АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
т. VIII

Н. И. НИКОЛАЕВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1948 ЛЕНИНГРАД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА,
т. VIII

Н. И. НИКОЛАЕВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1949 ЛЕНИНГРАД

РАБОТА ПРОФЕССОРА Н. И. НИКОЛАЕВА
«НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СССР»
ПРЕЗИДИУМОМ АКАДЕМИИ НАУК
СОЮЗА СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК
УДОСТОЕНА ПРЕМИИ
ИМЕНИ АКАДЕМИКА А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО

Главный редактор академик *В. А. Обручев*
Ответственный редактор *В. И. Громов*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы автор занимался проблемой новейших тектонических движений. Эта тема первоначально была поставлена в Центральном научно-исследовательском институте геодезии, аэрофотосъемки и картографии (ЦНИИГАиК), где разрабатывались вопросы значения современных колебаний земной поверхности для геодезических измерений (триангуляция I класса, высокоточная нивелировка) [1, 14].

Параллельно с этим разработка данной темы велась в стенах Московского геолого-разведочного института имени С. Орджоникидзе по кафедре Общей геологии. Вначале рассматривалась методика изучения новейших движений с точки зрения качественной и количественной их оценки и выявления их значения для инженерно-геологических работ [3, 4]. Позднее возникла необходимость в уточнении составленной ранее карты новейших движений, сведении фактического материала по районам для территории СССР и сопредельных стран и монографической их обработке для выявления новейшей тектоники территории СССР.

Рассмотрение новейших движений в последних фазах их проявления теснейшим образом связано с расшифровкой новейших отложений верхнеплиоценового и антропогенового возрастов. Разработку вопросов о геологических процессах, ведущих к образованию рыхлых отложений, о генетических типах континентальных отложений и зональности их распространения, необходимую для понимания новейшей тектоники, автор проводил в Московском университете на геолого-почвенном факультете при кафедрах Динамической геологии и Исторической геологии, а также частично в Московском геолого-разведочном институте по кафедре Общей геологии [5, 6, 7, 8, 9].

Результаты этой работы изложены автором в течение 1944/45 учебного года в специальном курсе под названием «Новейшая тектоника и методы ее изучения», прочитанном для студентов-геологов V курса геолого-почвенного факультета МГУ, и в курсе «Геология четвертичных отложений».

Предлагаемая работа, обобщающая и развивающая материалы большинства предшествующих работ автора, делится на четыре части.

В первых двух частях, составляющих данный том, излагается главным образом методика изучения новейших движений и дается описание новейшей тектоники Европейской части СССР.

Автор должен отметить, что он не считает свою работу по сводке данных, выявляющих новейшую тектонику на территории СССР, исчерпывающей; точно так же она и не бесспорна в ряде высказываемых положений. За время подготовки данной книги к опубликованию и за время ее печатания по всей рассматриваемой территории вышло не мало работ, освещающих затрагиваемые вопросы. К сожалению, по

техническим причинам автор не мог охватить нового потока поступающих данных и включить их в печатающуюся книгу. Со временем она неизбежно должна стареть и потребует переиздания. Тем не менее новые факты по новейшей тектонике, не вошедшие в данную сводку, позволяют отчасти проверить теоретические выводы автора. И не без удовлетворения можно отметить, что многие высказываемые положения находят подтверждение и на новом материале.

Автор сознает, что его работа не свободна от ряда недочетов. Последние объясняются исключительным богатством литературы и обширностью и разносторонностью темы, которую охватить с одинаковой полнотой одному специалисту в различных разделах не представляется возможным.

Второй том данной работы, содержащий третью и четвертую части, обнимающие сводку по новейшей тектонике Азиатской части СССР и общие выводы, автор надеется подготовить к печати в ближайшее время. Некоторые предварительные результаты работ и выводы в целом изложены в статьях автора [1, 2, 10, 11, 12, 13].

В своей работе автор неизменно в течение всего времени пользовался консультацией члена-корреспондента АН СССР профессора Н. С. Шатского и получал постоянное содействие в работе со стороны заместителя председателя Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР проф. В. И. Громова.

При составлении предлагаемой сводки автор использовал не только весь доступный ему опубликованный материал (по 1945 г.), но и ряд работ, любезно предоставленных их авторами — проф. М. М. Жуковым, Д. В. Борисевичем, Г. И. Водорезовым и другими. Всем перечисленным лицам, помогавшим и содействовавшим работе, как и другим, не упомянутым, автор выражает свою искреннюю благодарность.

Список работ автора, упоминаемых в предисловии

1. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Доклад на совещании Ученого совета Сейсмологического института АН СССР и ЦНИИГАиК. Геодезиздат, 1948.
2. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, серия географич. и геофизич. № 2, т. XI, 1947.
3. Основные вопросы региональной инженерной геологии и районирование Южного Заволжья как пример регионального инженерно-геологического исследования. Реферат. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 5, изд. МГРИ, 1948.
4. Региональная инженерная геология. Труды МГРИ, т. XXIV, 1948.
5. Проблемы изучения новейших континентальных отложений в связи с тектоническими движениями земной коры. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 3, изд. МГРИ, 1947.
6. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геологии, в. 4, 1946.
7. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода, VII, в. 1, 1948.
8. О зональности в распространении новейших континентальных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 10, 1947.
9. О нижней границе антропогена. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 10, 1947.
10. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. Сов. геология, № 16, 1947.
11. О точных количественных методах изучения деформации земной коры. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 11, 1948.
12. Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 12, 1948.
13. К истории установления колебательных движений земной коры в Скандинавии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 12, 1948.
14. Новейшие тектонические движения земной коры и их значение для астрономо-геодезических работ. ЦНИИГАиК. 1943.

ТРУДЫ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1949 т. VIII

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

I. ВВЕДЕНИЕ

В современной геологии выделяют различные категории движений земной коры. Все движения, которые мы наблюдаем в настоящее время, могут быть подразделены на две неравноценные группы.

Первая группа охватывает движения, относящиеся к поверхностным частям литосферы: явления оползания; перемещения, обусловленные гляциальными процессами; различного рода оседания и вспучивания, связанные с явлением вечной мерзлоты, с карстовыми процессами, суффозионными процессами, процессами солифлюкции, выветривания и т. д. Эти явления относятся к категории движений, обусловленных проявлением внешних, экзогенных процессов и процессов внутрипородных, эндолитогенных, связанных с изменением физического и физико-химического состояния горных пород.

В результате действия описываемых процессов могут проявляться достаточно ощутимые движения, как быстрые, так и медленные, и в вертикальном и в горизонтальном направлениях. Следствием этих перемещений нередко является образование таких деформаций земной коры, для которых было предложено название *ложнотектонических*.

Выявление участков земной коры, где проявляются перечисленные процессы, производится методами геоморфологии и инженерной геологии и составляет предмет изучения этих дисциплин.

Совершенно другой группой движений являются те, которые обусловлены эндогенными процессами и относятся к категории тектонических. Эти движения проявляются в настоящее время и имеют большое практическое значение. Однако выявление их требует специальной методики.

В последнее время новейшие геотектонические движения обращают на себя все большее и большее внимание. Ни одна региональная геологическая работа не обходится без выводов в отношении новейшей тектоники. Им посвящаются специальные работы, как частные, так и обобщающие. Проблема изучения новейших движений рассматривалась на специальных конференциях (на пленуме специальной комиссии при Советской секции INQUA в 1936 г. и на совещании, организованном Сейсмологическим институтом Академии Наук СССР и Централь-

ным научно-исследовательским институтом геодезии, аэрофотосъемки и картографии (ЦНИИГАиК) в 1944 г.]. Проблема эта возбуждает интерес у очень широкого круга различных специалистов [1].

Рассматриваемые тектонические движения известны под различными названиями. Они обозначаются как молодые тектонические движения, новейшие, четвертичные, новочетвертичные, современные тектонические движения, непрерывные движения, которые противопоставляются прерывистым, связанным с землетрясениями. Под ними часто понимаются как вертикальные, так и горизонтальные движения.

Объем вкладываемых в эти термины понятий не одинаков. Они не являются синонимами и различными авторами используются по-разному. Некоторые под новейшей тектоникой понимают те тектонические процессы, которыми создан в основных чертах современный рельеф (С. Шульц, 1939). Такое толкование очень широко и неопределенно, так как оно обнимает собой вертикальные и горизонтальные движения, относящиеся не только к новейшему, четвертичному, времени, но и ко всему кайнозою и мезозою.

В большинстве случаев под новейшими движениями понимают движения земной коры, происходившие в течение четвертичного (антропогенового) периода. Ввиду того что нижнюю границу антропогена не всегда удается точно выделить, под этим названием понимают также движения, происходившие и в предшествующий момент геологической истории (неоген) [2].

Принципиально эти движения совершенно не отличаются от более древних, и выделяет их, прежде всего, время их проявления, соответствующее немногим сотням тысяч лет. Чтобы почувствовать в этом отношении разницу, достаточно вспомнить сравнение, приводимое В. И. Вернадским (1933). «В масштабе миллиарда лет геологического времени,— писал В. И. Вернадский,— сотня тысяч лет отвечает для исторического времени (порядка 10 000 лет) только двум годам. А что значат в истории человечества два года?» И в геологическом понимании отрезок времени, в течение которого проявлялись новейшие тектонические движения, представляется столь же незначительным.

В отличие от древних движений, для изучения новейших тектонических движений применяется весьма специфическая методика.

Надо отметить, что вертикальные и горизонтальные движения земной коры, известные под названием четвертичных, новочетвертичных и современных движений, суть тектонические процессы, различные во времени. Однако, как это мы увидим ниже, все эти движения различного возраста взаимосвязаны и понять их при изолированном изучении невозможно. Так, например, современные тектонические движения (движения «сегодняшнего дня») требуют знания характера движений новочетвертичных (проявляющихся в последние 10—20—30 тыс. лет) и четвертичных (последние 500—1000 тыс. лет). Чтобы понять четвертичные

---

[1] В феврале 1948 г. Географической секцией Московского общества испытателей природы было проведено совещание по вопросам новейшей тектоники и деформации земной коры, на котором с докладами выступили геологи, геофизики, зоологи, ботаники, археологи, антропологи и геодезисты. См. Н. И. Николаев. Неотектоника. Бюлл. МОИП, отд. геологии, в. 5, 1948.

[2] На совещании 1948 г. в Московском обществе испытателей природы акад. В. А. Обручев предложил новый термин — «неотектоника», обозначая им только самые молодые движения, происходившие не ранее неогена и представляющие различные типы движений земной коры, отражающиеся и на формах современного рельефа.

движения, необходимо представить тектоническую структуру пород более древних, ее геологическую историю, те движения, которые эта структура испытывала в предшествующие эпохи своего развития, и т. д.

Все это обязывает подходить к разрешению вопроса о новейших движениях земной коры достаточно широко.

Изучение новейших движений различного типа имеет огромное практическое и научное значение.

Эти движения «изменяют гипсометрию района, вызывают обмеление одних участков водоемов, затопление или же углубление других; они же содействуют изменениям в системе подводных течений, меняют условия наземной и подземной циркуляции вод местности. Последнее может сопровождаться усилением или же, напротив, ослаблением оползневых явлений и пр.» (Православлев, 1930).

Отсюда видно, насколько важно учесть эти явления, понять их направление в данной местности. Это нужно прежде всего для многих строительств: портостроительства, железнодорожного, курортного; при проектировании гидротехнических сооружений, каковыми, например, являются канал Волга — Дон, Большая Волга, Большой Днепр, различных инженерных сооружений, рассчитанных на долгий срок службы (Николаев, 1944), и многих других; это в равной мере является важным при устройстве ирригационной системы, канализации в городах (Прибалтика) и т. д.

Во всех этих случаях оказывается необходимым знать не только количественную сторону явления, но иметь и точную характеристику движения, так как новейшие движения могут быть весьма различны по своему характеру, распространению, интенсивности и т. д.

Важность изучения новейших движений не ограничивается указанным. Оно имеет огромное практическое значение и для исследования полезных ископаемых, связанных с четвертичными отложениями, и прежде всего россыпных месторождений.

По этому вопросу знаток россыпей, Ю. В. Билибин, говорит: «Основной задачей изучения россыпей является организация систематического изучения четвертичной истории золотоносных районов. Лишь на основе этого изучения могут быть обнаружены все те более сложные типы россыпей, мимо которых мы сейчас проходим» (1938).

А восстановить четвертичную историю — это значит выявить движения земной коры и их влияние на развитие рельефа. Это значение новейших движений для выяснения россыпных месторождений еще более подчеркнуто Г. Ф. Мирчинком. «Для того, чтобы знать и выявить закономерности в распределении россыпей по качеству, надо отчетливо представлять,— писал Г. Ф. Мирчинк,— геологию рыхлых континентальных образований, новейшую тектонику, общую структуру района и на основе этого — геоморфологию» (1940).

Г. Ф. Мирчинк подчеркивал также, что новейшие движения можно хорошо уяснить лишь на основе понимания общей тектонической структуры района.

Велико значение новейших движений земной коры для геодезии и тесно связанной с ней астрономии. При решении таких астрономо-геодезических задач, как определение долгот местности, невозможно не принимать во внимание новейших геотектонических движений.

Совершенно особое значение эти движения имеют для триангуляционных работ и нивелировок высокой точности. В большинстве случаев

эти движения в геодезии не учитывались не только при выполнении геодезических работ, но и при планировании Государственной опорной геодезической сети Союза ССР, хотя влияние их на отметки реперов и координаты центров несомненно. В настоящее время этот вопрос о влиянии новейших движений земной коры на результаты точных геодезических работ в геодезических организациях поставлен и получает специальную разработку.

Изучение новейших движений имеет также чрезвычайно большое теоретическое значение. Мы постараемся более подробно выявить его несколько ниже на конкретном материале. Здесь же ограничимся краткими замечаниями.

Изучение закономерностей проявления новейших геотектонических движений земной коры, находящих отражение в геологических разрезах, в рельефе, помогает нам выявить закономерности накопления осадочных толщ, особенности развития рельефа, правильно понять его историю. Все эти вопросы в молодой научной дисциплине — геоморфологии — наиболее широко ставились В. А. Варсанофьевой, Б. Л. Личковым, С. С. Шульцем и др., за рубежом — В. Пенком (1924) и др., но еще не нашли должного развития.

Выявление новейших геотектонических движений земной коры важно также и для таких биологических дисциплин, как зоология и ботаника. Наличие соответствующих данных по новейшим движениям позволяет правильно подойти к разрешению многих вопросов исторической биогеографии, в частности вопроса о прерывистом или амфибореальном распространении фауны и прерывистом ареале растений.

Прерывистые ареалы встречаются в самых различных группах животных и растений, будут ли то наземные, пресноводные или морские виды.

Особенно интересно, что тип прерывистого распространения часто встречается в морской фауне, где, казалось бы, возможности для широкого распространения беспредельны, поскольку все части Мирового океана так или иначе соединены между собой (Л. С. Берг, 1934; А. П. Андрияшев, 1944). Это явление может дать указание для разрешения вопроса о происходивших некогда процессах соединения и разъединения различных материков и морей, отчленения островов от материков, времени образования островов, горных цепей и проливов, границ воздействия ледникового периода, изменений в направлении течения рек, времени образования больших глубин в морях, происхождения озер (Каспий, Аральское море, Байкал и др.) и т. д. Все это одинаково ценно как для зоогеографии, так и географии растений и истории флоры (Вульф, 1941, 1944).

Отметим еще большое значение изучения новейших движений земной коры для геофизики.

Сопоставление данных по интенсивности проявления новейших геотектонических движений позволяет установить полное совпадение зон максимального их проявления с областями повышенной сейсмичности, так как, повидимому, эти явления находятся в генетической связи. Отсюда естественен тот интерес, который проявляют к ним сейсмологи. Если же учесть, что области повышенной сейсмичности вместе с тем являются областями наибольших градиентов и резких изменений силы тяжести, естественно привлекать и новейшие геотектонические движения земной коры при установлении закономерностей последних и для объяснения проявлений аномалий силы тяжести.

Мы ограничимся только указанными примерами, хотя перечень их можно было бы продолжить.

Для выявления и изучения новейших геотектонических движений земной коры применяются разнообразные методы: геологический, геоморфолого-географический, астрономо-геодезический, геодезический, биогеографический, историко-археологический.

Несмотря на такое обилие методов, новейшие тектонические движения не могут считаться изученными. Касаясь одного вида их — колебательных движений земной коры, М. М. Тетяев указывает, что «этим движениям геология до сих пор уделяла очень мало внимания. В сравнении с хорошо изученными явлениями складчатости эти движения чрезвычайно мало учитываются в современной геотектонике, ибо характерной их чертой является то, что внутреннее залегание слоев совершенно не изменяется при этих движениях. Только углубляя изучение геологического разреза и его происхождения, мы обнаруживаем эти движения. Но эти движения не имеют непосредственным результатом изменение залегания слоев, и поэтому они не привлекали внимание тектонистов» (1934).

Если древние колебательные движения земной коры почти не привлекали внимание тектонистов, то в еще большей мере это относится к новейшим движениям.

Близкие взгляды высказываются по этому поводу и Д. И. Мушкетовым. Он подчеркивает громадное значение, которое может и должно иметь всестороннее изучение движений земной коры как эпейрогенических, так и землетрясений и др., и отмечает: «Эта мысль, несмотря на всю ее, на наш взгляд, элементарность, к сожалению, еще мало распространена. Специально геологические учреждения наши почти не занимаются этими вопросами; они даже меньше ими занимаются, чем раньше, так как с появлением сейсмологического и других геофизических институтов возникло неправильное представление, что этими вопросами геологам заниматься уже не приходится. Наоборот, правильно они могут быть поставлены и разрешены только при непосредственном и постоянном участии геолога» (1936).

Восполнить хотя бы в известной степени пробел в наших знаниях по новейшей тектонике и дать первую сводку по тектоническим движениям на территории СССР — такова основная задача предлагаемой работы.

Литература

Андрияшев А. П. Прерывистое распространение морской фауны в северном полушарии. Природа, № 1, 1944.

Берг Л. С. Об амфибореальном (прерывистом) распространении морской фауны в северном полушарии. Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 66, в. 1, 1934.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., 1938.

Вульф Е. В. Понятие о реликте в ботанической географии. Матер. по истории флоры и растительности СССР, т. I, АН СССР, 1941.

Вульф Е. В. Историческая география растений. АН СССР, 1944.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. II. История природных вод, ч. I, в. 1, 1933.

Мирчинк Г. Ф. К вопросу о геологии россыпных месторождений. Сов. геология, № 5—6, 1940.

Мушкетов Д. И. Важность изучения современных движений Земли. Фронт науки и техники, 1936, кн. 8.

Николаев Н. И. Основные вопросы региональной инженерной геологии. Реферат. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 5, изд. МГРИ, 1948.

Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. Труды III Всесоюзн. съезда геологов в Ташкенте, в. I, 1930.
Тетяев М. М. Основы геотектоники, 1935.
Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня. Труды Межд. геолог. конгресса, т. II, 1939.
Penck W. Die morphologische Analyse. 1924.

II. О КАТЕГОРИЯХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Применяя самые разнообразные методы исследования, нетрудно убедиться в том, что земная кора не только испытывала, но и продолжает подвергаться воздействию различных тектонических процессов, в результате которых проявляются движения земной коры.

Характер этих движений — в смысле скорости их проявления, периодичности, интенсивности, особенностей и пр.— может быть очень различным. Эффект их проявления также разный и сказывается в сопутствующих этим движениям процессах. Некоторые из них приводят к изменению структуры земной коры, другие вызывают изменения очертаний суши и моря, изменения береговой линии, усиление или ослабление процессов размыва и т. д.

Основываясь на различных признаках, в геотектонике в настоящее время выделяют разные категории этих движений. К сожалению, приходится констатировать отсутствие единых взглядов на выделяемые типы движений и, тем более, на причины, их порождающие. Для того чтобы яснее представить, в каком положении находится этот вопрос, остановимся кратко на его истории.

Одна из первых попыток разобраться в типах тектонических движений была сделана в середине прошлого столетия Д. Дэна. Прежде всего он выделял геосинклинальные движения, заключающиеся в «геосинклинальном оседании», приводившем к накоплению осадков большой мощности, которое заканчивалось образованием складчатости, разломов, отвердеванием осадков и т. д. Далее Д. Дэна различал и геоантиклинальные движения — в виде преобладающих положительных движений без проявления складчатости. Он считал их функцией горизонтальных движений преимущественно для геосинклинальных областей и результатом просто поднятий в областях внегеосинклинальных (1873 и др.).

Данные типы, под другими названиями, именно эпейрогенических и орогенических, несколько позднее (1890) были выделены Джильбертом по материалам изучения геологической истории района озера Бонневиль в США. Предложенные им термины сохранились и до наших дней, однако понимание их заметно эволюционировало. Давая определение этим терминам, Джильберт отмечал: «Может быть, орогенические и эпейрогенические силы и процессы — одно и то же, но до тех пор, пока сущность тех и других нам неизвестна, удобно рассматривать их раздельно» (1890).

Под эпейрогеническими движениями Джильберт понимал широкие вздутия земной коры, в результате которых образуются континенты. Под орогеническими движениями им понимались более «узкие волны», с которыми связано образование гор (отдельных складок).

И Д. Дэна и Джильберт различают указанные категории движений по масштабу явлений, и у обоих проглядывает пространственный (хо-

рологический) принцип: орогенические движения связаны с геосинклиналями, эпейрогенические с континентальными массивами, геоантиклиналями.

Выделяя данные типы движений, Джильберт представлял себе большие трудности резкого разграничения их.

