* К структурно-тектонической интерпретации рельефа Западного Казахстана.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазописковых работах. Л., 1969, с. 253—257.
109. *Ласточкин А. Н.* Сравнительный анализ мезозойской тектоники и морфоструктурного плана Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 266—268.
110. *Ласточкин А. Н.* Возможности применения структурно-геоморфологических методов при нефтегазописковых работах в Западной Сибири.— «Тр. ЗапСибНИГНИ», 1970, вып. 37, с. 73—84.
111. *Ласточкин А. Н.* Рельефообразующая роль тектонических движений разного типа на севере Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 1. Новосибирск, 1970, с. 32—45.
112. *Ласточкин А. Н.* Соотношение гидрографической сети Западной Сибири с разломами фундамента и структурами осадочного чехла.— «Геоморфология», 1972, № 1, с. 28—37.
113. *Ласточкин А. Н.* Решетчатая система структурных зон в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 6. Новосибирск, 1973, с. 128—133.
114. *Ласточкин А. Н.* Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа. Л., «Недра», 1974. 68 с.
115. *Ласточкин А. Н., Рейнин И. В.* Тектоническая интерпретация расчлененности рельефа Западно-Сибирской равнины.— «Изв. геогр. о-ва СССР» 1970, № 1, с. 3—9.
116. *Ласточкин А. Н., Розанов Л. Н.* Теория и методика морфоструктурного анализа нефтегазоносных областей.— «Геоморфология», 1972, № 4, с. 99—101.
117. *Леонтьев О. К.* Основы геоморфологии морских берегов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961. 267 с.
118. *Леонтьев О. К.* Краткий курс морской геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 464 с.
119. *Леонтьев О. К.* Роль колебаний уровня в формировании берегов Каспийского моря.— В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., 1964, с. 122—130.
120. *Леонтьев О. К.* Земля под океаном. Основные элементы рельефа дна Мирового океана.— «Природа», 1965, № 8, с. 43—45.
121. *Леонтьев О. К.* Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое.— «Океанология», 1970, т. 9, № 2, с. 276—285.
122. *Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г.* Экспериментальные исследования береговых баров в условиях берегов поднятия.— В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с. 17—25.

123. *Линдберг Г. У.* Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955. 334 с.
124. *Линдберг Г. У.* Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с. 135—142.
125. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974. 438 с.
126. *Литвин В. М.* О происхождении рельефа дна Норвежского моря.— «Океанология», 1965, т. 5, № 4, с. 692—700.
127. *Лопатин Г. В.* О размере транзитной части водной эрозии.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 73, № 1, с. 38—47.
128. *Любимов Б. П.* О проявлении новейших тектонических движений на севере Большеземельской тундры.— В кн.: Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966, с. 128—137.
129. *Мак-Картни Б.* Подводная акустика в океанографии.— В кн.: Подводная акустика. М., 1970, с. 252—273.
130. *Мальшева Т. А.* Особенности геологического строения морских месторождений нефти и газа Южного Каспия.— «Тр. ВНИГРИ», 1975, вып. 367, с. 32—44.
131. *Марков К. К.* Основные проблемы геоморфологии. М., ОГИЗ, 1948. 343 с.
132. *Марков К. К.* Палеогеография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1956. 276 с.
133. *Марков К. К.* Материковое оледенение и морские трансгрессии в плейстоцене.— «Бюл. комис. по изучению четвертичного периода», 1974, № 42, с. 18—27.
134. *Марков К. К., Суетова И. А.* Эвстатические колебания уровня океана.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с. 143—146.
135. *Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 373 с.
136. *Мернер Н. А.* Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климато-гляциологической точки зрения.— В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., 1974, с. 166—182.
137. *Методические указания по проведению неотектонических исследований при поисках нефти и газа.* М., 1968. 142 с. (Тр. НИЛЗарубежгеологии). Авт.: Е. Н. Былинский, А. М. Берлянт, Ю. Я. Кузнецов и др.
138. *Мещеряков Ю. А.* Полигенетические поверхности выравнивания.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964, с. 9—22.
139. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.
140. *Можав В. Н.* Новейшая тектоника северо-запада Русской равнины. Л., «Недра», 1973. 231 с.
141. *Морские неоген (?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей.* М., «Недра», 1965. 91 с. Авт.: Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, В. Я. Слободин и др.
142. *Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей.* Л., «Недра», 1968. 151 с. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.
143. *Мысливец В. И., Калинина Л. И., Соловьев Г. Д.* Опыт расчета

объема Мирового океана в плейстоцене.— В кн.: Проблемы палеогеографии. М., 1976, с. 102—112.

144. *Найдин Д. П.* Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.— «Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Сер. геология», 1971, т. 16 (3) с. 10—18.

145. *Невесский Е. Н.* О связи контура береговой линии с геологической структурой.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1957, т. 21, с. 175—186.

146. *Невесский Е. Н.* К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1958, т. 28, с. 23—29.

147. *Немченко Н. Н.* Геологические условия формирования и размещения месторождений нефти и газа в альб-сеноманском комплексе Западной Сибири. Автореф. дис. М., 1974. 32 с.

148. *Никифоров Л. Г.* Геоморфологические критерии поиска погребенных структур на морских побережьях.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1969, № 3, с. 80—89.

149. *Никифоров Л. Г.* Структурно-геоморфологические особенности морских побережий на примере Черного и Каспийского морей.— «Геоморфология», 1974, № 2, с. 33—44.

150. *Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

151. *Николаев Н. И.* Геология и геоморфология шельфа.— «Вестн. АН СССР», 1972, № 11, с. 62—69.

152. *Образование осадков в современных водоемах.* М., Изд-во АН СССР, 1954. 791 с. Авт.: Н. М. Страхов, Н. Г. Бродская, Н. М. Князева и др.

153. *Орвику К.* Донное питание галечных пляжей на поднимающихся берегах Эстонской ССР.— В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., 1964, с. 143—147.

154. *Особенности размещения тектонических структур нефтегазоносных областей СССР.* Л., «Недра», 1974. 140 с. Авт.: Л. Н. Розанов, Е. В. Герман, Л. П. Гришанова и др.

155. *Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР.* М., «Наука», 1971. 180 с. Авт.: А. С. Ионин, П. А. Каплин, О. К. Леонтьев и др.

156. *Относительные колебания уровня моря и их влияние на развитие морских берегов.*— В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., 1964, с. 43—52. Авт.: Ю. С. Долотов, А. С. Ионин, П. А. Каплин, В. С. Медведев.

157. *Павлова А. В.* Морские навигационные карты. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1961. 167 с.

158. *Панов Д. Г.* Морфология дна Мирового океана. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

159. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 78—92.

160. *Пенк В.* Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961. 359 с.

161. *Пиотровский М. Ф.* Палеогеоморфологический анализ мезокайнозойского этапа развития центральной части Алданского щита.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966, с. 49—52.

162. *Пириджиев Р. Х., Хусейнов А. М.* О статистической закономерности строения подводного рельефа (на примере западной части Южного Каспия в пределах от Апшеронского полуострова до параллели Ленкорани).— «Учен. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук», 1972, № 1, с. 70—79.

163. *Поиски, разведка и эксплуатация морских месторождений нефти и газа.* Л., «Недра», 1975. 191 с. Авт.: Г. Н. Гапоненко, М. Ф. Двали, Б. Ф. Дьяков и др.

164. *Поиски, разведка и эксплуатация месторождений полезных ископаемых морского дна.* Л., «Недра», 1975. 192 с. Авт.: К. В. Яблоков, В. Б. Добрецов, В. В. Шарков и др.

165. *Поплавский Н. Н.* Многомерная линейная корреляция и регрессия. Программа «Коррег». — «Тр. ЗапСибНИГНИ», 1972, вып. 45, с. 6—18.

166. *Порфирьев В. Б.* К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений.— В кн.: «Проблема миграции нефти и формирование нефтяных и газовых скоплений. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 165—193.

167. *Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях.* М., «Недра», 1970. 296 с.

168. *Проходский С. И.* Геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры.— В кн.: Материалы Харьковского отдела Географического общества Украины. М., 1968, с. 11—16.

169. *Пустыльник Е. И.* Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М., «Наука», 1968. 287 с.

170. *Рихтер В. Г.* Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. М., «Недра», 1965. 280 с.

171. *Рождественский А. П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М., «Наука», 1971. 303 с.

172. *Рожков Г. Ф., Голоудин Р. И.* Некоторые гранулометрические параметры современных осадков как индикаторы тектонических движений в бассейнах седиментации.— «Геология и геофизика», 1972, № 4, с. 64—76.

173. *Розанов Л. Н.* История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. М., Гостоптехиздат, 1957. 227 с.

174. *Смехов Е. М.* Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллектора. Л., «Недра», 1961. 146 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 172).