Позднее эти термины были приняты как американскими, так и европейскими геологами. Понимались, однако, они по-разному. Примером этому могут явиться представления Э. Ога, который, развивая учение о геосинклиналях Дэна и Д. Голла, выделял те же категории движений земной коры. Помимо пространственного принципа, выявившегося у него со всей определенностью в соответствии с развитием представлений о категориях структур земной коры (орогены и кратогены Кобера или геосинклинали и платформы других авторов), он выдвинул и другой принцип направления движения (Е. В. Милановский, 1929). Орогенические движения, по Э. Огу, параллельны осям геосинклиналей, развиваются вдоль оси, что находится в соответствии с представлениями, развитыми Д. Дэна. Эпейрогенические движения, по Э. Огу, ориентированы перпендикулярно осям геосинклиналей.

Э. Ог сформулировал и основные законы движений земной коры. Следствием движений являются перемещения водных масс, т. е. морские трансгрессии и регрессии. Эту закономерность он выразил следующим образом:

«Трансгрессиям на континентальных площадях соответствуют регрессии в геосинклиналях, и наоборот. Иными словами, движения опускания и поднятия являются синхроничными на всех континентальных площадях, причем эти движения компенсируются в геосинклиналях движением в противоположном направлении, так сказать, с обратным знаком» (1900).

Следует заметить, что именно о такой закономерности в нескольких местах своих работ указывал Д. Дэна (1873). В его представлениях поднятия и опускания являлись синхроничными если и не для всех континентальных площадей и океанов, то во всяком случае для большей их части. Д. Дэна, так же как и Э. Ог, допускал возможную компенсацию движениями противоположного знака в платформенных и геосинклинальных областях.

В настоящее время закон Д. Дэна — Э. Ога большинством геологов отрицается (Архангельский, Шухерт и др.). Изучение особенностей в проявлении колебательных движений земной коры позволяет отметить одно из свойств, выявленное В. В. Белоусовым, которое он определил как полярность. Оно заключается в том, что восходящее движение в одном месте всегда сопровождается нисходящим движением в другом, и наоборот (Белоусов, 1944). А это заставляет взглянуть с новой точки зрения на закономерность, отмеченную Д. Дэна и сформулированную Э. Огом.

Развитие представлений, последовавшее за работами Э. Ога, привело к критике и его принципов расчленения движений земной коры на основные категории. Как правильно замечает В. В. Белоусов (1938), принятие точки зрения Э. Ога заставило бы нас одно и то же движение считать в одном месте орогеническим, в другом — эпейрогеническим.

Значительно позднее указанные понятия были развиты Г. Штилле (1919—1924), представления которого разделяются многими современными геологами.

Он следующим образом определяет движения.

Эпейрогенические движения — медленные, не изменяющие тектонической структуры земной коры и дающие формы крупной региональной тектоники в виде широких волнообразных движений — у н д а ц и й.

Орогенические движения изменяют тектоническую структуру, носят эпизодический характер, проявляются относительно быстро и приводят к образованию резких нарушений (различных складок, надвигов, сбросов и пр.) — так называемые у н д у л я ц и и.

Помимо указанных категорий движений, Г. Штилле предложил выделять еще и промежуточные в виде: с и н о р о г е н е з а — движений эпейрогенического характера, которые протекают короткое время и соответствуют времени проявления орогенеза, и с и н э п е й р о г е н е з а — местных быстрых изменений структуры земной коры, проявляющихся в местах развития высокоподвижных масс (как каменная соль и др.) и происходящих в то время, когда орогенические движения отсутствуют (анорогенные эпохи). Все перечисленные движения Г. Штилле рассматривает как результат действия тангенциальных сил. В зависимости от обстановки, проявляются или те или иные движения земной коры, причем и эпейрогенические и орогенические движения проявляются одновременно по всей Земле.

В самое последнее время взгляды Г. Штилле подвергаются критике главным образом со стороны советских геологов. Критикуются основные положения.

Прежде всего указывают, что эпейрогенез не только вызывает пологие изгибания земной коры, но и сопровождается образованием сбросов, т. е. приводит к существенным изменениям структуры охваченной им территории.

Оспаривается и другое положение Штилле, что орогенические фазы являются мгновенными вспышками, сменяющимися периодами длительного покоя.

В настоящее время для значительного числа районов доказано, что во многих случаях складчатость протекала одновременно с отложением осадков в течение достаточно продолжительных промежутков времени (Н. С. Шатский, 1937; В. И. Попов, 1937 и др.). С этой точки зрения можно говорить, что эпизодичность орогенеза далеко не доказана, продолжительность тектонических движений обеих категорий является вполне соизмеримой, определяется величиной одного порядка и разделение, основанное на якобы различной длительности, является несущественным (В. Е. Хаин, 1938).

Оспаривается утверждение о промежуточных формах движений. Таким образом, признаки, положенные в основу разделения указанных категорий движений земной коры, подвергаются сомнению.

Дополнительные трудности в вопрос о разграничении орогенических и эпейрогенических движений вносит и тот факт, что эпейрогенические движения в геосинклинальных областях (складчатых зон) количественно и качественно отличаются от таковых вне геосинклинальных областей (в платформенных зонах). Вследствие этого некоторые геологи данные движения, проявляющиеся в геосинклинальных зонах и характеризующиеся значительными амплитудами, относят к категории орогенических и делят их на два вида: 1) плавные изгибы (поднятия и опускания) и 2) глыбовые поднятия и глыбовые опускания (В. Е. Хаин, 1938).

Некоторые исследователи идут еще дальше. Эпейрогенические движения делят на две категории: собственно эпейрогенические и осцилляционные движения: последние проявляются в виде колебательных движений, тогда как первые протекают непрерывно.

Различие и сходство разных категорий движений можно видеть в табл. 1 (по В. Е. Хаину, 1939).

Таблица 1

Осцилляционные движения	Эпейрогенические движения	Орогенические движения
1. Совершаются однозначно на всем земном шаре (или на всей территории континентальных массивов)	1. Совершаются однозначно на достаточно обширных площадях, образуя систему ундаций	1. Характеризуются частой переменой знака движения в пространстве (ундуляции)
2. Протекают прерывисто, скачкообразно, обладая известной периодичностью	2. Протекают непрерывно	2. Протекают непрерывно, попеременно затухая или усиливаясь
3. Совершаются попеременно во взаимнообратном смысле	3. Обратимы лишь спустя длительные промежутки времени	3. Необратимы
4. Сохраняют постоянную амплитуду	4. Обладают закономерно волнообразно меняющейся амплитудой	4. Обладают переменной амплитудой
5. Вызываемое перемещение масс — вертикальное	5. Перемещение масс вертикальное и горизонтальное	5. Перемещение масс в основном горизонтальное
6. Структурно безразличны	6. Вызывают расчленения земной коры на системы геоантиклинальных и геосинклинальных ундаций	6. Структурно обусловлены, порождают складчатость

Однако и эти взгляды могут быть оспариваемы, и в настоящее время они не получили распространения. В дальнейшем к этой таблице нам придется вернуться и разобрать ее критически.

Несколько особо в рассматриваемом вопросе стоят взгляды М. М. Тетяева. Критикуя понимание старых терминов, он выделяет в последних работах четыре формы движений земной коры.

Орогенические движения, которые связаны с образованием складчатости и увязываются им с проявлением сил, направленных горизонтально (тангенциальные силы). Складчатость развивается непосредственно внутри земной коры, имея только слабое отражение на поверхности.

Эпейрогенические движения связываются им с проявлением сил, действующих по радиусу или по вертикали. Термин эпейрогенический, как и предыдущий (орогенический), по Тетяеву, является слишком узким, не соответствующим действительности, и он заменяет его другим. Для первой категории движений он предлагает название «складчатая форма геотектогенеза»; для второй — «колебательная форма геотектогенеза». Последние движения выражаются главным образом в явлениях, происходящих на земной поверхности, только частично отражаясь на структуре земной коры.

Особой формой движения земной коры, по Тетяеву, являются макроколебания, происходящие в виде горообразования, поднятия, следую-

щего за складкообразованием и сопровождающегося раскалыванием и возникновением сбросовой тектоники.

Выделение данной категории движений было произведено также Д. Дэна.

В работе 1873 г., описывая типы и строение гор, Дэна указывал: «Геосинклинальные цепи, или синклинориумы, подвергались почти во всех случаях после своего образования настоящему поднятию вследствие больших геоантиклинальных движений — движений, охватывающих бóльшую площадь коры, чем при предшествующих геосинклинальных движениях, именно площадь коры, которую можно строго назвать полигенетической массой» (Дэна, 1873).

И по своему характеру, и по времени проявления, и по результатам образования гор этот тип движения целиком соответствует макроколебаниям М. М. Тетяева (1941).

Четвертой формой движения, по М. М. Тетяеву, является внутреннее растрескивание земной коры, которое выражается в развитии и расширении трещин внутри земной коры. Эти явления фиксируются образованием рудных и магматических жил и трещинных интрузий, представляя собой определенный вид тектонических движений в земной коре (М. М. Тетяев, 1941).

Не так давно В. В. Белоусов предложил совершенно новый принцип разграничения складчатых движений от колебательных, считая последние обратимыми, а первые — необратимыми.

Совершенно новые представления в понимание рассматриваемых категорий движений земной коры внес Б. Л. Личков, взгляды которого отличаются очень большим своеобразием (1940, 1941).

Таким образом, основные категории движений, называемые и понимаемые по-разному различными геологами, часто связываются с крупными структурными элементами земной коры — складчатыми (геосинклиналями) и платформенными зонами.

Многие геологи выделяют еще один крупный структурный элемент земной коры — в виде больших океанических впадин — и связывают с ними особый тип движений, который приводит к их образованию. Л. Кобер предложил назвать эти движения «океаногенезом» или «талаттогенезом» (1928).

Несмотря на то что мысль об особой категории движений, проявляющихся на океанических пространствах, существует среди геологов давно (Дэна, 1856; Леконт и др.), при допущении самостоятельного значения этих движений представляется затруднительным разграничивать движения в пограничной зоне океана и материка. Такого разделения провести просто нельзя. А если так, то нет смысла выделять движения, проявляющиеся в океанической области, в самостоятельную категорию.

Рассматривая общую структуру земного шара, многие геологи считают, что отдельные крупные элементы земной коры сохраняют свое положение без изменения. Их взаимное расположение оставалось постоянным в течение геологической истории земного шара. Единство общего плана сохраняется в отношении континентов, которые считаются неподвижными. Такую точку зрения разделяют Кобер, Штилле, Борн и другие ученые, образуя как бы школу «фиксизма».

Другие геологи, как А. Вегенер, Арган, Штауб, Хаарман и др., защищают точку зрения, доказывающую возможность перемещения материков. Это школа «мобилизма».

Наиболее яркое выражение последнее течение нашло во взглядах А. Вегенера. Горизонтальное перемещение материков выделяется им в особую категорию тектонических движений, для которых было предложено название эпейрофореза.

Если объяснять смятие отдельных участков земной коры при помощи эпейрофореза, необходимо притти к допущению, что в других местах должно происходить растяжение земной коры, которое приведет к ее расщеплению. Это расщепление должно давать разрывы типа крупных рвов — грабенов.

Изучая одну из таких крупнейших зон разломов в Восточной Африке, Кренкель (1934) предложил выделить движения, их создавшие, в особую категорию, для которой предложил название тафрогенеза (образование рвов).

Наконец, своеобразной, особо проявляющейся группой новейших движений являются землетрясения.

Мы перечислили различные категории тектонических движений, выделяемых в настоящее время. Как видно из изложенного выше, понимание их у разных школ и отдельных геологов — весьма различное, и в этом отношении нет единого установившегося мнения.

Мнение, что наше обычное классическое деление всех движений на эпейрогенез и орогенез отжило свой век и настолько, что эти термины в настоящее время нельзя употреблять, пускает все большие и большие корни среди советских геологов. Этот взгляд первоначально был высказан М. М. Тетяевым, и особенно ярко его выразил Н. С. Шатский (1944). Развивая эту мысль, Н. С. Шатский указывал, что в понятии эпейрогенеза в настоящее время объединяются движения различных знаков, сложно накладывающиеся одно на другое. В современных движениях мы имеем дело не с чистыми движениями отдельных структур, а с комплексом движений различного радиуса. В отношении орогенических движений Н. С. Шатский указывал, что они являются не чем иным, как функцией движений эпейрогенеза. Это всегда — движения, происшедшие от крупных движений в вертикальном направлении.

На данном этапе развития наших геологических представлений разграничение указанных типов движений на две категории (вне зависимости от сложного вопроса генезиса), с нашей точки зрения, является и правильным и важным. В большинстве случаев их действие связывается и с различным внешним выражением на земной поверхности. Каждая из этих категорий требует своих собственных методов изучения. Бесспорно и то, что старые термины (орогенез, эпейрогенез) не соответствуют тем понятиям, которые мы в них вкладываем, и замена их новыми, предлагаемыми в настоящее время, является целесообразной.

Чрезвычайно тесно связанные с ними движения осцилляционные, тафрогенез и талаттогенез, выделяются очень условно. Считать их самостоятельными категориями движений в настоящее время вряд ли можно. Для этого у нас нет ни достаточных данных, ни достаточных доказательств.

В отношении макроколебаний, выделяемых М. М. Тетяевым в самостоятельную категорию, замечания, высказанные по этому поводу М. А. Усовым (1945), имеют большие основания. Действительно, и макро- и микроколебания относятся к одним и тем же формам, но распределены по различным этапам цикла геотектогенеза (Усов, 1945).

Однако выделение макроколебаний есть первый шаг к расчленению сложных колебательных движений, объединяемых старым термином эпейрогенеза.

Таким образом, категории тектонических движений, для которых имеются основания к выделению и которые можно ожидать встретить в новейших проявлениях, представляют собою колебательные и складчатые движения. Повидимому, можно говорить и о магматической форме тектогенеза, тесно связанной с явлениями образования трещин и разломов в земной коре.

Некоторые основания имеют высказывания о перемещении континентальных массивов. С точки зрения многих геологов, такие движения являются возможными и соответствующим образом доказываются (Бубнов, 1934).

Доказательство проявления эпейрофореза требует применения особых методов, среди которых важное значение имеют методы астрономо-геодезические. Более подробно на этом вопросе мы остановимся ниже.

В свете современных представлений колебательные движения являются повсеместными и наиболее постоянными, и на их фоне проявляются движения других категорий. Именно данный тип движений представляет интерес в первую очередь и с точки зрения новейшего проявления.

На примере рассмотрения истории развития взглядов на категории движений земной коры можно видеть, что этот вопрос не разрешен и до сих пор представляет собой один из важных и сложных вопросов современной геологии. Выделение категорий тектонических движений, основанное на генетическом принципе, и установление их взаимосвязи — проблема дискуссионная, требующая дальнейшей разработки.

Литература

Белоусов В. В. О колебательных движениях земной коры. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 2, 1938.

Белоусов В. В. Колебательные движения земной коры в прошлом и настоящем. Конфер. по деформации и движениям земной коры. Доклад на совещании Ученого Совета Сейсмологич. ин-та АН СССР и ЦНИИГАиК. Геодезиздат, 1948.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. 1934.

Личков Б. Л. О современной геологической эпохе и ее особенностях. Изв. АН СССР, серия геологич., № 3, 1941.

Личков Б. Л. К разграничению органических и эпейрогенических процессов. Труды Узб. Гос. ун-та. Новая серия, № 23, 1941.

Личков Б. Л. О ритме изменений земной поверхности. Природа, № 4, 1941.

Милановский Е. В. Понятия орогенеза и эпирогенеза в критическом освещении Штилле. Вестн. Моск. горной академии, I, № 2, 1923.

Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии. Бюлл. МОИП, отд. геологич., т. III(4), 1929.

Обручев В. А. Происхождение гор и рудных месторождений. АН СССР, 1942.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Госгеолиздат, 1941.

Тетяев М. М. Современное представление геотектоники и пути ее дальнейшего развития. Изв. АН СССР, серия геологич., № 4—5, 1941.

Усов М. А. Основные формы тектонических движений. Вопросы геологии Сибири, т. I, АН СССР, 1945.

Хаин В. Е. К проблеме соотношений орогенеза и эпейрогенеза. Сов. геология, № 7, 1938.

Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XVII (1), 1939.

Шатский Н. С. О неокатастрофизме. Пробл. советской геологии, № 7, 1937.

Шатский Н. С. Развитие и движения земной коры. Доклад на совещании Ученого Совета Сейсмологич. ин-та АН СССР и ЦНИИГАиК. Геодезиздат. 1948.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ (ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ)

КАЧЕСТВЕННЫЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ

Методы сейсмологии

- Горизонтальный маятник
- Вертикальный маятник
- Измерение наклономерами

АСТРОНОМИЧЕСКИЕ

Повторные определения широт и долгот

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ

Повторные триангуляции и измерения линий базисов

Высокоточное нивелирование

Теоретические математические (астрономо-геодезические) методы

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ

Водомерные наблюдения (футштоки, мареографы)

- Наблюдения на створах
  - Без стока
  - Со стоком
    - Сток в место наименьшего поднятия
    - Сток в место наибольшего поднятия
    - Поднятия по обеим сторонам от стока
- Наблюдения на морях

БАТОГРАФИЧЕСКИЕ

Батиметрический метод

- Динамический батиметрический метод (повторные измерения глубин)
- Статический батиметрический метод

Метод Соболева С. С.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ

Методы геоморфологии моря

- Методы, применяемые при изучении геоморфологии континентального склона и океанических впадин
- Методы, применяемые при изучении геоморфологии шельфа

Методы, применяемые при изучении абсолютного цикла

Методы изучения береговой линии и островов

Поднимающиеся берега

Методы изучения

- морских террас, береговых валов, абразионных уступов
- коралловых рифов
  - дельт

Расширение наземной поверхности: пересыпей и кос, реликтовых озер, лайд и проч.

Погружающиеся берега

Методы изучения

- эстуариев, губ, лиманов
- атоллов и коралловых рифов
  - морфологии морского дна, погребенных русел, террас, каньонов
  - затопленных и заболоченных лесов, торфяников, стоянок человека, каменного льда, речной мерзлоты и проч.

Методы изучения речных долин

- Изучение продольных и поперечного профиля долин
- Изучение типов стрипт, типов меандр и пр.
- Изучение типов дельт и их особенностей

→ Оценка типа речных долин

Методы изучения истории гидрографической сети

Изучение снеговой границы

Общее изучение рельефа с точки зрения выявления взаимоотношений процессов денудации с тектоническими процессами

Методы изучения многоярусного рельефа

- древних денудационных поверхностей
- наторных террасс

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ

Метод изучения фаций новейших отложений в вертикальном разрезе

Метод изучения мощностей новейших отложений

Определение в областях аккумуляции

Метод изучения фаций новейших отложений в пространстве (сопоставление палеогеографических карт)

Метод выявления тектонических соотношений отдельных свит новейших отложений и новейшей поверхностей рельефа

Определение отрицательной мощности в областях денудации

В областях денудации (геоморфологический метод)

В областях аккумуляции

Оценка истории и направления геологического развития структуры

ИСТОРИКО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ

Анализ географических названий

Свидетельство местного населения

Сличение географических карт

Анализ археологических материалов

Анализ исторических материалов, свидетельства писателей классической древности, записки мореплавателей, географов и проч.

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ

Методы ботанической географии

Методы зоогеографии

Dana J. On the origin of Continents and Mountain Ranges. The Amer. Journ. of Science and Arts, v. III, sec. ser., 1847.
Dana J. Results of the earths contraction form cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earths interion. The Amer. Journ. of Science and Arts., v. 5, 6, 3 ser., 1873.
Gilbert G. Lake Bonneville H. S. Geol. Surv. Monographe. I, 1890.
Hall J. Natural History of New-York. Paleontology, v. III, 1859.
Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales. Bull. Soc. Géol. France, III s., t. 28, 1900.
Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1928.
Krenkel E. Geologie von Afrika, 1934.
Stille H. Die Begriffe Orogeneses und Epirogeneses. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell. Abh. N 3—4, 1919.
Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.

III. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ

Рассмотрение обширной, почти необозримой литературы, где рассматриваются молодые тектонические движения, позволяет сделать вывод, что мнения разных геологов в отношении направленности и генезиса этих движений оказываются далеко не единодушными.

Эти разногласия проистекают из-за различных причин: от недостатка фактических данных, которыми располагает геолог; от слабой разработанности вопросов стратиграфии новейших отложений, что приводит к различному пониманию новейшей геологической истории и отражается на общих выводах в изучении движений земной коры и в их сопоставлении.

Наконец, различные выводы получаются от применения различной методики для выявления новейших движений земной коры. Единой методики не существует, имеющаяся же очень разнообразна и требует осмотрительного применения в каждом отдельном случае.

Известные нам методы, применяемые для изучения новейших движений земной коры, сведены в приведенной здесь таблице (табл. 2). Они очень многочисленны и разнообразны в смысле качества и ценности получаемых конечных результатов. С помощью этих методов изучают самые разнообразные по характеру движения: вертикальные, горизонтальные, прерывистые, непрерывные.

По своим особенностям все методы могут быть разделены на две группы:

I. Методы, дающие точное количественное выражение проявления новейших тектонических движений (инструментальные методы).

II. Методы, дающие главным образом качественную характеристику и относительную количественную оценку их.

Ниже приводится описание перечисленных в таблице методов с краткой иллюстрацией их применения и достигнутых результатов.

А. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ (ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ) МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

К методам, которые дают точное количественное выражение новейших движений, можно отнести сейсмологические, астрономические, геодезические и гидрологические. Характерной чертой их является использование различных инструментов и приборов.