175. *Современные вертикальные движения берегов морей Советского Союза.*— В кн.: Структуры земной коры и деформации горных пород. М., 1960, с. 87—92. (МГК. XXI сес.). Авт.: В. И. Буданов, А. С. Ионин, П. А. Каплин, В. С. Медведев.

176. *Спиридонов А. И.* Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952. 185 с.

177. *Спиридонов М. А.* Современная тектоника полуострова Канин и ее отражение в морфологии берегов.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 51, с. 89—96.

178. *Страхов Н. М.* Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1957. 278 с.

179. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968. 318 с.

180. *Сыздальский О. В.* Неоген-четвертичная история и перспективы рос-

сылеобразования на Баренцево-Карском шельфе и палеошельфе.— В кн.: Новейшая тектоника и палеогеография Советской Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., 1972, с. 26—38.

181. *Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР.* Под ред. К. Н. Кравченко и М. В. Муратова. М., «Недра», 1973. 222 с.

182. *Тетяев М. М.* Основы геотектоники. М.—Л., ОНТИ, 1934. 273 с.

183. *Тимофеев Д. А.* Поверхности выравнивания Сибири и Дальнего Востока. Состояние изученности и проблемы.— В кн.: География и геоморфология Азии. М., 1969, с. 3—28.

184. *Удинцев Г. Б.* К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1951, т. 5, с. 17—34.

185. *Удинцев Г. Б.* О дешифрировании эхограмм.— «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», 1956, т. 19, с. 73—78.

186. *Удинцев В. Г.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.

187. *Ульст В. Г.* Морфология и история развития области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1957. 180 с.

188. *Условия формирования и закономерности размещения месторождений нефти и газа.* Под ред. В. Д. Наливкина и К. А. Черникова. Л., «Недра», 1967. 296 с.

189. *Успенская Н. Ю.* Тектоническая структура эпигерцинской платформы Предкавказья и некоторые особенности нефтегазоаккумуляции в его пределах.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., 1965, с. 58—69.

190. *Федоров П. В.* Проблема корреляции плейстоценовых береговых линий Черного моря, Средиземноморья и Атлантики.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., 1965, 59—68.

191. *Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

192. *Фискс Х. Н., Мак-Фарлан Е.* Верхнечетвертичные дельтовые отложения реки Миссисипи.— В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 299—322.

193. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.

194. *Хаин В. Е.* К теоретическим основам структурно-геоморфологического метода.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования нефтегазоносных бассейнов. Л., 1967, с. 15—23.

195. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 512 с.

196. *Херасков Н. П.* Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— В кн.: Тектоника и формации. М., 1967, с. 142—171.

197. *Хортон Р.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., «Иностр. лит.», 1948. 158 с.

198. *Цейнер Ф.* Плейстоцен. М., «Иностр. лит.», 1963. 502 с.

199. *Цыганков А. В., Сапрыкин Ф. У.* О величине денудационного среза и новейшей тектонике Нижнего Поволжья.— «Бюл. Моск. о-ва исп. природы», 1968, т. 11, № 6, с. 85—96.

200. *Чемехов Ю. Ф.* Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана.— В кн.: Морские берега. Таллин, 1961, с. 157—174.

201. Чернин В. М. О функции распределения средней относительной высоты рельефа.— В кн.: Физическая география и геоморфология. Киев, 1972, с. 108—115.

202. Шадрин И. Ф. Течения береговой зоны бесприливного моря. М., «Наука», 1972. 127 с.

203. Шарапов И. П. Функции распределения высоты рельефа.— В кн.: Рельеф Земли и математика. М., 1967, с. 72—80.

204. Шарков В. В. Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.—Л., «Наука», 1964. 430 с.

205. Шарков В. В. Роль тектонических движений в формировании морских берегов.— В кн.: Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л., 1967, с. 5—27.

206. Шарков В. В. Изучение морфоструктурных особенностей шельфа.— В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., 1970, с. 159—166.

207. Шернард Ф. Морская геология. Л., «Недра», 1969. 460 с.

208. Шернард Ф. Морская геология. Изд. 3-е. Пер. с англ. Л., «Недра», 1976. 488 с.

209. Шернард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л., Гидрометеоздат. 1972. 343 с.

210. Шлейников В. А. Изменение уровня Мирового океана в плейстоцене.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М., «Наука», 1975, с. 40—45.

211. Шлейников В. А. Изменение уровня Мирового океана в мезокайнозое. Там же, с. 45—50.