19180

1. Сейсмологические методы

Методами сейсмологии изучают одну из перечисленных выше категорий движений земной коры — землетрясения. Для их изучения применяют различные сейсмографы. В соответствии с направлением движения, регистрируемого прибором, последние называются вертикальными и горизонтальными. В настоящий момент известно более 200 различных типов таких приборов.

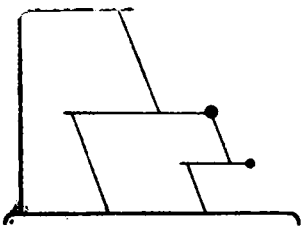


Рис. 1. Наклономер Леттау с двойным целнеровским подвесом.

Однако существует и такой прибор, который отражает движения земной коры, выражающиеся в наклонах земной поверхности. Он получил название наклономера. Эти приборы построены по принципу горизонтального маятника, подвешенного на двух нитях. Чувствительность их так высока, что они свободно отмечают изменение наклона, равное сотым долям секунды дуги.

Существует много различных конструкций наклономеров, разработанных советскими и иностранными авторами; некоторые из них воспроизводятся на прилагаемых рисунках (рис. 1, 2).

Не касаясь деталей их описания, за которыми мы отсылаем к специальной литературе, отметим здесь лишь основные результаты наблюдений, полученные разными методами.

Изучение наклонов земной поверхности в различных странах позволило зафиксировать их в каждой точке земной поверхности, где были установлены соответствующие приборы. Но оказалось, что запись движений, фиксируемая наклономерами, очень сложна и представляет собой комплекс каких-то перемещений, состоящих из отдельных компонентов, на которые прежде всего ее нужно разложить, чтобы выявить тектонические движения.

Для того чтобы показать сложность этих накладывающихся одно на другое движений, регистрируемых наклономерами, можно привести следующий перечень их, сведенный проф. В. Ф. Бончковским (1948). Записи наклономеров отмечают:

1. Наличие вековых наклонных движений, которые могут достигать нескольких десятков секунд дуги и проявляться на больших территориях или на отдельных континентальных блоках.

2. Суточные и годовые движения, обусловленные тепловым влиянием, причем суточное колебание наклонов характеризуется величиной от нескольких десятых до целых единиц секунды дуги. Годовые тем-

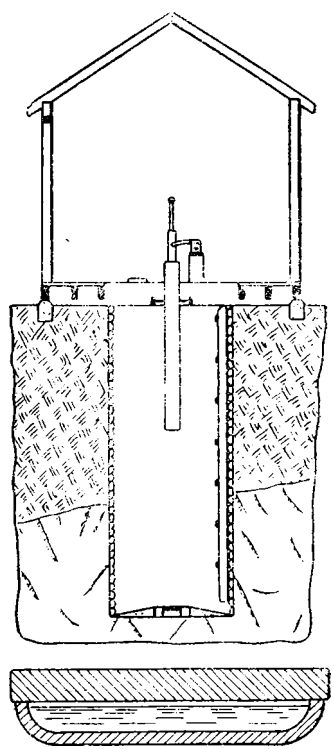


Рис. 2. Наклономер Меритта. Яма и будка для наблюдения. Прибор основан на принципе оптической интерферометрии.

пературные колебания наклонов, вероятно, могут выражаться несколькими секундами дуги.

3. Периодические наклоны, вызванные приливообразующей силой луны и солнца. Их порядок — 0″01.

4. Наклоны, вызванные распределением атмосферного давления на земной поверхности. Порядок их не установлен. Возможно, однако, пишет В. Ф. Бончковский, что наклоны этого вида довольно значительны и достигают величины секунды дуги (проблематично).

5. Наклоны, вызванные внутренними причинами (тектонические.— *Н. Н.*). Порядок не установлен.

6. Бури наклонов в виде временных беспорядочных движений, порядка нескольких секунд дуги. Причина неизвестна.

7. Наклоны в области вулканов, вызванные движением лавы и газов. Порядок до 3″ в сутки (Бончковский, 1946, 1948).

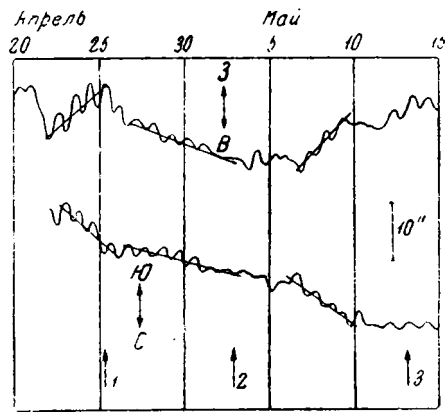


Рис. 3. Часть записи наклономера, установленного внутри сейсмической области в Танго в 1927 г.

Стрелки *1, 2, 3* обозначают время, соответствующее сильным изменениям после толчков. Наиболее отчетливо видно влияние на наклонение дневного хода температуры, но дополнительно имеются и другие вариации, которые обозначены наклонными прямыми линиями. Каждый такой наклон сопровождался сильным вторичным толчком или группой толчков.

Перед нами стоит очередная и интересная задача, говорил проф. В. Ф. Бончковский (доклад на конференции в Московском университете, в декабре 1944 г.), применить маятничную методику для изучения движений земной коры. Там, где тектоника проявляется особенно хорошо, в первую очередь надо заняться выявлением методом исключения отдельных компонентов, составляющих комплекс движений, фиксируемых наклономерами.

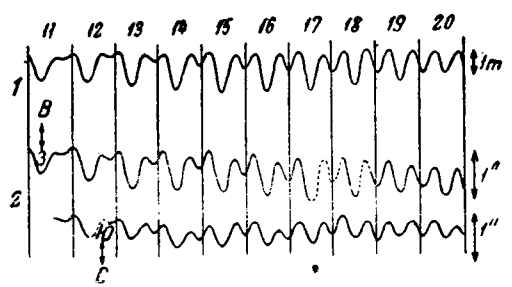


Рис. 4. Приливы и отливы (*1*) и наклоны (*2*) по наблюдениям в Кванто (Япония). Колебания земной поверхности, вызываемые влиянием прилива. Особенности колебаний зависят от структурных особенностей местности. Справа масштаб.

Данный метод, таким образом, вполне может быть применен для изучения новейших колебательных тектонических движений, в результате которых образуются наклоны земной поверхности, местами достигающие вполне ощутимой величины.

Результаты наблюдений посредством наклономеров в различном графическом выражении приводятся на рис. 3, 4, 5.

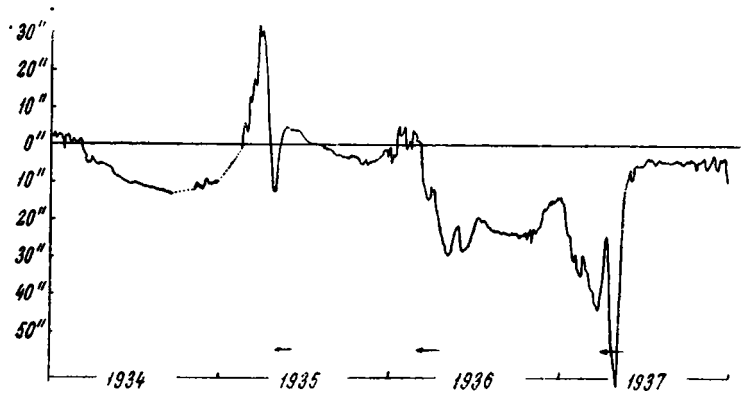


Рис. 5. Наклоны на обсерватории вулкана Асама (Япония). Стрелки обозначают активный период вулкана. Часть репродукции записи исключительно большого наклона, который имел место близко к началу активности вулкана.

Литература

Бончковский В. Ф. Микросеймы и их причины. Труды Сейсмологич. ин-та АН СССР, № 120, 1946.

Бончковский В. Ф. Некоторые проблемы изучения новейших движений земной коры. Доклад на конференции МГУ. «Проблемы науки». Декабрь 1944.

Бончковский В. Ф. Методы измерения наклонов земной поверхности и некоторые результаты этих измерений. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, М., 1948.

Николаев Н. И. О точных количественных методах изучения деформаций земной коры. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 11, 1948.

Tsuboi C. Deformations of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurments. Ergebnisse der kosmischen Physik, B. IV, 1939.

Jaggar T. and Finch R. Tilt records for thirtee years at the Hawaiian volcano observatory. Bull. Seism. Soc. Amer., 19, 1929.

Ishimoto M. Construction d'un pendule horisontal de quartz et observations sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre. Jap. J. Astr. Geophys., 6, 1928.

Merritt G. Earthquake investigations in California 1934—1935. U. S. Coast and Geodatic Survey, Sp. Publ., 201, 1936.

Lettau H. Das Horizontaldoppelpendel. Z. Geophys., 13, 1937.

Haalck H. Ein Quecksilberneigungsmesser von hoher Empfindlichkeit. Z. Geophys., 8, 1932.

Takahasi R. Preliminary report on the observation of the tilting of the earth's crust with a pair of water pipes. Bull. Earth. Res. Inst., 8, 1930.

2. Астрономические методы

В тектонической геологии в настоящее время существует много гипотез, которые по-разному объясняют процессы структурного развития земной коры. В основу их кладутся самые разнообразные соображения. Большинство геологов придерживаются старой, классической, идеи контракции и на основе ее строят свои схемы развития земного шара и земной коры. Другие в качестве основного, исходного положения выдвигают различные геофизические и астрономические явления. К ним прежде всего относятся процессы нарушения и восстановления равновесия земной коры (явление изостазии); радио-

активные процессы (Белоусов, Джоли, Холмс и др.); процессы магматической кристаллизации и движения подкоровой магмы (Ампферер, Даке, Швиннер и др.); изменение в скорости вращения Земли и связанные с ними колебания величины полярной сплюснутости земного эллипсоида вращения (Квиринг, Бем и др.); довольно многочисленная группа гипотез основывается на допущении передвижения континентальных глыб в зависимости от тех или иных причин (Тэйлор, Арган, Вегенер, Штауб и др.).

Мы не ставим себе задачу давать исчерпывающий перечень этих многочисленных, пестрых по содержанию и противоречивых по существу гипотез и теорий или излагать их. Синтез же различных геологических данных, произведенный на основании различных исходных положений, является важным не только для теоретической геологии. Огромный интерес решение этого вопроса представляет для астрономии, геодезии и других дисциплин.

Среди многообразия различных взглядов большой интерес с точки зрения новейших движений представляют гипотезы, допускающие горизонтальные перемещения континентов, или эпейрофорез. К этой мысли в одно и то же время независимо пришли различные геологи. Историю этого вопроса достаточно подробно излагает Б. Л. Личков (1935).

О больших горизонтальных перемещениях континентов, сопровождающихся деформациями, говорил еще М. В. Ломоносов, позднее на них указывали Верштейн (1880), Ф. Сакко (1895), Ф. Тэйлор (1910), П. Чирвинский (1912) и др. Особенно подробно разработал эту идею А. Вегенер (1920). Исходя из различных геофизических предпосылок, оригинальные построения, допускающие возможность «тектоники странствования», дали многие современные геологи и геофизики (Арган, Штауб, Гутенберг и др.).

В основе данной гипотезы лежит представление о глубоком различии отдельных элементов твердой земной оболочки, покоящейся на субстрате в уравновешенном состоянии, как это следует из теории изостазии. Последняя является тем отправным пунктом, на котором построено все представление А. Вегенера. Он допускает не только вертикальные движения, компенсирующие перемещение масс, происходящее под влиянием геологических процессов, но также и горизонтальные перемещения отдельных глыб в различных направлениях. Вегенер предполагает два основных направления движения: одно, вызываемое центробежной силой,— от полюсов к экватору, другое — направленное к западу. В движениях участвуют все континенты, плывущие, однако, с разными скоростями и в силу этого подверженные разрывам. Современный геофизик Б. Гутенберг дополнил эту теорию и указал, что кроме сил, направленных от полюса к экватору, в направлении, параллельном широтному, действуют еще гидростатические силы, которыми и могут быть объяснены перемещения континентов. Он полагает, что допущение этих сил «устраняет целый ряд трудностей, которые возникают в связи с гипотезой Вегенера, не нарушая ее основного принципа» (Гутенберг, 1935).

Доказательством данной гипотезы и подтверждением наличия эпейрофореза, как это еще указывал в свое время А. Вегенер, являются не только чисто геологические, палеоклиматические, биогеографические и другие данные и построения, но и точные повторные опреде-

ления астрономическими методами положения точки в пространстве — широтные и долготные определения.

Данные в этом отношении начинают накапливаться. Первоначально, до открытия так называемых «саалических рефракций» купола, которые дают систематические ошибки в определении градусов широты, все уклонения при повторных определениях принимались за вековые изменения. С открытием же указанной рефракции, все отклонения были отнесены к этому источнику ошибок.

Однако позднее, особенно в связи с организацией международных определений широты, снова начали допускать возможные вековые изменения градусов широты.

В самом деле, действительно ли непрерывно изменяются географические координаты отдельных точек земной поверхности вследствие движения континентов? Каково направление этих перемещений и какова их скорость? Ответы на эти вопросы могут дать только совместные работы астрономов, геодезистов и геологов.

С геологической точки зрения перемещения отдельных континентов и их частей считаются многими авторами, разделяющими гипотезу мобильности континентов, вероятными. Имеющиеся отдельные гипотетические построения позволяют даже делать прогноз возможных направлений движений.

Так, например, в схеме Вегенера вся Америка движется с относительно небольшой скоростью на запад; Евразия и Африка перемещаются к западу с несколько меньшей скоростью и поэтому отстают от Америки. Кроме того, Евразия и Африка сближаются между собой, двигаясь навстречу, от полюсов к экватору. Индостан имеет основное движение с юга на север; Австралия смещается на северо-северо-восток. Гирлянды островов, окаймляющие Азию и Австралию с востока, имеют относительно меньшую скорость движения на запад, чем континенты, и отстают, отрываясь от них.

С точки зрения других авторов, допускающих горизонтальные перемещения материков (Гаверманн, Штауб, Арган и др.), эти движения подчиняются иным закономерностям и рисуются в иных направлениях.

Как указывает Е. В. Милановский (1935), сравнение всех этих схем показывает всю субъективность отдельных построений, малую разработанность данного вопроса и огромную трудность прогноза рассматриваемых движений.

Принимая определенную продолжительность отдельных геологических периодов и определяя приблизительно время разрыва материков, Вегенер пытается дать прогноз и скорости перемещения отдельных континентов и их частей. Он дает следующую предварительную таблицу, замечая, что приводимые им числа в дальнейшем должны измениться.

Из таблицы видно, что наибольших изменений во взаимном положении следует ожидать между Гренландией и Европой, что может сказаться на определении долгот отдельных пунктов. По мнению В. П. Щеглова, Вегенер, используя для доказательства своих идей материалы астрономических определений долгот, «привлек внимание астрономов к своей теории и совершенно правильно указал на полную возможность разрешения ее путем тщательных долготных определений» (Щеглов, 1948).

В своей работе Вегенер использовал материалы определений долгот, произведенных датской экспедицией Коха, которые сравнивались

Таблица 3

Относительно перемещающиеся участки	Происшедшие за все время перемещения (в км)	Время отделения (в миллионах лет от современной эпохи)	Годичное перемещение (в м)
Остров Сабина — Медвежий остров	1070	0.05—0.1	21—11
Исландия — Норвегия	920	0.05—0.1	18—9
Мыс Фервель — Шотландия	1748	0.05—0.1	36—18
Мыс Фервель — Лабрадор . . .	790	0.05—0.1	16—8
Ньюфаундленд — Ирландия	2410	2—4	1.2—0.6
Мыс св. Рока — Камерун	4880	20	0.2
Буэнос-Айрес — Капштадт	6220	25	0.2
Огненная Земля — Южные Сандвичевы острова	2390	2	1
Мадагаскар — Африка	890	0.1	9
Индостан — Южная Африка	5550	15	0.4
Тасмания — Антарктида	2890	8	0·4

со старыми материалами. Это сравнение позволило определить увеличение расстояния между Гренландией и Европой за время с 1870 по 1907 г. В результате получилась цифра 32 м в год, во много раз превышающая средние ошибки наблюдения.

Однако, как указал В. П. Щеглов (1948), немыслимое, по мнению Коха, предположение об ошибках определения долгот, в 4—5 раз превосходящих средние, в действительности весьма вероятно, так как получить с точностью, достигнутой Кохом, долготу из наблюдений Луны можно только благодаря случайным совпадениям. В. П. Щеглов приходит к выводу, «что труд Коха, направленный на доказательство движения Гренландии, не достигает цели». Поэтому цифры, приводимые Вегенером в отношении определения разности долгот, создают «лишь иллюзию возрастания долгот, так как приведены без средних ошибок, которыми сопровождались определения» (Щеглов, 1948).

Окончательное разрешение этого вопроса должны дать систематические астрономические определения мест.

В 1925 г. смешанной комиссией Международного астрономического и геодезического союза был разработан детальный проект долготных определений, известный под названием мировых долготных определений. Принцип, на котором основывается астрономическое определение долготы, заключается в сопоставлении значений местного звездного, среднего или истинного времени в определяемом и исходном пунктах в один и тот же момент. Указанный проект был осуществлен в 1926 г. При этом участвовало 52 обсерватории и станции, и выбор их, как правило, производился вне зависимости от их геологической характеристики. Для проверки гипотезы Вегенера в 1933 г. международные долготные определения были повторены. При этом промежуток времени в 7 лет был признан достаточным для грубой проверки гипотезы эпейрофореза.

Сеть наблюдательных пунктов была увеличена, однако по разным причинам не все станции произвели необходимые наблюдения (рис. 6).

Полученные результаты и их сопоставление показали среднее изменение взаимного расположения Европы и Сев. Америки на 0.0014^s

в год, тогда как Вегенер ожидал величину в 0.003^s. Семь лет, протекшие между повторными определениями (1926 и 1933 гг.), показали смещение на 0.015^s, т. е. примерно на 0.002^s в год (Хубларова, 1939). Пересматривавший эти цифры В. П. Щеглов добавляет, что в линейной мере это выражается в 65 см (для $\varphi = 45°$). «По Вегенеру же, мы должны ожидать величину около 1 м. Но, обращая внимание на

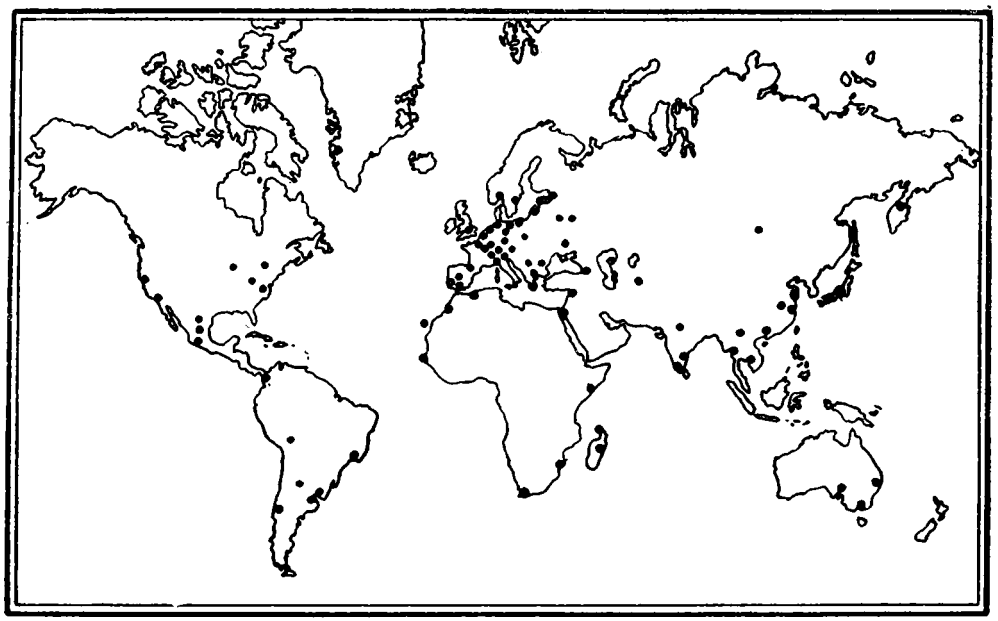


Рис. 6. Распределение наблюдательных пунктов во время долготных определений 1926 и 1933 гг. (по Днепровскому и Милановскому, 1935).

знаки изменений долгот, мы заключаем,— пишет Щеглов,— что они соответствуют сближению материков, а не расхождению их, как это следует из теории Вегенера» (Щеглов, 1948).

Рассматривая данные Ванаха (Wanach), который сопоставил в 1925 г. моменты приема сигналов времени по определениям в Оттаве и Вашингтоне, с одной стороны, и в Потсдаме и Париже, с другой (за 4 года), и данные Стойко, который вывел колебания долгот между некоторыми станциями с периодом в 11 лет и амплитудой, доходящей до 0.06, В. П. Щеглов приходит к следующему выводу: «Систематический контроль разности долгот между Американским и Европейским континентами не дает оснований подтвердить правильность предположений Вегенера о расползании их со скоростью около 1 м в год. Если и имеет место изменение их взаимного положения, то величина эта лежит на грани возможных ошибок примененных методов, т. е. несколько сантиметров» (Щеглов, 1948).

Таково мнение астронома. Мы можем только добавить, что к получаемому цифровому материалу нужно подходить очень осторожно, с учетом и геологических факторов и, в частности, вертикальных движений в точках наблюдений, которые могут усложнить действительную картину предполагаемых горизонтальных перемещений.