212. Шульц С. С. Планетарная трещиноватость (основные положения).— В кн.: Планетарная трещиноватость. Л., 1973, с. 5—36.

213. Шульц С. С. О современном, новейшем и древнем эпейрогенезе.— В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 18—25.

214. Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960. 615 с.

215. Экзогенные процессы и реакция земной коры.— «Геоморфология», 1974, № 1, с. 3—14. Авт.: А. А. Асеев, В. В. Бронгулеев, В. М. Муратов, Г. Н. Пшенин.

216. Экспериментальная геоморфология. Вып. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961. 194 с. Авт.: Н. И. Маккавеев, Н. В. Хмелева, И. Р. Зайтов, Н. В. Лебедева.

217. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы. М., 1965, с. 18—24.

218. Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— «Бюл. Моск. о-ва исп. природы. Геология», 1973, т. 48 (2), с. 26—58.

219. Bergantino R. N. Submarine Regional Geomorphology of the Gulf of Mexico.— Geol. Soc. America Bull., 1971, vol. 82, № 3, p. 741—752.

220. Blanchet P. H. Development of Fracture Analysis as Exploration Method.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, vol. 41, № 8, p. 148—151.

221. Bloom A. Z. Coastal isostatic downwarping by postglacial rise of Sea Level.— Geol. Soc. America, Spec. Paper, 1965, № 22, 14, p. 57—63.

222. *Chevallier J.* Analyse harmonique du relief terrestre. Essai d'interprétation mécanique. — Rev. géomorph. dynamique, 1952, № 5, p. 18—23.

223. *Clennen C. E.* New Jersey continental shelf near bottom current and recent sediment activity. — J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, № 2, p. 371—380.

224. *Flemming N. C.* Relative chronology of submerged pleistocene marine erosion features in the Western Mediterranean. — J. Geol., 1972, vol. 8, № 6, p. 633—662.

225. *Flinn D.* The topography of the seafloor around Orkney and Shetland and in the Northern North Sea. — J. Geol. Soc., 1973, vol. 129, № 1, p. 39—58.

226. *Haman P. J.* Lineament Analysis on Aerial Photographs Exemplified in the North Sturgeon Lake Area, Alberta. — West Canadian Research Publ. Geol. and Related Sci. Ser. 2, 1961, № 1, p. 567—592.

227. *Henderson G.* Air-Photo lineaments in Mpanda area, Western Province Tanganyika, Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1960, vol. 44, № 1, p. 41—48.

228. *High pressure gas find offshore South Africa.* — Petrol. Times, 1974, vol. 78, № 1994, p. 4.

229. *Johnson G. L., Milligan D. B.* Some geomorphological observations in the Kara Sea. — Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, № 1, p. 63—71.

230. *Mollard I. R.* Aerial mosaics reveal fracture patterns on surface materials in Southern Saskatchewan and Manitoba. — Oil in Canada, № 40, vol. 9, 1957, p. 138—156.

231. *Rona P. A.* Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea—floor spreading, and eustacy inferred from the Central North Atlantic. — Geol. Soc. America Bull., 1973, vol. 84, № 9, p. 2851—2871.

232. *Sweet W. E.* Natural hydrocarbon seepage on the continental shelf of the Gulf of Mexico. — Mem. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 1974, № 7, p. 391—395.

233. *Wilson R. D.* Natural marine oil seepage. — Science, 1974, vol. 184, № 4139, p. 857—865.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Предисловие . . . . .	6

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

### ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИЗУЧЕНИЯ ШЕЛЬФА

I. Тектонические движения, структуры и морфоструктуры . . . . .	9
1. Рельефо- и структурообразующая роль тектонических движений . . . . .	—
2. Соотношение структур и морфоструктур на платформенных равнинах . . . . .	19
3. Особенности пространственного проявления тектонических движений в рельефе и структуре платформенных равнин . . . . .	26
II. Экзогенные рельефо- и осадкоформирующие процессы на шельфе . . . . .	36
4. Общие представления о прибрежной зоне . . . . .	37
5. Волновое воздействие на рельеф и осадки прибрежной зоны . . . . .	42
6. Воздействие на рельеф шельфа других экзогенных процессов . . . . .	45
III. Геоморфологические следствия эвстатических колебаний уровня Мирового океана . . . . .	48
7. О соотношении эвстатических колебаний уровня Мирового океана и тектонических движений земной коры . . . . .	49
8. Эвстатические колебания уровня Мирового океана в новейшую геологическую историю . . . . .	54
9. Эвстатические колебания уровня Мирового океана и абразионно-аккумулятивное выравнивание рельефа . . . . .	62
10. Эвстатические колебания уровня Мирового океана и отличительные линии в рельефе шельфа . . . . .	71
IV. Взаимодействие тектонических движений и денудационно-аккумулятивных процессов в рельефообразовании . . . . .	74
11. О взаимодействии тектонических движений и эрозионно-аккумулятивных процессов на суше . . . . .	75
12. Взаимодействие рельефо- и осадкоформирующих процессов в прибрежной зоне . . . . .	80