По вопросу о дальнейших путях привлечения астрономических ме-

тодов для изучения новейших тектонических движений, в частности эпейрофореза, среди геологов существуют разные мнения. Так, например, некоторые видят в этих приемах «новое начинание, обещающее новый путь исследования тектонических проблем» (Днепровский и Милановский, 1935) и рекомендуют к обсуждению планов будущих международных долготных определений привлекать и геологов. Эти исследователи рекомендуют расширить долготные определения и связать их с систематическими определениями широт для ряда избранных пунктов.

Другие, как С. Бубнов, указывают, что если в принципе мы считаем «эпейрофорез» вероятным, то из современных материалов все же остаются невыясненными ни размеры этого явления, ни его общая механика. Бубнов по этому поводу пишет: «Некоторые частные положения Вегенера, как, например, «отплывание» Америки от Европы, могут теперь с полным правом подвергнуться сомнению. Однако против самого принципа при этом еще ничего не говорится» (Бубнов, 1934).

Есть и такие исследователи, которые считают, что, «гипотеза Вегенера стоит в самом вопиющем противоречии со всеми основными геологическими фактами и ровным счетом ничего не объясняет из того, что в первую очередь должно быть объяснено» (Белоусов, 1947).

По поводу дальнейшей проверки этой гипотезы инструментальными методами Н. С. Шатский на конференции по деформации земной коры в Сейсмологическом институте Академии Наук СССР в 1944 г., основываясь на результатах изучения глубокофокусных землетрясений, говорил: «...изучение этого вопроса заставляет меня совершенно категорически отвергать все гипотезы мобилизма во главе с Вегенером. Гипотезы мобилизма настолько оторваны от конкретных геологических данных, что они не заслуживают особого внимания и их проверки точными методами» (Шатский, 1944, 1946).

Нам представляется, что если теорию Вегенера в настоящий момент и невозможно принимать так, как она рисовалась ее автору, то тем не менее вероятность горизонтальных смещений отдельных точек суши в пространстве не исключена. Полученные цифры не говорят ни за, ни против смещений. Повидимому, для окончательной проверки всех этих разноречивых представлений необходимы дальнейшие измерения, но с большими промежутками времени между наблюдениями и, может быть, с установлением иного расположения полигонов, чем это делалось в предшествующих международных долготных определениях.

Литература

Арган Э. Тектоника Азии. 1933.

Белоусов В. В. Основные этапы развития и современное состояние геотектоники. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. I, 1947.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. 1934.

Вегенер А. Возникновение материков и океанов. Госиздат, 1925.

Гутенберг Б. Строение Земли. ОНТИ, 1935.

Днепровский Н. И. и Милановский Е. В. Международные определения долгот и их роль в решении тектонических проблем. Природа, № 9, 1935.

Личков Б. Л. Движение материков и климат прошлого Земли. АН СССР, 1935.

Орлов А. Я. Ломоносов о перемещении полюса и движении континентов. Мироведение, т. 21, № 4, 1937.

Хубларова С. Л. Горизонтальные смещения материков по данным международных долготных определений. Природа, № 6, 1939.

Шатский Н. С. Развитие и движения земной коры. Доклад на Конференции по деформациям и движениям земной коры. 1944, Сейсмологич. ин-т АН СССР.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геологич., № 4, 1946.
Штауб Р. Механизм движений земной коры. ГОНТИ, 1938.
Щеглов В. П. Мировое определение долгот как метод изучения движений материков. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, М., 1948.
Bulletin Géodésique, 1930 — № 27; 1935 — № 48; 1936 — № 51 h.
Kober L. Der Bau der Erde, Berlin, 1928.
Travaux de l'Association de Géodésie, t. 12.

3. Геодезические методы

Анализ геологических разрезов, в особенности определенных областей земного шара, приводит геологов к выводу о происходивших некогда значительных горизонтальных перемещениях земной коры. Эти выводы непосредственно следуют из изучения не только отдельных обнажений, где вскрываются различные складки, но и крупных геологических структур, как Кавказ, Альпы и др. Изучение их позволяет делать заключение о горизонтальном перемещении точек на земной поверхности, так как первоначально пласты отлагались в почти горизонтальном положении, смятие же их, связанное со сжимающими силами, должно было вести к сокращению поверхности.

Изучение этого вопроса в применении к определенным областям привело к выводу о сокращении этих областей в несколько раз. Так, например, для Альп это сокращение определяется от 4 до 8 раз (Гейм). Иными словами, область, занимаемая современными Альпами, имеющими сейчас ширину до 150 км, некогда достигала в ширину 600—1200 км.

Это сокращение неминуемо должно было привести к горизонтальным перемещениям земной коры. В структурах земной коры, однако, встречаются не только складчатые деформации, но и разных размеров разрывы, по которым происходит перемещение отдельных участков. Такие разрывы известны и для рассматриваемой области. Крупные передвижения масс по плоскостям разрывов, носящие в геологии название шарьяжей, доходят в Альпах до 40 км.[1] По всей вероятности, и эти движения должны отражаться на перемещении точек на поверхности и изменении их координат.

Аналогичные перемещения известны и из других мест. Так, например, в зоне складчатости и надвигов в Теннеси, в области Аппалач (Северная Америка) Б. Уиллис определяет видимое укорачивание слоев в 30 км на 115 км. Измерение через складчатую зону Пенсильвании показывает сжатие в 56 км на 160 км (Клейполь) и т. д.

Для Альп и Аппалачских гор Джефрис указывает сокращение до 300 км, что при широтном протяжении Альп дает для двух точек, лежащих от этих гор к северу и югу, тангенциальное перемещение одной по отношению к другой около 3° по долготе.

Аналогичные подсчеты были произведены П. И. Степановым (1909) по Донбассу. При современной длине разреза в 61 764 м линия одного пласта песчаника, выпрямленная в плоскости разреза, дает 72 546 м, т. е. показывает сокращение более чем на одну шестую. Приблизительно такого же порядка цифры даются для восточного Донбасса В. И. Яворским (1925).

[1] В последнее время вывод этот справедливо оспаривается В. В. Белоусовым, который доказывает неправильность представлений зарубежных геологов о покровной структуре Альп.

Все указанные перемещения земной коры, которые мы встречаем в пределах складчатых зон, часто поражающие своими масштабами, совершались в различное время геологической истории земного шара: в докембрийскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую эпохи горообразования. Если складчатые движения земной коры в областях проявления первых трех эпох горообразования уже закончились, то в зоне альпийской складчатости главное проявление их относят к третичному периоду. А во многих местах альпийской зоны движения рассматриваемой категории доказаны и для четвертичного времени. Энергично же проявляющаяся в пределах этой зоны сейсмическая деятельность свидетельствует о том, что тектонические процессы действуют и в настоящее время.

Однако нельзя считать совершенно умершими в тектоническом смысле и области с проявлением герцинской и более древних эпох горообразования.

Во многих местах отмечают местные дифференциальные движения отдельных участков земной коры, нередко связывая их с теми напряжениями, которые возникают в связи с движениями в альпийской зоне. Вероятность этого доказывается наличием повторных перемещений по линиям крупных разломов и сейсмичностью данных областей. Для некоторых участков обнаруживаются и современные, очень слабые перемещения отдельных участков по сбросовым линиям (например, для Шварцвальда — Вильзером). К таким областям в пределах территории Союза относятся, например, Саяны, Тянь-Шань и др.

Для точного изучения всех указанных движений — горизонтальных деформаций земной коры, вертикальных перемещений, как в складчатых зонах, так и на платформах, давно начали применять геодезические методы, заключающиеся в повторной триангуляции с определением длины линии базисов, и повторные высокоточные нивелировки (прецизионное нивелирование).

Метод повторных триангуляций и измерений линий базисов. Для вычисления горизонтального смещения пунктов триангуляции необходимо иметь длину базиса, азимут одной из сторон треугольника и абсолютное положение одной из точек.

Применение этого метода позволило в ряде случаев установить горизонтальные смещения точек земной поверхности.

Так, например, в Калифорнии были констатированы горизонтальные перемещения по сбросам. Скорость таких смещений различна и достигает от 5 до 40 см в год; некоторые же участки обнаруживают смещение в 7 м за 16 лет.

Значительно изменяются и скорость и направление движения землетрясениями. По данным Лаусона, геодезически определенные пункты, расположенные на побережье Калифорнии к северу от Золотых Ворот, с 1868 по 1906 г. находились в состоянии медленного перемещения в северном направлении со средней скоростью в 0.052 м в год. После крупного землетрясения 18 апреля 1906 г. в Сан-Франциско, вызванного резким смещением участков земной коры по линии сброса около Сант-Андреаса, указанные геодезические пункты внезапно переместились в обратном, южном, направлении. После этого снова началось их медленное поступательное движение на север.

Об этих смещениях дает представление приводимая здесь таблица (по Православлеву, 1930).

Таблица 4

Наименование станции	Расстояние от места сброса у Сант-Андреаса (в км)	Смещение до землетрясения				Смещение при землетрясении 1906 г.	
		Период наблюдения	Направление смещения	Средняя скорость смещения в год (в м)	Общая величина смещения (в м)	Направление смещения	Величина смещения (в м)
Чаппарал . . .	1.8	1856—1891	353°	0.052	2.61	ЮВ : 157°	2.06
Скалистые горы	7	1859—1891	2	0.053	2.50	ЮВ : 160°	1.20
Сонома	34	1856—1906	3	70.025	71.24	?	?
Гора Тамальма	6.4	1854—1906	348	0.058	3.02	ЮВ : 181°	1.97
Ст. Фаралон .	37	1860—1906	333	0.045	2.07	ЮВ : 100°	1.29

Приводим здесь (на рис. 7, 8, 9) графическое изображение в виде векторов горизонтальных деформаций, выявленных повторными триан-

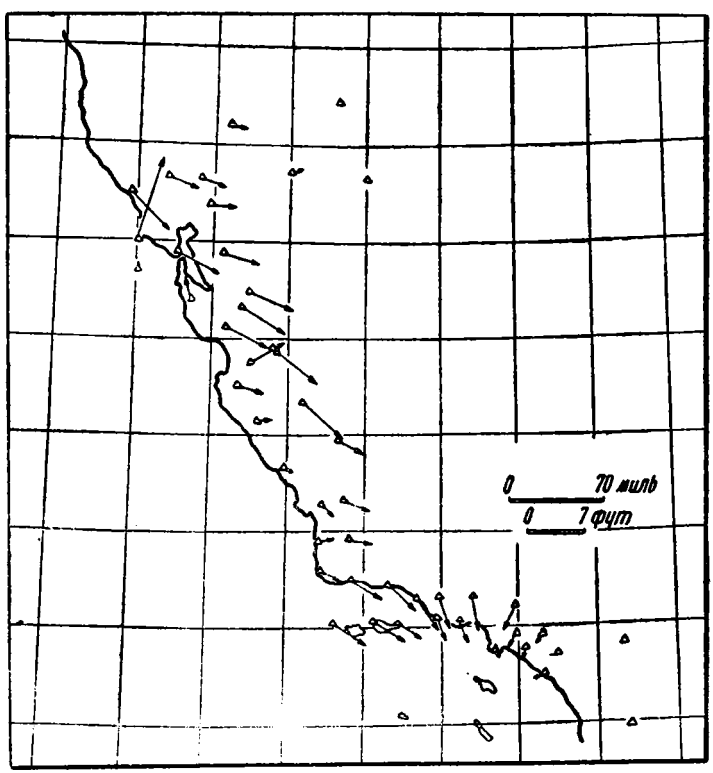


Рис. 7. Горизонтальная деформация, вызванная землетрясением 1906 г. в Калифорнии.

гуляциями и связанных с землетрясениями. Для выяснения особенностей смещения строят карты отдельных компонентов напряжений.

Широко известны наблюдения геодезиста М. Шмидта (1906) над изменением точек триангуляции в Южной Баварии между Мюнхеном и р. Зальцах (рис. 10). По его данным, триангуляционные точки, лежащие к югу от Мюнхена, за столетие (1801—1905 гг.) приблизились к нему на 0.75 м. В некоторых местах отмечается движение до 18 мм в год.

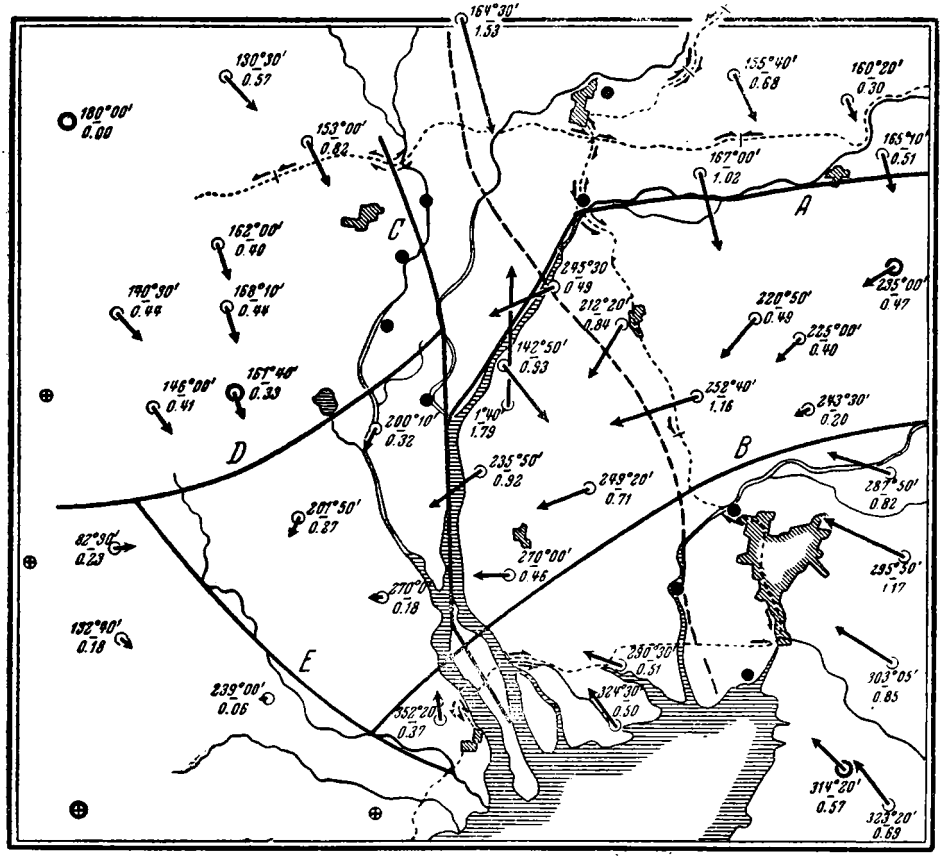


Рис. 8. Горизонтальная деформация, вызванная землетрясением в Мино-Овари в 1891 г. Линии *A*, *B*, *C*, *D*. *E* отграничивают блоки с разными направлениями смещения.

Помимо горизонтальных перемещений, в этом же районе нивелировками высокой точности устанавливается и вертикальное движение земной коры.

По поводу этих наблюдений Вольф (1930) пишет: «Предполагая, что петля Мюнхена ведет себя нейтрально, исследования Шмидта доказали бы, что к юго-востоку от Мюнхена формируется мульда, в районе которой имеют место движения больше чем на 2 мм в год. У большого краевого сдвига между флишем и молласами получалась даже величина в 82 мм за 31 год. Кроме того, многочисленные пункты в верхней Баварии и Швабии показали горизонтальные сдвиги на запад до 2.49 м в 119 лет и частью на север и на юг до 0.95 и 0.68 за то же время».

Однако недавно Р. Швиннер подверг эти данные сомнению, указывая, что они в значительной мере объясняются погрешностями при измерениях. Швиннер относил свои выводы, главным образом, к вертикальным движениям. Соображения Швиннера частично были подтверждены и геодезистом Пинквартом (Швиннер, 1935).[1] Вывод, который делается из этих работ, сводится к тому, что обычные геодезические наблюдения не представляют данных о современных горообразовательных движениях. Для этой цели необходимо ставить специальные, целевые работы, увязывая в них и геологические и геодезические задачи.

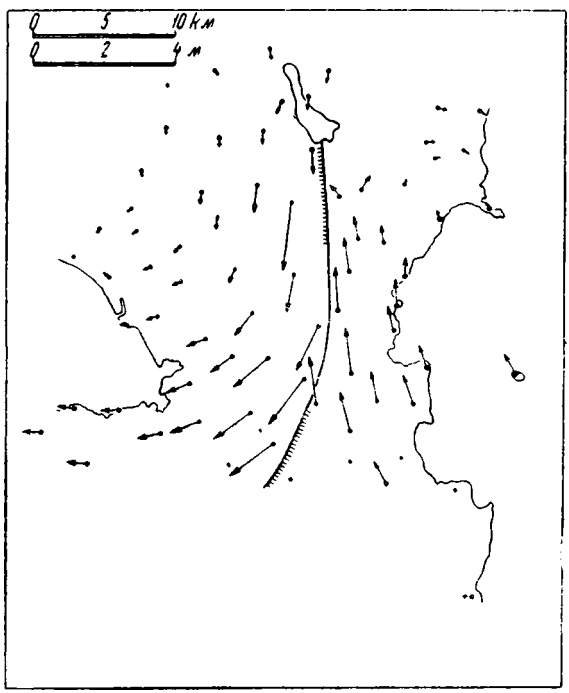


Рис. 9. Горизонтальная деформация, вызванная землетрясением в Иду в 1930 г. (Япония).

Тем не менее, на возможность, а в ряде случаев и на неизбежность таких движений — горизонтальных перемещений отдельных участков — геодезисты должны обращать внимание и учитывать их при толковании ошибок повторных наблюдений. По всей видимости, и расстановка пунктов триангуляции должна производиться с учетом особенностей геологического строения местности.

Нельзя сомневаться в том, что с увеличением точности наблюдений, введением систематических и прочих поправок метод триангуляции будет вполне применим для изучения горизонтальных перемещений земной коры.

Если в отношении скорости горизонтальных перемещений земной коры дать предварительное заключение очень трудно, то прогноз в отношении направления перемещений во многих случаях сделать удается. Возможно также на основании общегеологического изучения района сделать вывод и о местах, где эти движения скорее всего можно ожидать.

Метод повторного высокоточного (прецизионного) нивелирования. Наиболее точным методом изучения новейших тектонических движений, приводящих к вертикальным деформациям земной коры, является метод повторного высокоточного нивелирования.

Повторные нивелировки высокой точности позволяют не только делать выводы о направлении движений земной коры, но подойти к ним

[1] Несмотря на справедливую критику измерений М. Шмидта, некоторые данные, например, наибольшие изменения отметки у Лауфена, доказаны весьма убедительно (Гальвиц, 1939).

и с количественной оценкой. Однако этот метод, в деталях выявляющий особенности движения земной коры, вызывает ряд трудностей. Прежде всего трудно установить абсолютно неподвижные точки — репера, на которые должна опираться нивелировка. Надо предусмотреть возможность самостоятельного движения таких реперов от чисто слу-

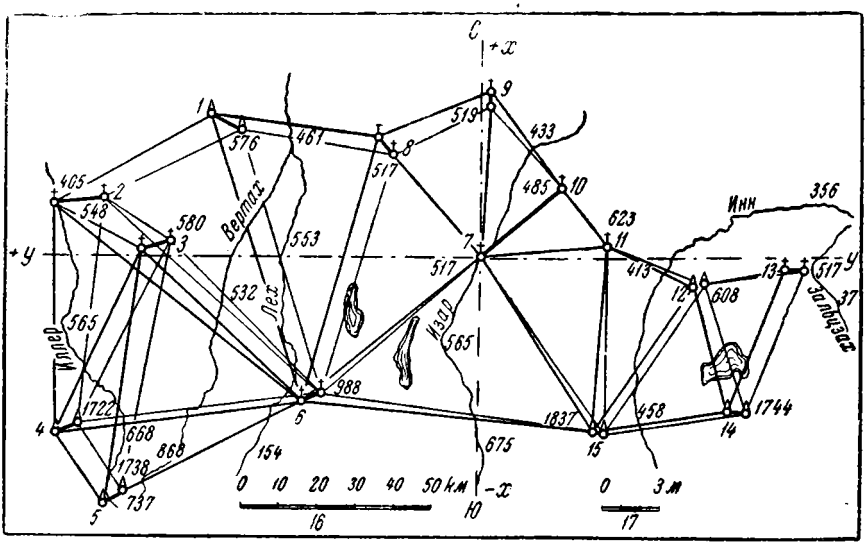


Рис. 10. Горизонтальная деформация в Южной Баварии по пунктам триангуляции за период около 100 лет (с 1801 г.).

Смещение пунктов триангуляции за период около 100 лет (с 1801 г.)

Пункт триангуляции	Западное (в м)	Восточное (в м)	Пункт триангуляции	Западное (в м)	Восточное (в м)
Штауферсберг (*1*) . .	1.55	0.84	Швейтенкирхен (*9*) . .	0.00	0.75
Рогенбург (*2*) . .	2.49	—0.29	Ауфкирхен (*10*) . . .	0.00	—0.01
Кирхейм (*3*) .	1.47	—0.46	Мильбах (*11*)	0.02	—0.01
Энгер (*4*) .	1.19	—0.56	Шнайтзее (*12*) . .	0.56	—0.06
Грюнтен (*5*)	1.02	—0.68	Аштен (*13*)	0.97	0.03
Рейесенберг (*6*) . . .	0.92	—0.42	Хохгерн (*14*)	0.91	0.12
Мюнхен (*7*)	0.00	0.00	Вендельштейн (*15*) . .	0.51	0.15
Альтмюнстер (*8*)	0.77	0.95			

16 — горизонтальный масштаб, *17* — масштаб смещения

чайных местных причин, связанных с особенностями грунтов, на которых установлен репер (породы глинистые, песчаные и скальные), влиянием уровня грунтовых вод и его динамики, наличием вечной мерзлоты и т. д. В связи с этим приходится устраивать репера или на сложных фундаментах или трубчатые, которые проходят через неустойчивые грунты и опираются на плотные, во избежание смещения опорных точек. Работы эти технически трудны и дороги.

Не меньшие трудности представляет отыскание исходного пункта нивелирования, который можно было бы принять за нуль. Наконец,

длительность времени, требующегося для выявления тектонических движений (нивелировки разделяются промежутком в 5—10—20 лет), наряду с дороговизной метода ограничивает его применение.

Несмотря на указанные трудности, такие работы проводятся на территории СССР. Они известны нам для района г. Одессы, Апшеронского полуострова, Прикаспийской впадины, в Киргизии, в Ленинграде и многих других городах.

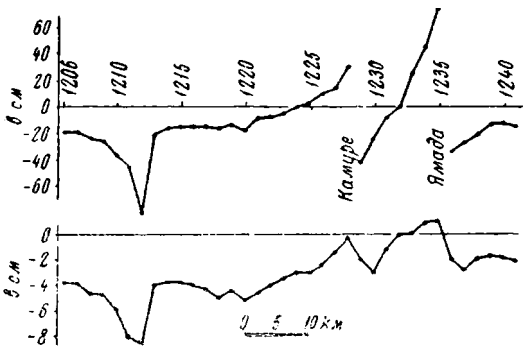


Рис. 11. Движение вдоль сбросов в Камуре и Ямада.

К сожалению, мы не имеем в настоящее время сводки данных по этим наблюдениям. При соответствующем анализе эти материалы могли бы дать очень ценные указания на новейшие движения земной коры.

Для правильного понимания получаемых результатов работ необходимо представлять себе характер и интенсивность движений. Известны случаи, когда геодезисты, проводящие повторную нивелировку высокой точности, обнаружив большие расхождения в результатах наблюдений за короткий срок, приходили к выводу о недоброкачественности предшествующих работ и браковали их, связывая ошибки с недостатками инструментов, погрешностями в наблюдении. В таких случаях упускается из виду третий род ошибок, а именно, происходящих от изменчивости условий, при которых производились

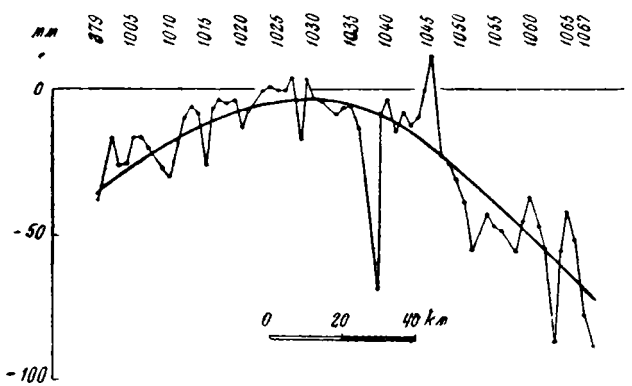


Рис. 12. Нивелирный профиль через главный остров Японии. Кривая, отображающая движение, относительно искривляется вверх (1896—1928 гг.).

измерения. А между тем учет этой изменчивости, в частности, вертикальных движений, мог бы объяснить при рассмотрении всех данных многие расхождения, которые связываются с «ошибками».

Для некоторых мест территории СССР нам известны скорости новейших движений, доходящие до 2—3—5 см в год.

Помимо огромного чисто научного значения применения данного метода, эти наблюдения имеют и большое практическое значение. Так,

нивелировка высокой точности в последнее время с успехом начала применяться для нефтеразведки (С. П. Глазенап, 1933), и этот метод в настоящий момент рассматривается как геофизический, геологический и астрономо-геодезический метод (П. М. Горшков, 1937).

Однако нивелировку высокой точности в настоящий момент по указанным выше причинам мы не можем признать основным массовым методом для изучения новейших движений земной коры.

Рис. 13. Карта вертикальных деформаций земной коры (в см), связанных с землетрясением в Провансе в 1909 г.

Существует чрезвычайно обширная литература, посвященная определению величины вертикальных движений методом высокоточной повторной нивелировки. Рассматривать ее здесь нет ни малейшей возможности. Поэтому мы ограничимся только некоторыми примерами.

Повторные нивелировки были произведены Управлением государственной съемки в Германии по определенной линии на нижнем Рейне между Гальтерн-Везель и Гельдерн. Линия эта была выбрана таким образом, чтобы были исключены влияния каменноугольных разработок, которые в Рурской области очень велики. На основании повторных измерений линии в 1921—1925 и 1927 гг. выявились результаты, показывающие совершенно определенные, всегда одинакового значения изменения. Эти изменения ощутительны в местах, соответствующих тектоническим линиям нарушений. Своего максимума они достигают в области между Штрелен и голландской границей с относительным поднятием в 11,9 мм в два года, что соответствовало бы движению в 55 см в столетие (Вольф, 1930).

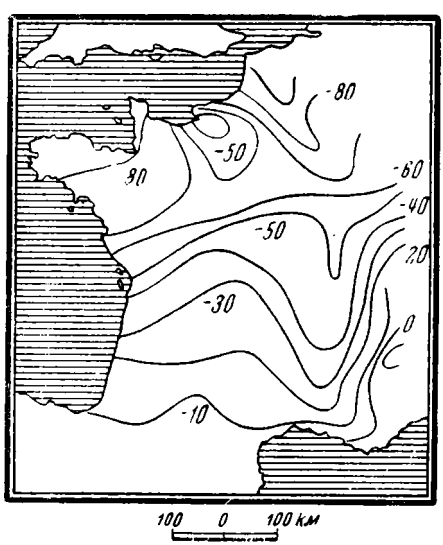


Рис. 14. Карта изолиний опускания (через 10 см) во Франции за период в 27 лет (1857—1884 гг.). Скорость изменения наклона на северо-запад составляет 4 мм на 1 км за столетие.

На прилагаемых рисунках (рис. 11—14) даются примеры нивелирных профилей и карты изолиний вертикальных движений.

Теоретические математические (астрономо-геодезические) методы. В литературе по деформациям земной коры и новейшим тектоническим движениям существует ряд работ, авторы которых к этому вопросу подходят чисто теоретически, определяя эти движения путем различных вычислений. В большинстве случаев работы эти касаются крупных изменений лика Земли. К ним относятся многочисленные работы японских исследователей, в частности акад. Нагаока (1932, 1933 и др.).

Исходными положениями для его вычислений и построений явились соображения Кеппена и Вегенера (1924) о перемещении полюсов в прошлые геологические периоды. Как известно, эти авторы считают, что земная ось не остается постоянно на одном и том же месте, а медленно смещается в определенном направлении. Так, например, в середине третичного периода точка северного полюса находилась вблизи Берингова пролива, к началу четвертичного периода переместилась к Гренландии; в настоящее время движется по направлению к Новой Земле.

С точки зрения этих взглядов Нагаока и его сотрудники рассматривают те изменения, которые должна испытать форма Земли, и следствия этих изменений. А таковые, повидимому, должны быть, так как смещение полюса вызывает напряжения в коре эллипсоида, которые могут явиться причиной образования разломов, сейсмических и вулканических явлений и пр.

Отмечая данную группу исследований, применяющих математические расчеты для разрешения сложного вопроса новейших тектонических движений, могущих проявляться в земной коре, мы оставляем ее без рассмотрения. Выводы этих работ, по понятным причинам (необоснованность исходных положений), в большинстве случаев являются дефектными и не представляют для нас интереса (см. Р. Швиннер, 1934, и др.).

Литература

Глазенап С. П. Применение нивелировки высокой точности к нефтеразведкам. Азербайдж. нефт. хоз., 1933.

Горшков П. М. Нивелировка высокой точности как геофизический, геологический и астрономо-геодезический метод. Изв. Гос. геогр. о-ва, № 6, 1937.

Николаев Н. И. О точных количественных методах изучения деформаций земной коры. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 12, 1948.

Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. Труды III Всесоюзн. съезда геологов, в. I, Ташкент, 1930.

Степанов П. И. Геологический разрез Донецкого каменноугольного бассейна по линии сл. Аграфеновская, ст. Должанская, хут. Таловый. Изв. Геол. ком., т. XXVIII, в. 5, 1909.

Яворский В. И. Геологический очерк сев.-вост. части Донецкого бассейна. Матер. по общей и прикладн. геологии, в. 117, 1925.

Bowie W. Earth movement in California. Sp. Publ. 106, U. S. Coast. Geol. Surv., 1924.

Gallwitz H. Über den Nachweis von Krustenbewegungen durch Feineinwägungen und über den Bau von Festpunkten am Elbtalgraben. Zeit. d. Deutsch. Geol. Gesel H. 3, B. 91, 1939.

Keppen W. und Wegener A. Die Klimate der Geologischen Vorzeit. Berlin, 1924.

Lawison A. C. The mobility of the coast Rohges of California. Publication, v. 12, № 7, 1921.

Nagaoke H. Fluctuations in secular variation of the rotation of the earth and volcanic eruptions. Proceed. Imp. Acad. of Japan, IX, № 12, 1933.

Nagaoke H. Variation in the effective rigidity of the earth. Там же. № 4, 1933.

Nagaoke H. The world-schoking earthquakes and the variation of latitude. Там же. VIII, 10, 1932 и др.

Schmidt M. Untersuchung von Höhen und Legenänderungen im Bayerischen Alpenvorland. Bayr. Akad. Wissensch., Sitzungebreichte, 1938.
Schmidt M. Neuberechnung triangulierung bei Salzburg und scheinbare verschiebung der Hauptdreieckspunkte... S. B. Bayr. Akad. Wiss., Math:-Phys., Kl., 1912.
Schmidt M. Neuzeitliche Erdkrustenbewegungen in Frankreich, Bayr. Akad. Wissensch., Math.-Phys. Kl., Sitzungebreich, I, 1922.
Schwinner R. Gebirgsbewegungen in südbayerischem Dreieckene. Z. Deut. Geol. Ges., 87, H. I, 1935.
Schwinner R. Gebirgsbewegungen und Erdmessung in Süddeutschland. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 85, 1933.
Schwinner R. Sind grosse Polverschiebungen möglich? Gerlands Beiträge z. Geophysik. H. 3, 1934.
Seidlitz W. Der Bau der Erde. Berlin, 1932.
Sieberg. Handbuch der Geophysik, Bd. IV, 1932.
Tsuboi C. Deformations of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurments. Ergebnisse der kosmischen Physik, B. IV, Leipzig, 1939.
Wolf W. Feinmessungen für die Erfarschung der gegenwärtigen Erdkrustenbewegungen Nord-Westdeutschlands u. s. w. Zeit. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1929.

4. Гидрологические методы

Гидрологические методы чрезвычайно широко используются для выявления новейших движений земной коры и их количественной оценки. Методы эти заключаются в водомерных наблюдениях, которые производятся при помощи футштоков или мареографов как на морях, так и на озерах.

Наблюдения на морях. Все точки наблюдений, расположенные на побережье, подвержены неравномерному вертикальному перемещению, и невозможно найти такой репер, по отношению к которому средний многолетний уровень оставался бы без изменения. Поэтому при определении смещения нулей футштоков, вызванного неравномерностью вертикальных перемещений, приходится пользоваться лишь кривой колебаний уровня по данному футштоку. Методы определения величин этого смещения подробно разработаны советскими и иностранными учеными, которые дают особые формулы для определения поправки на вертикальное перемещение нулей и приведения водомерных наблюдений к некоторому условному уровню.

В последнее время высказываются мысли о создании «динамической геодезии», в задачу которой входили бы: учет движений земной коры, разработка методов, которые давали бы возможность определить горизонтальные и вертикальные положения точки земной поверхности как функцию места и времени — настолько ощутительными во многих случаях являются новейшие движения земной коры.

Геологические исследования дают бесспорно ценные указания о движениях земной коры, но они не в состоянии дать величину перемещений с такой достоверностью и на такое короткое время, какое требуется для геодезических работ. Из этого вытекает вывод, что наиболее надежные данные для исследования вертикальных перемещений, происходящих на побережье, могут быть получены путем наблюдения над уровнем моря. Поэтому-то в последнее время таким наблюдениям уделялось особенно большое внимание, что выразилось в увеличении числа станций наблюдения и в повышении качества обработки получаемых материалов.

К наиболее ранним систематическим наблюдениям над изменением относительных высот уровня моря принадлежат исследования Шведской Академии Наук, относящиеся к известному поднятию Скандинавии.

В 1731 г. на скале была нанесена марка для наблюдения за уровнем моря. Такие марки неоднократно ставились и позже. Оказалось, что в настоящее время они находятся на высоте нескольких метров над уровнем моря. Хотя трудно установить, были ли эти марки нанесены по отношению к среднему уровню моря того времени, тем не менее они служат прямым доказательством поднятия суши.

Для примера исследований этих марок можно привести данные для Питео.

Годы	Положение отметки над средним уровнем моря 1908 г. (в см)
1654	265.4
1750	153.6
1785	103.1
1796	97.2
1851	60.2
1869	30.8
1884	11.6

Расчет показывает, что в данной точке происходили поднятия со скоростью 1.02 см в год.

На рис. 15 показан график колебаний уровня для округов Питео и Ратан, свидетельствующих о положительных движениях континента (по Gevelin).

Однако наиболее точными наблюдениями за поднятиями суши является определение их по футштокам и при помощи мареографов. Наиболее подробно методы водомерных наблюдений были разработаны при изучении уровня Балтийского моря и различных колебаний его побережий.

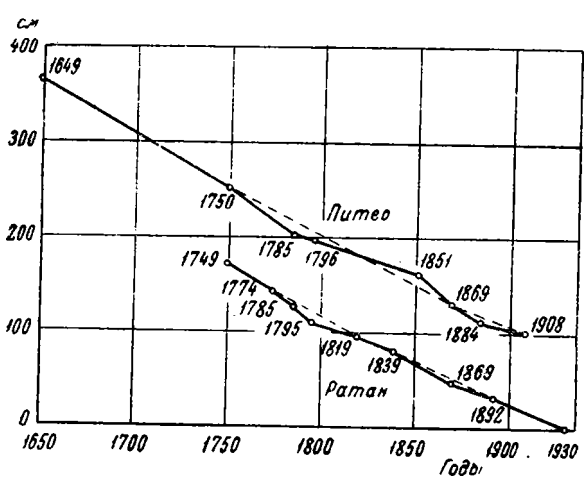


Рис. 15. Кривые, иллюстрирующие поднятие в округах Питео и Ратан в Швеции (от 1648 и соответственно 1749 гг.). Скорость поднятия соответствует 1.02 см в год.

В методах исследований различают два главных направления.

Одна группа ученых при вычислении изменения уровня учитывает поправки на давление атмосферы, направление и силу ветра, исключает их и считает, что полученная таким образом уровенная поверхность совпадает с поверхностью геоида. Таким путем оказывается возможным определить высоту места. Происходящие с течением времени изменения высот точек, отнесенные к этой поверхности, выявляют и вертикальные перемещения земной коры.

Другая группа ученых принимает:

1) что средний уровень Балтийского моря все время остается неизменным; вернее, что колебания уровня, вызванные климатическими причинами, совершенно неощутимы и

2) что поднятие или опускание земной коры происходит равномерно.

Таким образом, наблюдаемые систематические изменения уровня моря являются кажущимися, их вызывают равномерные перемещения земной коры.

Эти допущения дали возможность указанным исследователям выразить средний уровень моря на известном месте как функцию времени уравнением:

$$u = \alpha + \beta t,$$

где u — средний уровень моря, соответствующий известному времени t, α — средний уровень моря в начале наблюдений, β — вертикальное перемещение земной коры в единицу времени, t — время, считаемое от начала наблюдений.

Составив для каждого уровня, соответствующего единице времени (год), уравнение такого типа и применив способ наименьших квадратов для определения α и β, употребляемый в математике, можно получить нормальные уравнения:

$$n\alpha + [t]\beta - [u] = 0;$$
$$[t]\alpha + [tt]\beta - [tu] = 0.$$

Значения α и β, полученные из этих уравнений, характеризуются их средними квадратическими ошибками. Чем длиннее ряд наблюдений, тем меньше ошибки значений α и β. Поэтому при вычислениях надо стремиться использовать по возможности более длинные ряды наблюдений уровня.

Однако с открытием различных периодических колебаний уровня моря оказалось необходимым вводить и соответствующие поправки, которые обычно определяются при помощи сложных математических расчетов. Только тогда, когда учтены собственные колебания уровня, оказывается возможным выявить вертикальные движения земной коры.

Причины, вызывающие колебания уровня моря, делятся на три большие группы:

I. Метеорологические — изменение атмосферного давления, ветер, осадки, испарения и другие климатические условия. Они выражаются:

1) обычными волнами с длиной периода в 5—10 сек. и до 3 м высоты;

2) стоячими волнами, как следствием порывистых изменений атмосферного давления; их амплитуда достигает 15 см, а период 3 часов;

3) суточными изменениями уровня;

4) годовыми изменениями уровня;

5) колебаниями, вызванными влиянием изменения интенсивности солнечных пятен с периодом в 11 лет;

6) колебаниями, вызванными 35-летним климатическим периодом Брикнера (который первоначально был установлен на периодических изменениях уровня Каспия).

График футшточных наблюдений без поправок и с поправками выглядит по-разному (рис. 16).

II. Планетарные (приливо-отливные) колебания уровня, вызываемые изменением взаимного положения Луны, Земли и Солнца,— все периодического характера, отличающиеся разным периодом.

Главными причинами их являются:

1) верхняя и нижняя кульминация Луны, которая дает два периодических колебания уровня с периодами в 12 ч. 25 м. и 24 ч. 50 м.;

2) верхняя и нижняя кульминация Солнца, которая также дает два периодических колебания с периодами в 12 и 24 ч.

Существуют и многие другие колебания уровня с периодичностью в 27.32 суток, 365.24 суток, 8.85 года, 18,6 года, 32 года.

Кроме этого, в результате исследований колебаний уровня у французского побережья (Марсель, Брест) Прево установил 93-летний период, который Мейсснер рассматривает как климатический 105-летний период. Прево же относит его к планетарным. Наконец, отмечается период прецессий 20 000 лет.

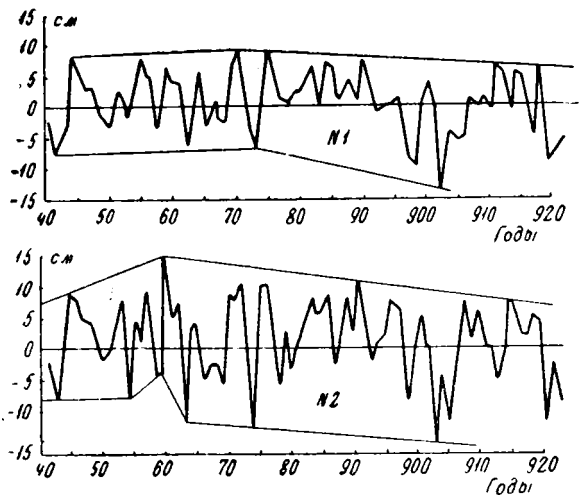


Рис. 16. График колебания земной коры в районе Ленинграда с 1841 по 1923 г. График № 1 — без поправок; график № 2 — с поправками на ветер, давление и пр. (по С. А. Яковлеву).

III. Эвстатические колебания — как результат изменения емкости океана и количества воды в нем. Дают и поднятия и опускания уровня. Они могут быть разделены на несколько типов, которые все приводят к изменениям уровня моря. Ввиду важности и сложности данного фактора, на нем мы остановимся более подробно ниже.

Для иллюстрации описываемого метода приводим таблицу 5, в которой сведены наблюдения, выполненные указанным методом на побережье различных морей и океанов с учетом различных поправок, вследствие чего оказалось возможным выявить для разных точек скорость движений земной коры (по Цубои, 1939).