13. Взаимодействие тектонических движений и абразионно-аккумулятивных процессов в условиях плиоцен-четвертичных трансгрессий на шельфе . . . . .	85
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МЕТОДИКА МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФА

V. Комплекс геолого-геоморфологических исследований рельефа и рельефообразующих отложений на шельфе . . . . .	90
14. Методы полевых геолого-геоморфологических исследований	91
15. Геологическое картирование . . . . .	94
16. Анализ новейших отложений . . . . .	97
17. Анализ донных осадков . . . . .	102
VI. Геоморфологическое картирование . . . . .	107
18. Исходные картографические материалы . . . . .	—
19. Принципы составления и содержание геоморфологических карт	112
20. Возрастная характеристика рельефа . . . . .	113
21. Генетическая характеристика рельефа . . . . .	117
22. Морфологическая характеристика рельефа . . . . .	124
VII. Картометрические исследования при геоморфологическом картировании и морфоструктурном анализе шельфа . . . . .	127
23. Оценка морфологических характеристик рельефа шельфа .	129
24. Изучение морфологических особенностей рельефа с помощью статистических преобразований . . . . .	143
25. Разложение форм исходной поверхности на разночастотные и разноориентированные составляющие . . . . .	148
VIII. Анализ морфографических признаков проявления в рельефе новейших движений и активных структур . . . . .	159
26. Анализ морфографических признаков в субаэральном рельефе	—
27. Анализ морфологических признаков в прибрежной зоне .	162
28. Морфографический анализ геоморфологической карты . .	163
IX. Морфометрические методы в морфоструктурном анализе . . . . .	168
29. Применение морфометрических методов в морфоструктурном анализе суши . . . . .	169
30. Морфометрический метод в морфоструктурном анализе шельфа . . . . .	171
X. Анализ деформаций поверхностей выравнивания и отличительных линий	175
31. Анализ деформаций поверхностей выравнивания и гипсометрии водоразделов на современной суше . . . . .	178
32. Анализ деформаций подводных террас . . . . .	179
33. Анализ деформаций отличительных линий . . . . .	183
XI. Структурно-геоморфологический метод выявления разрывных нарушений осадочного чехла . . . . .	188
34. Выраженность разрывных нарушений в субаэральном рельефе	—
35. Особенности проявления разрывных нарушений в рельефе шельфа . . . . .	193

36. О возможной роли гидростатических движений в развитии зон повышенной трещиноватости и проницаемости в осадочном чехле . . . . .	196
37. Методика выделения линеаментов в рельефе суши и шельфа	200
XII. Задачи и место морфоструктурного анализа в комплексе нефтегазопоисковых работ на шельфе . . . . .	203
38. Оценка неотектонических движений и содержание морфоструктурной карты . . . . .	206
39. Прогноз пликативных структур осадочного чехла . . . . .	210
40. Трассирование разрывных нарушений . . . . .	213
41. Определение неотектонических условий формирования и размещения залежей нефти и газа . . . . .	216
Заключение . . . . .	227
Список литературы . . . . .	232

ИБ 1149

*Александр Николсевич Ласточкин*

**СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ НА ШЕЛЬФЕ**

Научный редактор П. С. Воронов  
Редактор издательства Л. В. Попова  
Переплет художника Н. И. Абрамова  
Техн. редактор А. Б. Ящуржинская  
Корректор М. Г. Дешалыт

Сдано в набор 21.11.77. Подписано в печать 03.03.78.  
М-18052. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага тип. № 2. Гарнитура  
литературная. Печать высокая. Печ. л. 15<sup>1</sup>/<sub>2</sub>. Уч.-изд. л. 16,43.  
Тираж 1250 экз. Заказ № 745/410. Цена 95 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171, Ленин-  
град, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогео-  
логия»

95 коп.

2496

**НЕДРА**