Новейшие движения и эвстатические колебания океанического уровня. В зависимости от причин, вызывающих колебания уровня океана, первоначально выделяли две категории последних:

1) периодические колебания, зависящие от метеорологических факторов [изменение барометрического давления, ветра, осадков, течения рек, местных ледовых условий, содержания солей, температура воды]; эти колебания подробно рассматриваются Вудвортсом (1927), Джонсоном (1929), Лафоном (1939), Мармером (1931) и другими; 2) эпизодические колебания, зависящие от изменения формы самого бассейна, вследствие поднятий или опусканий части берегов или дна водоема. Одновременное для Мирового океана повышение или

Таблица 5

Скорости изменения высот уровня моря (+ поднятие суши; — погружение суши)

Местоположение	Скорость (в мм в год)	Период наблюдений	Автор
Балтийское море			
Ратан	+10	1899—1911	Виттинг
Топпила	+10	1899—1911	
Вастервик	+4	1899—1911	
Юнгфузинд	+4	1899—1911	
Кронштадт	+3	1899—1911	
Фредерикшавен	+1	1899—1911	
Висмар	+1	1899—1911	
Мемель	+1	1899—1911	
Ратан	+8.4		Гавеллин
Питео	+8.4		
Северное море			
Абердеен	0	1899—1911	Виттинг
Дундее	+3	1899—1911	
Флиссинген	+4	1899—1911	
Гельдер	0	1899—1911	
Бремерхафен	0	1899—1911	
Каттегат	+1	1899—1911	
Дания			
Копенгаген	−0.65±0.38	1889—1931	Эгедаль
Хернбок	−0.24±0.59	1889—1931	
Карср	−0.31±0.45	1897—1931	
Слипсхевн	−1.36±0.46	1896—1931	
Фредерикиа	−1.24±0.31	1889—1931	
Аргус	−0.85±0.27	1888—1931	
Фредериксхавн	−0.37±0.34	1893—1931	
Хирсхальс	−0.21±0.48	1892—1931	
Эсбьерг	−1.67±0.40	1889—1931	
Гедзер	−0.51±0.56	1898—1931	
Атлантическое побережье США			
Эстуарий св. Лаврентия	+0.5±1.3	1904—1920	Гутенберг
Сэн-Поль	+0.4±0.6	1895—1922	
Галифакс	+1.3±0.5	1895—1925	
Сэн-Джон	+0.1±0.7	1895—1927	
Портлэнд	+2.1±0.8	1912—1930	
Форт Гамильтон	−2.3±1.0	1900—1920	
Балтимора	−1.5±0.6	1903—1930	
Кей-Веси	−0.3±0.6	1913—1930	
Гальвестон	−5.4±1.3	1904—1928	
Нью-Йорк	−2.5	1843—1902	Фриман
Бостон	−3.0		
Тихоокеанское побережье США:			
Симпсон	+1.0±2.8	1902—1919	Гутенберг
Клейокот	+4.9±2.7	1905—1919	
Ванкувер	+0.2±1.3	1903—1923	
Виктория	+2.9±1.0	1895—1922	

Продолжение табл. 5

Местоположение	Скорость (в мм в год)	Период наблюдений	Автор
Тихоокеанское побережье США			
Сиэтл	+0.1±0.6	1900—1930	Гутенберг
Сан-Франциско .	+0.6±0.5	1900—1950	
Лос-Анжелос .	+7.5		Никольсон
Япония:			
Ханасаки	—4.3	1900—1924	Каваками
Айкабо . .	—0.6	1900—1924	
Абуратубо	—4.5	1900—1923	
Кузимото .	—4.8	1900—1924	
Хососима .	+4.0	1900—1929	
Хукаборн	—0.2	1900—1924	
Тонура .	0	»	
Вазима .	—1.4	1900—1929	
Ивасаки	+0.3	1900—1924	
Осиоро .	—2.5	1906—1929	Миябе

понижение уровня было названо Зюссом эвстатическим движением уровня (Зюсс, т. II, 1888, стр. 680). Связывалось оно им «с обрушением твердой коры земного шара», являвшимся следствием общего сжатия земного шара, как вытекало из теории контракции, которую Зюсс поддерживал. По его вычислениям, при образовании, например, бассейнов Архипелага и Черного моря общий уровень всех океанов должен был бы понизиться на 4 м. Заполнение бассейнов осадками должно было привести к обратному движению уровня — к его подъему.

Впоследствии под понятием эвстатических колебаний стали подразумевать общее изменение уровня не только вследствие изменения емкости океана, но также и вследствие изменения количества воды в нем.

При решении вопроса о новейших движениях очень часто приходится оперировать данными по изменению береговой линии. Приходится принимать во внимание характер береговой линии Северного Ледовитого океана, Черного, Балтийского, Каспийского морей, Охотского моря, Тихого океана и крупных озер. Существующие мнения о причинах перемещения береговой линии очень различны: одни связывают их с колебательными движениями суши, другие с эвстатическими колебаниями океанического уровня. Очень часто мнение одного и того же исследователя эволюционирует. Например, А. П. Карпинский бореальную и каспийскую ингрессии в первых своих работах (1887) связывал с тектоническими движениями, в последующих изданиях той же работы объяснял их действием чисто климатических факторов (1919). Обратную картину по отношению к Черному и Каспийскому морям мы находим у А. Д. Архангельского (1923, 1934). Поэтому возникает вопрос: каково же значение эвстатического фактора и насколько нужно учитывать его при расшифровке сложных движений земной коры?

Как известно, вначале Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1893), позднее А. Пенк (1894, 1934) подробно рассматривали этот вопрос и, пытаясь дать количественное выражение данного явления, выделяли несколько причин эвстатических колебаний уровня океана.

1. Прежде всего они обращают внимание на гляциальные изменения уровня моря, связанные с уменьшением количества воды в океанах при концентрации ее на континентах в ледниковое время и возвращением ее при таянии материковых льдов в межледниковые эпохи.

По А. Пенку, во время таяния льда последнего ледникового периода уровень океанов должен был подняться приблизительно на 100 м или на 5—10 м в 1000 лет. По расчетам же С. Дели, при допущении мощности четвертичных ледников в 914, 1097, 1219 и 1524 м, уровень океана должен был соответственно понизиться на 38, 45, 50 и 63 м. Именно с такими колебаниями и связывают бореальные ингрессии (Лаврова, Марков и др.) и Каспийские ингрессии (Православлев, Мазарович, Жуков и др.).

2. В незначительной, по существу ничтожной, мере влияют такие отмечаемые Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и А. Пенком причины, как поднятие уровня от постоянного перемещения продуктов выветривания с материков в океаны. Емкость последних при этом уменьшается, уровень же должен повышаться. По расчетам А. Пенка, повышение уровня океана на 1 м должно произойти в течение 32 200 лет (Пенк, II, 1894), или 3.3 см в 1000 лет (Пенк, 1934).

3. Помимо названных причин, А. Пенк указывает на изменение объема океана, связанное с ювенильным прибавлением воды. Однако Ф. Ю. Левинсон-Лессинг придерживается обратного мнения, считая, что процессы, поглощающие воду, не только не прекратились, но с течением времени усиливаются (Левинсон-Лессинг, 1893).

Вообще по поводу данного фактора следует отметить, что взгляды многих геологов отражают на себе космогонические представления. Одно из них и заключается в том, что небесные тела, в частности планетные, в истории своего развития проходят через стадии обогащения и потери воды. Как указывает В. И. Вернадский (1933), в этом отношении исходным явилось заключение об отсутствии водяных паров на Луне. Такое состояние часто рассматривают как вторичное, считая, что раньше Луна в этом отношении не отличалась от Земли.

«Эти космогонические представления,— писал В. И. Вернадский,— получили дальнейшее развитие и были перенесены на другие небесные тела. Они даже приняли законообразную форму. Стали утверждать, что стадия потери воды есть общая стадия состояния планет по мере хода времени. Явления медленного непрерывного усыхания думали наблюдать и на нашей планете» (Вернадский, 1933).

В своей интересной работе В. И. Вернадский (1933) во многих местах старается показать постоянство количества воды на Земле. Исследуя этот вопрос, он отмечает, что «мы нигде не видим указаний на существование какого-нибудь однозначного процесса — уменьшения или увеличения массы воды на нашей планете».

«Космогонические построения, приводящие к неуклонному высыханию Земли или, наоборот, к исчезновению суши — вселенскому океану,— отпадают или должны быть в этой части переработаны, учитывая, что один и тот же указанный, в общем неизменный механизм природных вод может быть прослежен в течение всего геологического времени» (Вернадский, 1933).

Если даже и стать на точку зрения А. Пенка и считать, что объем воды увеличивается за счет прибавления ювенильных вод, то изменение уровня даст ничтожную цифру в 2.8 мм в 1000 лет.

4. Отмечается и последняя причина, влияющая на уровень океана и вызывающая изменение его емкости. Этой причиной оказываются движения земной коры. Однако почему-то данный вид эвстатических колебаний как-то мало принимался во внимание и всегда отдавалось предпочтение гляциальному фактору в изменении уровня.

Различают влияние плавных движений и влияния, связанные с землетрясениями.

В сравнении с емкостью океанов (1370×10^6 км^3) изменения емкости, вызванные землетрясениями, ничтожны.

Например, землетрясение 1923 г. в Сагамском заливе (Япония), по вычислениям Пенка, дало понижение уровня Мирового океана только на 0.09 мм. Однако проявление землетрясений, в особенности при близком расположении эпицентра к точке наблюдения уровня моря, заметно отражается на мареограмме в виде внезапных поднятий уровня (рис. 17). В других случаях землетрясения вызывают изменения средне-

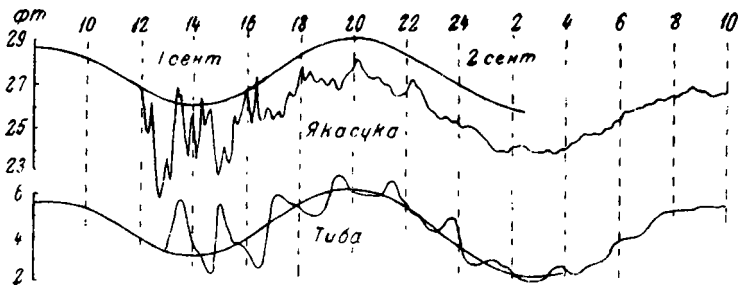


Рис. 17. Мареограммы 1 и 2 сентября 1923 г., отмечающие внезапное поднятие, связанное с землетрясением в Кванто. Фазы колебаний почти противоположны.

годовых уровней моря, как это, например, видно на графике (рис. 18) для Абуратубо в заливе Сагами (Япония, по Цубои, 1939).

Какие же эвстатические колебания необходимо учитывать?

Интересные работы К. К. Маркова (1933) по окрестностям Ленинграда показали, что степень участия эвстатического компонента (гляциального) в происходивших изменениях уровня Балтики определить не удается. Насколько трудно учесть значение эвстатического фактора (в частности гляциального) при выявлении колебательных движений суши, доказывают вычисления повышения уровня Мирового океана, которое должно было бы получиться в результате полного растаивания современных льдов. Цифры, полученные различными авторами, сведенные воедино С. Дэли (1925), весьма различны (см. ниже, вторую часть). Если современные ледники вызывают расхождения в оценке в 2—3 раза, то вполне понятно, что учесть этот фактор в прошлом почти невозможно. Основная причина этого — невозможность получения более или менее точной оценки мощности льдов и площади их распространения.

Если бы все количество воды, которое помещается в ваннах различных океанов, уменьшалось бы за счет концентрации воды в ледниковые эпохи в пределах континентов, а в межледниковые эпохи вода снова поступала бы в океан, то эти колебания мы могли бы фиксировать только в том случае, если бы сами ванны не изменялись. Рассмотрение океанических впадин Индийского и Атлантического океанов и,

может быть, в меньшей мере, Тихого океана показывает, что в структурном отношении они мало чем отличаются от территорий прилегающих континентов. Поэтому вполне возможно платформенные и складчатые зоны, выделяемые на континентах, проследить и в пределах океанических впадин. Тесную связь рельефа океанического дна с материками и их тектоникой отмечали очень многие авторы (В. Белоусов, 1942; Р. Зондер, Г. Клоос, Г. Штилле, С. Бубнов, А. Мекинг и др.).

Если для Альпийской зоны в пределах суши мы констатируем новейшие движения, оцениваемые суммарно порядком нескольких километров, то есть основания считать, что в пределах океанических впадин, куда прослеживается та же Альпийская зона, эти движения также проявлялись. Простой арифметический расчет показывает, что эвстатические колебания уровня моря, связанные с тектоническим фактором, во много раз превышают колебания его, связанные с гляциальным фактором. Последний ничтожен по сравнению с тектоническими движениями, и учесть его не представляется возможным.

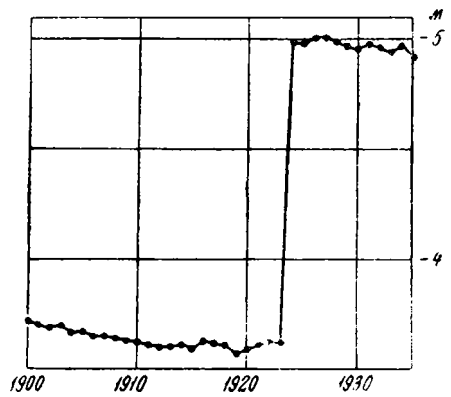


Рис. 18. Средние годовые изменения уровня моря в Абуратубо в заливе Сагами (Япония). Внезапный подъем земли в 1923 г. связан с землетрясением в Кванто.
Эпицентр землетрясения был расположен приблизительно в 50 км от станции.

Значение указанных факторов выявлено на примере замкнутого бассейна Каспийского моря в недавней работе В. П. Колесникова (1941), четко обрисовавшего роль тектонических движений.

Из рассмотрения изложенного здесь материала мы приходим к тому выводу, что отрицать значение гляциального эвстатического фактора нельзя, но учесть его очень трудно и в настоящее время почти невозможно. Количественно он должен быть значительно меньше тектонического фактора. Однако иметь в виду значение климатических факторов и по возможности их учитывать — следует.

Недавно Б. Гутенберг сделал попытку количественного определения эвстатических изменений современного уровня океана (1941). Результаты его исследований приведены в табл. 6. Как видно из этой таблицы, средние данные по отдельным постам, так же как и порайонные величины, указывают на то, что в течение последних десятилетий уровень океана поднимался с приблизительной скоростью в 11 см в столетие.

Б. Гутенберг приводит кривые десятилетних средних по ряду постов, из которых делает вывод, что поднятие уровня происходило как будто бы быстрее в течение последних десятилетий (рис. 19).

Касаясь причин поднятия уровня, Б. Гутенберг указывает, что, может быть, частично оно обязано своим происхождением поднятию дна в заливе Гудсона, в Ботническом заливе и в других участках океана, где происходит послеледниковое поднятие. Надо заметить, что изменение уровня моря было определено для всех постов, положение которых считалось стабильным, не зависящим от тектонических движений, и которые располагали достаточными данными.

Заметное же послеледниковое поднятие, по оценке Гутенберга, имеет место на площади, составляющей менее чем 1% от всей площади, занятой океанами, и, повидимому, объясняет, как указывает автор, не более 10% случаев повышения уровня в настоящее время. Ссылаясь на работы Кюнена (1940), он отрицает и влияние отложения осадков на повышение уровня океана, справедливо считая его роль совершенно ничтожной. «Таяние ледников и полярных ледяных вершин, расширение материков, поднятие дна океанов вследствие течений, происходя-

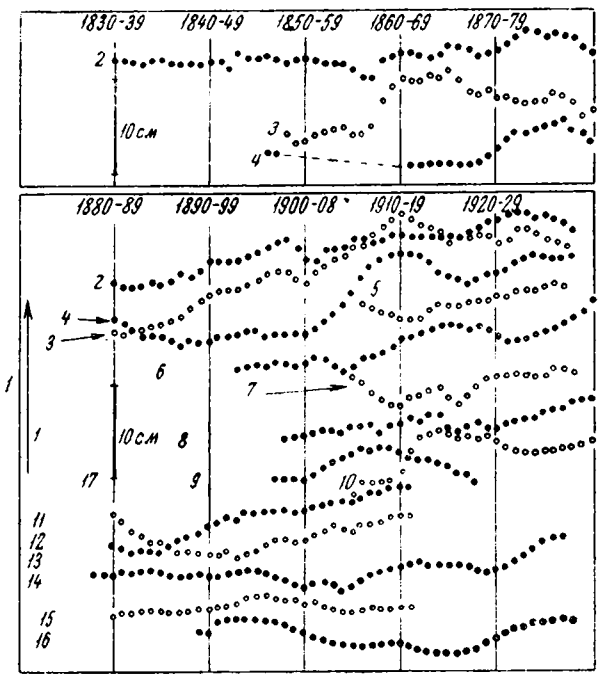


Рис. 19. Колебания уровня океана (десятилетние средние).

1 — повышение уровня океана, *2* — Свинемюнде, *3* — Мааслупс, *4* — Брест, *5* — Харта, *6* — Нью Йорк *7* — Буэнос-Айрес, *8* — Сан-Франциско, *9* — Сидней, *10* — Гонолулу, *11* — Рейсун, *12* — Порт-Блэр, *13* — Андамаш. *14* — Бомбей, *15* — Аден, *16* — Ла-Тулет, (Тунис), *17* — вертикальный масштаб (по Б. Гутенбергу, 1941).

щих под земной корой, могут содействовать повышению уровня. Какова бы ни была причина повышения уровня моря, из показаний приливометров, расположенных в стабильных районах, можно заключить о вероятно явном опускании почвы приблизительно на 10 см в столетие».

Чтобы оценить правильность выводов, сделанных Б. Гутенбергом, необходимо разобрать исходные данные и метод, использованный автором.

Детали метода, применявшегося Гутенбергом для пересчетов данных по наблюдениям на станциях, нас вряд ли могут интересовать. Для знакомства с ними отсылаем к его работе (1941). Важно отметить, что за исходный материал брались такие станции, которые имели длинные ряды наблюдений, и, как мы указывали, стабильные, где не отмечались

Таблица 6

Таблица изменений уровня океана (в см в столетие)

Станции	Район	Время (годы)	Изменения	
			Станции	Районы
Абердин	Англия	1862—1913	— 1	
Дэнбар		1914—1937	— 6	— 2
Ливерпуль		1857—1937	0	
Гавр	Франция (Атлантический океан)	1860—1886	0	
Шербург		1860—1884	+11	
Брест		1891—1937	0	+ 2
Биарриц		1807—1936	+ 8	
		1889—1937	— 9	
Порт Вандр	Франция (Средиземное море)	1888—1937	+11	
Сет		1888—1937	— 8	
Порт де-Бук		1894—1937	+26	
Мартич		1894—1937	+ 3	+ 9
Марсель		1890—1926	+22	
Марсель		1885—1937	+16	
Ла-Сиота		1898—1926	— 8	
Ницца		1888—1909	+11	
Хорта	Азорские острова	1906—1937	+ 9	+ 9
Кадикс	Испания	1880—1923	+15	
Аликанта		1874—1934	— 3	+ 6
Аяггло	Корсика	1912—1937	+10	
Кальяри	Сардиния	1897—1934	+16	+13
Атлантик-Сити	США (Атлантическое побережье)	1912—1939	+34	
Балтимора		1903—1939	+25	+26
Нью-Йорк		1843—1902	+23	
		1893—1939	+18	
Бальбоа	Зона канала (Атлантический океан)	1909—1934	+13	+13
С.-Диего	США (Тихоокеанское побережье)	1906—1939	+17	
Лос-Анжелос		1924—1939	+14	+12
С.-Франциско		1898—1939	+12	
Сиэттл		1899—1939	+ 6	
Гонолулу	Гавайские острова	1905—1939	+22	+22
Сидней	Австралия	1897—1927	— 1	— 1
Аден	Аравия	1880—1920	+ 3	+ 3
Бомбей	Индия	1878—1936	+ 7	
Бомбей		1888—1920	+ 2	
Кераки		1868—1920	+ 7	+ 7
Мадрас		1880—1920	+11	
Порт Маврикия	Италия (Тирренское море)	1897—1922	+21	+ 0
Генуя		1884—1936	+13	
Чивитавеккия		1896—1921	+ 8	
Неаполь, Аргенал		1899—1921	+32	
Неаполь, Мандр		1897—1921	+27	

Продолжение табл. 6

Станции	Район	Время (годы)	Изменения	
			Станции	Район
Палермо	Сицилия	1897—1922	+ 6	
Катания		1897—1919	+ 7	+ 6
Порто Корсини	Италия (Адриатическое море)	1897—1921	+37	
Венеция, Лидо		1917—1934	+31	
Венеция, Аргенал		1889—1913	+23	+27
Венеция, Стеф		1896—1919	+26	
Триест		1905—1936	+19	
Ля-Тулет	Тунис	1889—1937	+ 3	
Бок		1889—1925	+ 9	+12
Алжир	Алжир	1905—1937	+16	
Оран		1890—1931	+23	
Бельфано	Аргентина	1915—1936	+22	
Мар-дель-Плати		1911—1937	+ 2	+ 9
Буэнос-Айрес		1915—1937	+ 2	
Кристобаль	Зона канала (Атлантический океан)	1909—1939	— 4	
Гальвесток	США (залив)	1909—1939	+48	+21
Кей-Уэст		1919—1939	+18	
Рангун	Бирма	1880—1920	0	
Маулмсин		1880—1920	0	+ 6
Порт Блэр	Алдоман	1880—1920	+16	
Кирун	Формоза	1904—1924	+11	
Такай		1904—1933	+25	+18
Хукабори	Япония	1900—1924	+13	
Хамада		1900—1924	+ 8	
Ивасаки		1900—1924	+26	
Отару		1906—1933	+20	+13
Ханасаки		1900—1924	+37	
Алкава		1900—1924	+11	
Хососима		1905—1933	—25	
Средняя по всем станциям			+12	
Средняя по всем районам				+11

послеледниковые движения. Станции, расположенные в области послеледниковых поднятий, были исключены из анализа.

Касаясь вопроса сопоставления данных двух соседних станций, Гутенберг отмечает:

«Если два ряда наблюдений за те же 4 или 5 лет имеются на обоих постах и если они разделены не менее чем 5 годами, без наблюдений или с таковыми, сопоставление, в общем, даст полезные для нашей цели результаты. В этих условиях относительный средний уровень океана в средних точках каждого периода может быть обычно определен с точностью до 0.5 см, а относительное изменение уровня — с точностью до 10 см за столетие».

Б. Гутенберг очень критически подходил к фактическому материалу и исключил из таблицы наблюдения те станции, которые охватывали небольшой период наблюдений, или репер которых испытывал внезапные перемещения вследствие землетрясений.

Рассматривая приведенный материал, можно видеть следующее:

1. Некоторые станции имеют тенденцию к повышению уровня, другие к понижению его.

2. Очень часто получаемые цифры изменений уровня океана лежат в пределах точности метода, и трудно утверждать их абсолютное значение.

3. При рассмотрении рис. 19, показывающего колебания уровня океана по десятилетним средним, бросается в глаза неравномерное изменение уровня. Периоды более быстрых поднятий не совпадали во времени на всех постах. Это обстоятельство вызывает сомнения в правильности утверждения о связи этих колебаний с эвстатическими движениями.

4. Перечисленные в таблице и в замечаниях к ней станции, по мнению Б. Гутенберга, расположены в стабильных районах. Данное исходное положение, с нашей точки зрения, наиболее ошибочно, так как мы знаем, что современные движения проявляются с разной интенсивностью абсолютно всюду. Поэтому пренебрегать этим фактором в пересчетах наблюдений станций, по нашему мнению, вряд ли следует. Возможно, что несовпадение максимумов поднятий, изображенных на рис. 19, происходит за счет наличия местных причин, отчасти связанных с современными движениями земной коры.

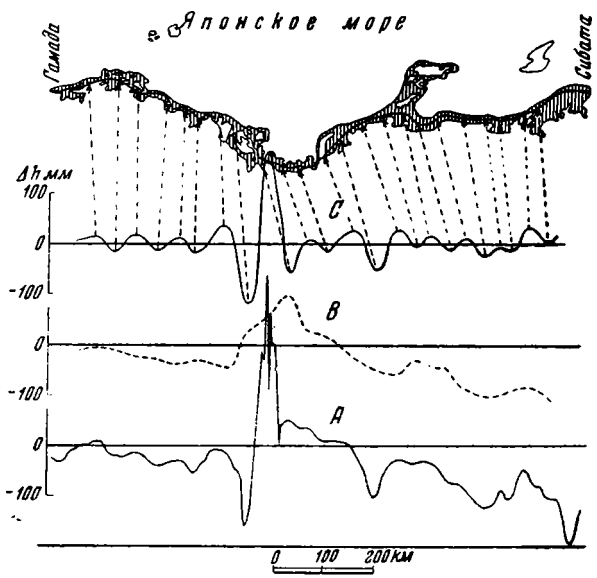


Рис. 20. Изменения высот вдоль побережья Японского моря. Карта побережья между Гамада и Сибата (расстояние более 1000 км). Заштрихована полоса ниже 100 м абсолютной высоты.

A — изменения высот реперов (1921—1930) — (1887—1899), *B*—сложенная, *C* – разность *A*—*B*. Кривая периодическая. Каждый минимум кривой соответствует аллювиальным равнинам, которые находятся на более или менее регулярных интервалах около 80 км.

В настоящее время на основании водомерных наблюдений во Франции, Испании, США, Японии и в других пунктах выяснилось, что места установок футштоков и мареографов были выбраны в большинстве случаев неудачно, и теперь их переносят из бухт и заливов в более открытые места, так как изрезанная конфигурация береговой линии приводит к неправильным показаниям (Данилов, 1948).

Значение неравномерных движений земной коры на побережьях доказывается хотя бы следующими данными повторных высокоточных нивелировок (рис. 20).

Изменения высот вдоль побережья Японского моря между Гамада и Сибата имеют периодический характер. Каждый минимум кривой соответствует аллювиальным равнинам, которые находятся более или менее на равных расстояниях. Все это указывает на видимое современное погружение аллювиальных равнин (Цубои, 1939). Большинство же футштоков и мареографов расположено в заливах, бухтах, в которые впадают реки, поэтому и фиксируют преобладающие отрицательные движения.

5. При определении среднего уровня моря в настоящее время необходимо принимать во внимание периодический характер его колебаний, связанных с неправильностями движения Луны (см. выше), установленный в частности Е. Прево и Ш. Лаллеманом (1930 и др.). Если учесть периодичность в 93 года, то выводы об опускании суши могут в ряде случаев оказаться преждевременными. Именно таковыми эти авторы считают заключение о том, что суша у Марселя и у Бреста испытывает опускание. По мнению Лаллемана (1928), в настоящее время нужно ожидать перехода от подъема среднего уровня моря к его опусканию. Чтобы избежать ошибки в обобщающих выводах, нужно брать или очень длинный ряд наблюдений на футштоках и мареографах или вводить в обработку имеющихся показаний соответствующую поправку на периодические колебания. У Б. Гутенберга мы не обнаруживаем упоминаний об этих периодических колебаниях уровня, отсутствуют у него и ссылки на работы Прево и Лаллемана.

Все указанное заставляет очень критически относиться и к основному выводу Б. Гутенберга о повышении уровня океана со скоростью 11 см в столетие. Нам представляется, что подход автора к определению этой величины очень интересен, однако недоучет возможных движений земной коры, получение цифр, лежащих в пределах точности метода, не дают права делать указанное заключение. Вывод Б. Гутенберга является преждевременным, и вряд ли правильно вводить поправки к изменениям отметок суши, полученным на основании показаний мареографов на берегах океана в течение последних десятилетий, путем алгебраического прибавления определенной величины приблизительно в 10 см в столетие, как это делает Гутенберг. Мы считаем, что признать этот расчет в настоящий момент безупречным невозможно.

Наблюдения на озерах. Очень близкие признаки колебательных движений земной коры могут быть отмечены и в пределах крупных озер. Наблюдая террасы и зная их возраст, можно установить разность средней быстроты поднятия противоположных берегов озера. Зная же линейное расстояние между этими берегами, легко вычислить и быстроту поднятия на единицу горизонтального протяжения, или градиент поднятия (или опускания), характеризующий данную местность (Г. Ю. Верещагин, 1931).

Однако изучение геоморфологии берегов может, повидимому, дать лишь среднюю скорость поднятия или опускания местности за период, прошедший после образования террасы. Эти факты, как и для береговых линий моря и океанов, дают указание лишь на направление, в котором происходит изменение уровня — тенденцию в перемещении береговой линии.

Что же касается количественного выражения быстроты этого процесса, то обычно геоморфологические данные только в исключитель-

ных случаях дают возможность оценить это явление. Основной материал для этой цели опять-таки дают водомерные наблюдения.

Изучение озер с точки зрения колебания береговой линии было начато очень давно. Известны работы в этом направлении Л. С. Берга (1908) и главным образом Г. Ю. Верещагина (1926, 1931), из иностранных — Джонстона (1833), Эдмана (1847), Зигера, де-Геера (1893), Фримана, Гутенберга.

Верещагин указывает, что если уровни озер не связаны непосредственно с уровнем морей, то в случае равномерного поднятия или опускания всей поверхности озера его средний уровень, изменяясь в своем абсолютном высотном положении, сохранит постоянное отношение к реперам на берегу озера.

Для неравномерного поднятия необходимо различать два случая.

Первый — когда озеро бессточное. В этом случае, независимо от того, имеет ли озеро приток или нет, уровень его будет отступать от берега, где повышение больше, и повышаться у противоположного берега.

Во втором случае — озеро со стоком — постоянное положение среднего многолетнего уровня озера по отношению к реперам на берегу сохраняется лишь возле порога стока озера и так называемой «оси равновесия» его вод. Такое название предложено Верещагиным для линии, соединяющей порог стока с той частью противоположного берега озера, где не наблюдается ни положительного, ни отрицательного движения береговой линии. При этом всегда направление оси равновесия совпадает с направлением изолиний поднятий и опусканий местности, представляя собою как бы местную нулевую изолинию, с одной стороны которой располагаются изолинии поднятий, а с другой — изолинии опусканий местности.

По Верещагину (1931), на основании водомерных наблюдений теоретически вполне возможно судить о неравномерности поднятия берегов озера. Для этого достаточно определить разности средних годовых уровней для водомерного поста, расположенного возле стока озера, и постов, расположенных на других пунктах его побережья.

Если происходит неравномерное относительное поднятие разных берегов озера, полученные разности будут с течением времени меняться в определенную сторону, причем в том случае, когда какой-либо пункт поднимается сильнее, чем пункт у стока озера, разности эти с годами увеличиваются, а если пункт поднимается менее сильно, чем пункт у стока, разности с годами уменьшаются.

Отсюда следует, что водомерные наблюдения могут дать тем более точные данные для характеристики неравномерного поднятия берегов озера, чем больше они удовлетворяют следующим условиям:

1. Водомерные наблюдения должны обнимать длинный период — не менее 25 лет.

2. Должны относиться не менее чем к двум пунктам побережья озера: один пункт у порога стока, другой — на большом от него расстоянии. Если озеро не имеет поверхностного стока, то водомерные пункты должны быть расположены в местах наибольшего и наименьшего поднятий берегов озера.

3. Самый водоем, к которому относятся водомерные наблюдения, должен быть большим; расстояние между сравниваемыми пунктами водомерных наблюдений в направлении, перпендикулярном оси равновесия вод озера, должно быть не менее 25 км.

Верещагин (1926) рассматривает несколько возможных случаев для озера со стоком в связи с неравномерностью поднятия и различным положением стока.

1-й случай — сток расположен в месте, где поднятие наименьшее.

В месте стока при поднятии движения береговой линии не будет. В месте наибольшего поднятия будет происходить отрицательное движение береговой линии в размерах, равных разности абсолютного поднятия противоположных берегов озера.

Если мы представим себе на берегу озера одинаковой высоты террасу, то после проявления неравномерного движения высота ее в точке *b* останется прежней; в противоположной стороне — точке *a* — эта же терраса окажется лежащей выше — на величину, равную разности абсолютного поднятия противоположных берегов.

Количество воды в озере будет убывать, т. е. приход воды будет меньше, чем его расход (рис. 21).

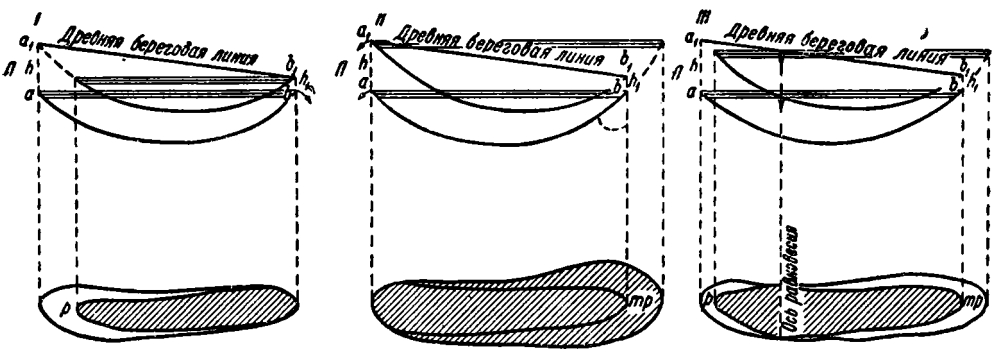


Рис. 21. Колебание уровня озер при неравномерном поднятии.

I — сток в точке *b*, уровень *b* не меняется, быстро понижается в точке *a*; *II* — сток находится в точке *a*, уровень озера повышается, не меняется в точке стока; *III* — сток в промежутке, регрессия *a*, трансгрессия у *b*; *П* — относительно поднимающийся участок; *тр* — трансгрессия (по Г. Ю. Верещагину, из К. К. Маркова).

2-й случай — сток находится в месте наибольшего поднятия.

В точке стока будет наблюдаться изменение абсолютной высоты; береговая линия останется без изменения. У противоположного берега будет наблюдаться абсолютное поднятие — изменение будет наименьшим. Это приведет к максимальному положительному движению береговой линии, причем высота ее поднятия будет равна разности абсолютных поднятий противоположных берегов. Древняя береговая линия окажется затопленной.

При наличии одинаковой высоты террасы последняя будет погружаться под урез воды в сторону наибольшего относительного опускания.

Масса воды в озере будет непрерывно увеличиваться; приход воды в озеро будет больше расхода на величину, пропорциональную площади и форме озера.

3-й случай — сток расположен в месте, где высота поднятия берегов — некая средняя для озера, а места

наибольшего и наименьшего поднятия берегов находятся по обеим сторонам от стока.

В соответствии с положением оси равновесия вод озера будет наблюдаться в большей или в меньшей степени явление отрицательного и положительного движения береговой линии на берегах, лежащих по обе стороны от оси равновесия озера. Величина этого перемещения будет пропорциональна расстоянию от оси качания (порог стока).

Древняя береговая линия по одну сторону от оси будет приподнятой, по другую — погруженной под уровень воды.

Масса воды останется неизменной, если по обе стороны от оси окажутся равные площади озера. Приход в данном случае будет равен расходу. В других случаях масса воды будет или уменьшаться или увеличиваться, в зависимости от положения порога стока и формы озера.

4-й случай — некоторая часть озера охвачена поднятием.

Сохранение понятия «оси равновесия» озера имеет смысл только тогда, когда она совпадает с границей поднимающегося участка. Если она располагается в пределах участка, где не происходит ни поднятия, ни опускания, то проведение оси равновесия теряет смысл.

5-й случай. Части поверхности озера испытывают опускание.

Если опускание земной коры охватывает район, на котором расположено озеро, то все явления будут происходить точно так же, как и при неодинаковой интенсивности поднятия разных берегов озера; разница будет лишь в том, что вычисляемые нами величины поднятия будут иметь иное значение (Верещагин, 1931, 1926).

Примерами, подобными изложенному выше, могут быть различные озера, располагающиеся в пределах Фенноскандии. Из изученных в этом отношении мы отметим два: Онежское, которое приравнивается Верещагиным к 4-му случаю, и Сегозеро, соответствующее 3-му случаю (рис. 22, 23).

На Сегозере сток расположен в пункте, находящемся между точками наибольшего и наименьшего поднятия берегов озера.

Даже при относительно небольших размерах озера (34.5 км и 50.0 км) явления неравномерного поднятия берегов сказываются и на морфологии побережья и на водомерных наблюдениях.

Верещагин отмечает следующие признаки отрицательного и положительного перемещения береговой линии озера.

Признаки отрицательного движения береговой линии:

1. Ровное, обычно заболоченное, иногда покрытое мелким песком дно долин и отсутствие в них валунов свидетельствуют о том, что эти долины были некогда дном озера и составляли продолжение заливов (Колма-губа, Сидорин-губа, Куйва-губа и др.); в настоящее время заливы частью укоротились, частью совсем исчезли (Путошь-песок).

2. Дно долин постепенно повышается (в нижней части), что доказывает постепенный спад воды.

3. В долинах с песчаным дном наблюдаются более или менее параллельные современному берегу очень плоские, хорошо выраженные валы, постепенно повышающиеся по мере удаления от озера.

Если соответствующий современному стоянию уровня вод озера вал возвышается над средним уровнем озера на 2.47 м, то, принимая эту же величину для наиболее высокого вала, мы должны из его теперешн-

ней высоты над уровнем Сегозера (4.67 м) вычесть 2.47 м и еще около 20 см, соответствующие эоловым отложениям. Получится 2.00 м, это и будет приблизительная величина изменения уровня озера.

4. Сильное развитие дельтовых образований небольшой реки Соны. Интенсивному развитию дельты при ее малом возрасте и незначительности реки способствовало отрицательное движение береговой линии.

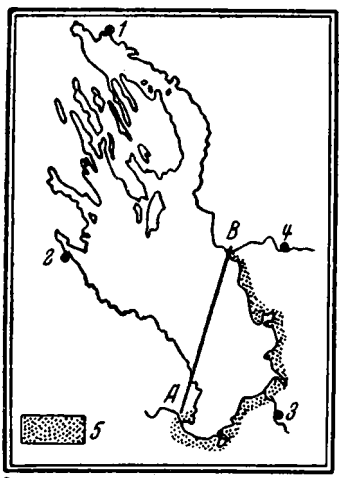


Рис. 22. Схематическая карта современного смещения береговой линии Онежского озера. На северном берегу наблюдаются озерные террасы до 54 м.

1 — Повенец, *2* — Петрозаводск, *3* — Вытегра, *4* — Пудож. *5* — следы положительного движения береговой линии, *AB* — линия равновесия (по Землякову).

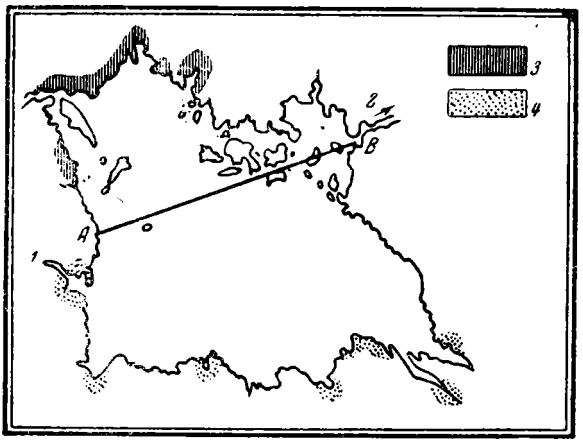


Рис. 23. Схематическая карта современного смещения береговой линии оз. Сегозеро.

1 — р. Селецкая, *2* — р. Сегежа, *3* — следы отрицательного движения береговой линии, *4* — следы положительного движения береговой линии, *AB* — линия равновесия (по Г. Ю. Верещагину, из Землякова).

Признаки положительного движения береговой линии на Сегозере:

1. Наступление песчаных береговых валов южного берега на сушу. Отличительная особенность береговых валов южного побережья состоит в том, что они всегда одиночные; далее они непосредственно примыкают к болоту, которое бывает различного характера. Тот факт, что торф, обнаруженный под песком, опустился под современный уровень озера, с несомненностью доказывает постепенное повышение уровня вод озера, которое и вызывает засыпание торфяника песчаным валом (рис. 24).

Рис. 24. Признак положительного перемещения береговой линии. Торф обнаружен под песком, опускающимся под современный уровень Сегозера (по Г. Ю. Верещагину).

2. Пни деревьев. Весьма характерное явление на южных берегах Сегозера — пни деревьев, сейчас стоящие у самого уреза воды или даже в самой воде. Один из таких пней был спилен. Он оказался принадлежащим 115-летней сосне; на поперечном разрезе его удалось заметить чрезвычайно сближенные годичные слои на периферии и их нормальное развитие ближе к сердцевине.

3. Показания местных жителей на отодвигание дороги от озера. Местами заметно прежнее направление дороги, сейчас подмытой озером и круто в него обрывающейся.

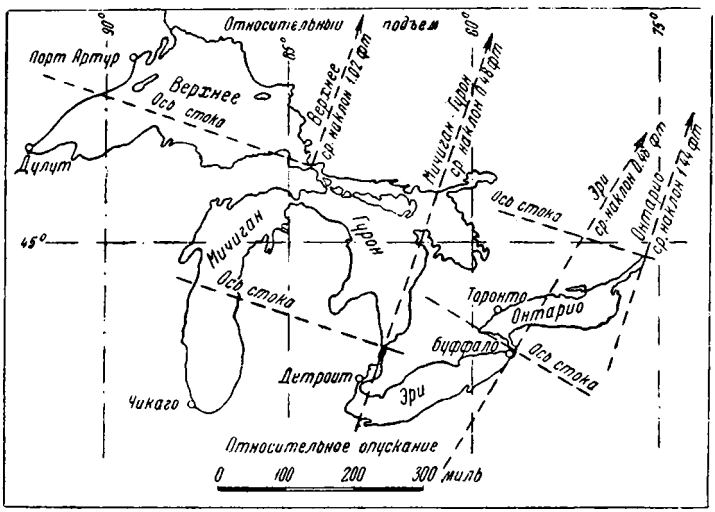


Рис. 25. Направления наклонения суши для каждого из Великих озер в США по парам станций, расположенных на противоположных сторонах озер. Наклонение происходит со скоростью около 10 см в столетие в северо-восточном направлении.

Общее изменение наклона в направлении СВ: 20° составляет 9 см в 100 лет.

4. Характер южных берегов. В устьях рек отсутствуют совершенно дельтовые образования. Наблюдается, наоборот, определенная подтопленность всех устьев, позволяющая входить на лодках в глубокие и широкие нижние участки рек с медленным течением, не характерным для речек всей местности.

5. Рельеф дна озера возле южных его берегов. План глубин Паданского залива показывает отчетливо видимое русло реки Селецкой и несколько его рукавов, составляющих целую дельту. Эти формы образовались, по всей вероятности, при более низком стоянии вод озера, в один из тех периодов, когда уровень его был более устойчивым.

Наличие подводных террас, соответствующих береговому уступу более низкого стояния вод озера, указывает на положительное движение береговой линии.

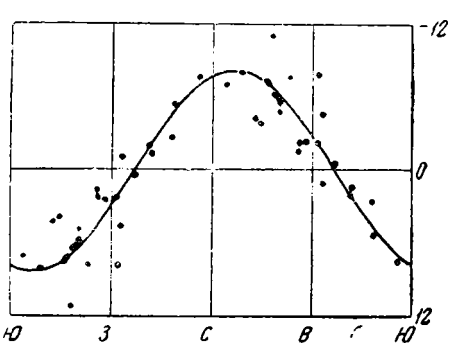


Рис. 26. Синусоида, показывающая изменение наклона в районе Великих озер США. θ — изменение наклона нанесено как функция азимута — α

$$\left(\theta = \frac{\Delta h}{d} = \frac{\text{измен. за 100 л. пары ст., в см}}{\text{расстояние в км}}\right).$$

Таблица 7

Средняя скорость изменения наклона суши в направлениях, соединяющих различные пары станций

Озеро	Станции	Период, использованный для вычислений	Азимут по часовой стрелке от С	Расстояние d (в км)	Изменение за столетие Δh (в см)	Колебание θ (в см на 100 км в столетие)
Верхнее	Дулут—Порт-Артур	1915—1931	49°	555	45±4	8,1
	Дулут—Маркетт	1839—1931	95	705	18±2	2,5
	Маркетт — Порт-Артур	1915—1931	—35	510	30±3	5,9
	Маркетт — Мичипикотен	1918—1931	44	495	21±7	4,2
	Мичипикотен — Порт-Артур	1918—1931	—80	640	8±8	1,2
	Маркетт — Су-Сент-Мари	1872—1919	85	460	12±?	2,6
Мичиган—Гурон	Милуоки — Эсканоба	?	12	305	23±?	7,6
	Милуоки — Макино-Сити	1900—1931	38	390	18±2	4,6
	Келумет — Милуоки	1903—1931	—12	360	30±4	8,3
	Келумет — Макино-Сити	1903—1931	26	505	41±4	8,7
	Келумет — Харбор-Бич	1903—1931	59	460	31±4	6,7
	Милуоки — Харбор-Бич	1875—1931	78	435	12±1	2,5
	Харбор-Бич — Эсканоба	?	—56	415	9±?	2,2
	Макино-Сити — Коллингвуд	1916—1931	111	385	2±6	0,5
	Харбор-Бич — Коллингвуд	1916—1931	69	205	17±4	8,3
	Келумет — Коллингвуд	1916—1931	61	660	40±12	6,1
	Харбор-Бич — Годерих	1920—1931	99	80	4±6	5,0
	Харбор-Бич — Макино-Сити	1920—1931	—36	275	8±2	2,9
Эри	Кливленд — Амерсбург	1899—1918	—54	135	2±5	1,5
	Кливленд — Порт-Колборн	1860—1931	50	255	20±2	7,8
	Кливленд — Буффало	1861—1931	55	280	19±2	6,8
Онтарио	Торенто — Порт-Делузи	1861—1931	168	50	5±2	—
	Торенто — Осуиго	1861—1931	96	225	19±2	8,5
	Торенто — Мыс Винсент	1900—1931	77	245	41±6	1,7
	Порт Делузи — Кингстон	1895—1931	60	250	13±3	5,2
	Кингстон — Мыс Винсент	1900—1931	130	20	20±2	—
	Осуиго — Мыс Винсент	1900—1931	12	80	15±3	—

Береговой уступ, соответствующий недавнему уровню Сегозера, находится на глубине около 6 м, а на глубине около 9 м на некоторых профилях выявляется и другой очень резкий уступ. Весьма вероятно, что здесь имеется береговой уступ, соответствующий иному положению уровня Сегозера у южных его берегов.

Как видно из изложенного, исследования Г. Ю. Верещагина представляют для нас очень большой интерес, чем и объясняется такое подробное их рассмотрение.

Аналогичное изучение озер производилось в Америке Фриманом (J. R. Freeman) и Б. Гутенбергом.

Первый из этих авторов путем тщательного сопоставления данных 50-летних непрерывных наблюдений на различных парах станций, расположенных на противоположных сторонах Великих озер в Северной Америке, пришел к выводу о неравномерных поднятиях этой области.

Все эти озера со стоком по расположению оси равновесия или «оси стока» (рис. 25) можно считать соответствующими: Верхнее озеро и озеро Мичиган — 3-му случаю Верещагина; озеро Гурон — 1-му случаю, а озера Эри и Онтарио — 2-му случаю.

Анализ всего материала, сведенного в прилагаемую таблицу (табл. 7), показывает, что район Великих озер испытывает неравномерное поднятие вдоль линии СВ : 72°, которое обусловлено наклоном со скоростью около 10 см в столетие.

Рис. 25 иллюстрирует скорость и направление наклона местности для каждого из Великих озер.

Фриман и Гутенберг выводят величину изменения наклона Θ, которая получается путем деления изменения за столетие показаний пары противоположных станций на расстояние между ними:

$$\Theta = \frac{\Delta h}{d} = \frac{\text{изменение за 100 лет пары станций в см}}{\text{расстояние в км}}$$

Ими построен специальный график, на котором по вертикальной оси откладывается величина Θ от некоторой нулевой линии, имеющей и положительное и отрицательное значение; на горизонтальной оси — азимуты направления пары станций (рис. 26).

Таким образом, Θ рассматривается как функция азимута α. В результате получается синусоида, показывающая изменение наклона суши в районе Великих озер США. Это общее изменение наклона, как видно из рис. 25, ориентировано в направлении СВ : 20° и составляет приблизительно 9 см в 100 лет.

Аналогичные исследования проводились и на ряде японских озер Цубои (1939), причем он указывает, что применение этого метода находится в полном соответствии с точными нивелировками.

Литература

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. ОНТИ, 1934.

Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии, Изв. Турк. отд. Русск. геогр. о-ва, т. V, 1908.

Белоусов В. В. О геологическом строении океанов. Природа, № 5—6, 1942.

Верещагин Г. Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на оз. Сегозеро. Гос. гидрол. ин-т. Труды Олонецкой научной экспед., ч. III, в. 1, Л., 1926.

Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Гос. Гидрол. ин-т. Труды Олонецкой научной экспед., ч. III, в. 2, Л., 1931.

Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. II. История природных вод, ч. I, в. 1, Госхимтехиздат, 1933.

Данилов В. В. Некоторые результаты геодезических измерений деформаций земной коры в зарубежных странах. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат. М., 1948.

Земляков В. Ф. Четвертичная геология Карелии. Карельский научно-исследоват. ин-т, т. I, в. I, Петрозаводск, 1936.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Записки Акад. Наук, т. X, прил. 8, 1887.

Колесников В. П. Развитие впадины Каспийского моря. Докл. АН СССР, ч. XXXII, № 3, 1941.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Ученые зап. Дерптского ун-та, № 1, 1893, Юрьев.

Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, ч. IV, в. 1, 1933.

Николаев Н. И. О точных количественных методах изучения деформаций земной коры. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 11, 1948.

Николаев Н. И. Новейшие тектонические движения и эвстатические колебания океанического уровня. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 12, 1948.

Bikis J. Zemes garosa s kustrbu ietekme precizās Cīmetņošanas darbos Baltijas jūras pickrastē. Latvijas Universit., Riga, 1940.
Blomquist E. ja Renqwist H. Veden korkenshavaintoja suomen rannikoilla. Helsinki, 1914.
Bonsdorff A. Untersuchungen über die Hebung d. Küste Finnlands. Fennie, N 3.
Daly S. Pleystocene change of level. Amer. Journ. of Scien., Ser. V, 10, 1925.
Egedal J. On the determination of the normal height of the sealevel round the Danish coasts. Publ. Dan. Met Inst., 1933.
Freeman J. Earthquake damage and earthquake insurance, New York, 1932.
Gavellin A. Excursion from Boliden to overtornea. Internat. Union. Geod. Geophy. Gen. Ass., Stockholm, 1930.
Geologische Rundschau. Bd. 30, 1939.
Gutenberg B. Tilting due to glacial melting. J. Geol., 41, 1933.
Gutenberg B. Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., v. 52, 1941.
Johnson D. Studies of mean sea-level. Nat. Res. Concil., Bull. 70, 1929.
Johnston W. A. Recent changes of the land relative to sea level. Amer. Journ. Sc., 237, 1939.
Kühnen. Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde etc. Veröff. des Königl. preussisch. Geodät. Institutes, neue Folge, N 70, Berlin, 1916.
Kuenen Ph. D. Causes of eustatic movements 6 th. Pacific. Sc. Congr. Proc., v. 2, 1940.
La Fond S. Variations of sea level on the Pacific coast of the United States. Sears Foundation Journ. of Marine Research, v. 2, 1939.
Lallemand Ch. Travaux de la section de Géodesie, t. 5, Paris, 1928.
Lallemand Ch. et Prévot E. Les lentes variations du niveau moyen de la mer sur le littoral français. Bull. géod. N 25, 1930.
Mecking L. Ozeanische Bodenformen und ihre Beziehungen zum Bau der Erde. Petermanns Geogr. Mittel., N 1, 1940.
Miyabe N. Notes on correlation between vertical earth movements and gravity anomalies. Bull. Earthgn. Res. Inst., 12, 1934.
Nicholson C. F. Variation in level 1919—1927 in Los-Angeles Harbor. Bull. Seism. Soc. Amer., 19, 1929.
Penck A. Morphol. der Erdoberfl., II, 1894.
Penck A. Theorie der Bewegung der Strandlinie. Berlin, 1934.
Suess E. Antlitz der Erde, II, 1888.
Tsuboi C. Deformations of the Earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Ergebnisse der kosmischen Physik, B. IV, Leipzig, 1939.
Woodworth R. W. Tides in southeast Alaska. H. S. Coast., Geod. Survey., Spec. Publ., N 127, 1927.
Witting K. Hafsytan, Geoidytan och landhöjningen. Fennie 39, N 5, Helsingfors, 1918.
Witting R. Le soulèvement récent de la Fennoscandie. Geografiska Annaler, 1922.

Б. КАЧЕСТВЕННЫЕ (ИСТОРИКО-ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ) МЕТОДЫ

Описываемые ниже методы, применяемые для изучения новейших тектонических движений, дают качественную характеристику их и только относительную количественную оценку. К ним относятся: орографические, геоморфологические, геологические, историко-археологические и биогеографические методы. Краткое описание их дается в приведенной последовательности.

1. Орографические методы

Одно из первых применений орографический метод нашел в свое время у Э. Зюсса. В основу метода было положено предположение о совпадении горных цепей со складчатыми зонами и равнинных областей — с платформами. Действительно, мы знаем, что смятие в складки сопровождается поднятием земной коры и формированием на месте складчатой зоны возвышенного рельефа. Опираясь на эту закономерность, Зюсс пытался при помощи своего метода выяснить распределение на поверхности Земли складчатых зон и платформ.

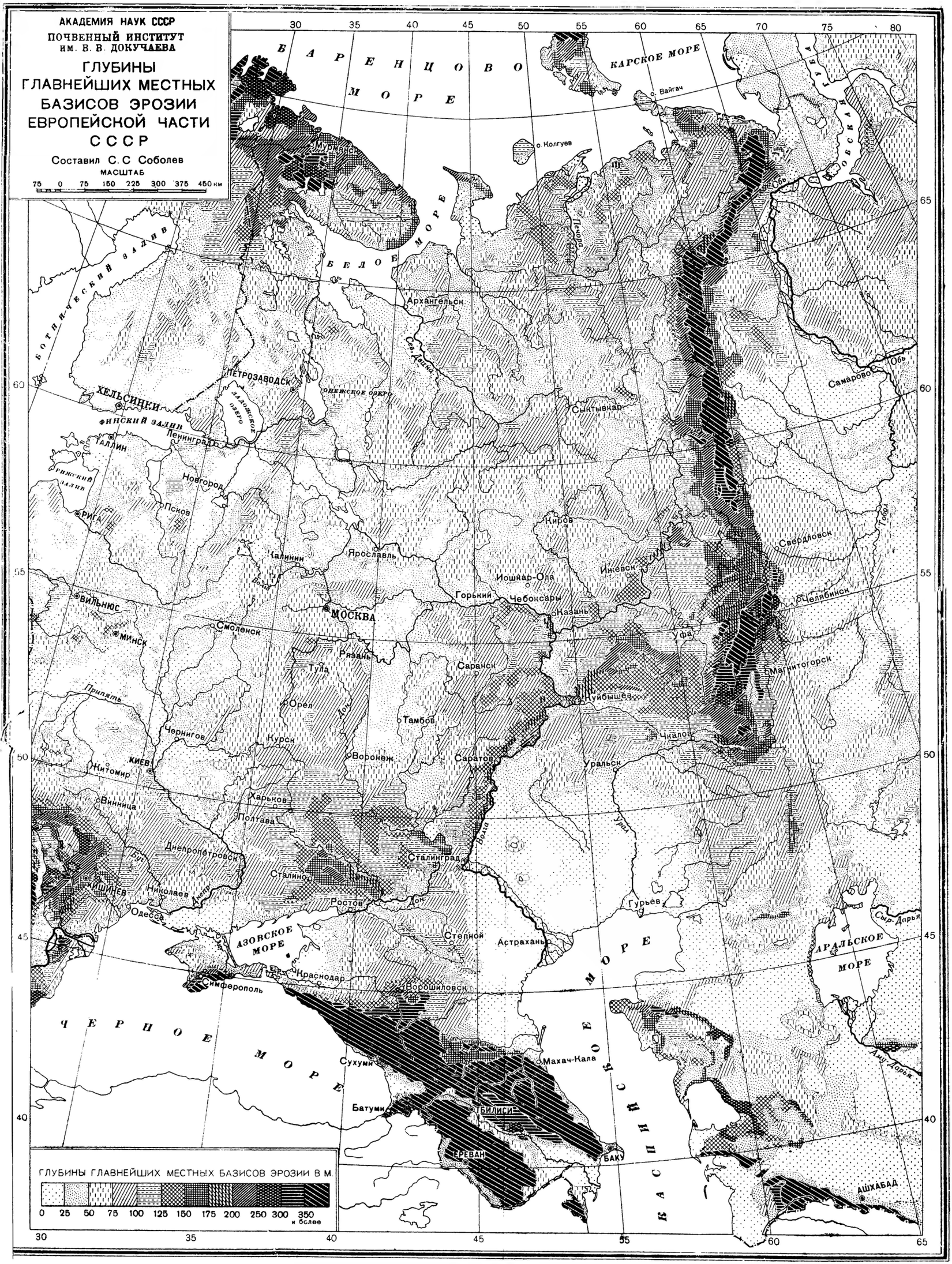

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА
ГЛУБИНЫ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТНЫХ БАЗИСОВ ЭРОЗИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
Составил С. С. Соболев
МАСШТАБ
75 0 75 150 225 300 375 450 км
ГЛУБИНЫ ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТНЫХ БАЗИСОВ ЭРОЗИИ В М.
0 25 50 75 100 125 150 175 200 250 300 350 и более
БАРЕНЦОВО МОРЕ
КАРСКОЕ МОРЕ
БЕЛОЕ МОРЕ
ЧЕРНОЕ МОРЕ
АЗОВСКОЕ МОРЕ
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
Мурманск
о. Колгуев
о. Вайгач
Обская губа
Обь
Архангельск
Сев. Двина
Печора
Ботнический залив
Петрозаводск
Онежское озеро
Ладожское озеро
Хельсинки
Финский залив
Ленинград
Таллин
Рижский залив
Рига
Новгород
Псков
Сыктывкар
Самарово
Киров
Свердловск
Ярославль
Калинин
Ижевск
Иошкар-Ола
Горький
Чебоксары
Казань
Челябинск
Вильнюс
Минск
Смоленск
МОСКВА
Уфа
Рязань
Тула
Саранск
Магнитогорск
Куйбышев
Припять
Орел
Тамбов
Чкалов
Чернигов
Курск
Воронеж
Саратов
Уральск
Житомир
Киев
Винница
Харьков
Полтава
Днепропетровск
Сталинград
Кишинев
Сталино
Николаев
Ростов
Одесса
Гурьев
Степной
Астрахань
Сыр-Дарья
Краснодар
Симферополь
Ворошиловск
Сухуми
Махач-Кала
Аму-Дарья
Батуми
Тбилиси
Ереван
Баку
Ашхабад
30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80
65 60 55 50 45 40

Рис. 27

Если для этой цели данный метод и не может считаться вполне достоверным, то принцип его в дальнейшей разработке советскими учеными и учеными других стран получил широкое признание в последнее время при изучении новейших движений земной коры.

Метод С. С. Соболева. Одним из оригинальных орографических методов является метод С. С. Соболева.

Описание и результаты применения этого метода С. С. Соболев дает в ряде статей начиная с 1936 г. (1936, 1937, 1938, 1939, 1940).

Методика заключается в построении специальной карты, анализируя которую, можно делать вывод и о проявлении новейших движений земной коры.

Способ построения такой карты следующий. На топографической карте определяется разность высот двух точек, удаленных одна от другой на какое-то расстояние (для мелкомасштабной карты не свыше 15—20 км). Эта разность представляет собой амплитуду рельефа (превышение водоразделов над урезами рек). Вычисленные точки наносятся на карту, затем обобщаются методом изолиний. Полученная карта раскрашивается соответственно определенной шкале. На карте С. С. Соболева такая шкала (в метрах) представляет собой следующую градацию (для карты Европейской территории Союза масштаба 1 : 5.000.000): 0—25, 25—50, 50—75, 75—100, 100—125, 125—150, 150—175, 175—200, 200—250, 250—300, 300—350, 350 и более.

У С. С. Соболева эта карта получила название «карты глубины главнейших местных базисов эрозии» (1938, 1940) или «карты глубин речных долин» (1937).

Нет никакого сомнения в том, что получаемая таким образом карта отличается от обычной гипсометрической карты и отражает некоторые субъективные представления автора, которые вводятся в нее при выборе точек для вычисления и при обобщении контуров (рис. 27).

Составив карты глубин эрозии для отдельных участков и всей территории Европейской части СССР и анализируя их, С. С. Соболев делает интересный вывод, что эти карты отражают «алгебраическую сумму эпейрогенических движений со времени образования гидрографической сети» (1938).

В одной из его работ можно найти вывод, идущий и еще дальше, а именно, что карта глубины эрозии является вместе с тем и картой изобаз, дающей величину суммарного перемещения континента за все время, протекшее после образования гидрографической сети (1939).

Если учесть, однако, что возраст гидрографической сети в различных частях различен, на что указывает и сам автор, то подобная карта отнюдь не может быть картой изобаз. Она требует соответствующей расшифровки и переработки. А к этой интерпретации необходимо подходить с учетом геологической структуры района и истории его развития.

Не останавливаясь на детальном рассмотрении того материала, который дается С. С. Соболевым, отметим только, что в таблицах сопоставления террас главнейших рек (1938) можно видеть несколько механический подход: сопоставляются уровни террас в реках и почти не учитывается геологическое строение этих террас и их возраст, вследствие чего получаются и не совсем правильные выводы. Нужно отметить также, что эти карты совершенно не выявляют участков молодых погружений земной коры.

Однако, хотя мы и не разделяем мнения С. С. Соболева, что такие

карты являются картами изобаз, и считаем, что они совершенно не выявляют особенностей эпейрогенических движений, выражающихся в колебательном характере, все же можно видеть в них новый шаг в разработке методики выявления новейших движений.

Частным примером применения карты, описанной С. С. Соболевым, может служить карта глубин речных долин части территории Украины, изображенная на рис. 28. Изолинии глубины речных долин на этой

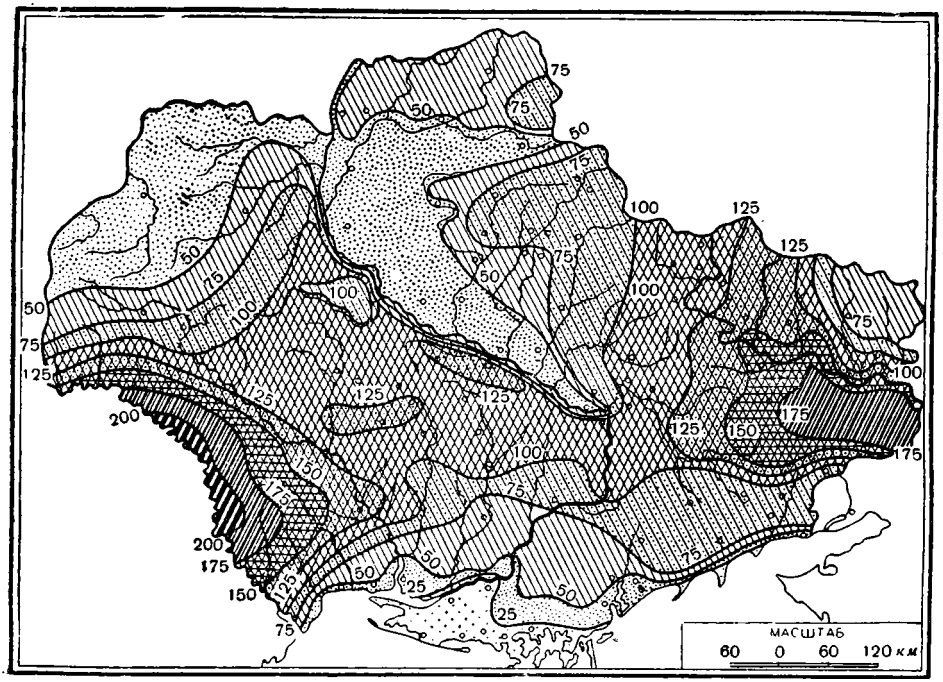


Рис. 28. Карта глубин речных долин. Изобаты главнейших местных базисов эрозии (глубин речных долин) проведены через 25 м; кружками обозначены точки, для которых вычислены глубины речных долин (по С. С. Соболеву).

карте построены по 143 точкам, в которых вычислены превышения дна долины над коренным берегом.

При рассмотрении карты бросается в глаза резкая разница в глубине речных долин в различных районах: в Причерноморском районе, в Полесье и на левобережье Днепра глубина речных долин не превышает 50 м, а в Приднестровье и Донецком кряже речные долины имеют глубину 170—220 м и более.

Сопоставляя данную карту с геологической картой, можно видеть, что петрографический состав пород не сказывается на глубине размыва. В основном глубина речных долин зависит от геологической структуры страны, что видно из сопоставления этой карты с тектонической схемой.

Сопоставление речных террас в различных участках, в районах с неодинаковой глубиной речных долин позволяет автору притти к выводу, что число террас и их высоты хорошо согласуются с глубинами: в районах с глубокими речными долинами число террас равно 6, и вы-

сотные расстояния между террасами велики; в районах с неглубокими речными долинами наблюдается не вся серия террас — часть террас не выражена в рельефе, а часть погребена (Нижний Днепр). Прослеживая одну и ту же террасу вдоль по течению реки, пересекающей районы с различной глубиной долин, мы обнаруживаем, что террасы не сохраняют одного уровня под меженью реки. Все это, по С. С. Соболеву, указывает на проявление новейших движений земной коры и позволяет в данном случае рассматривать предлагаемую карту как карту изобаз.

2. Батиметрический метод

Батиметрический метод заключается в выявлении движения земной коры на дне морей. Он может применяться как в мелком, так и в крупном масштабах. В каждом из этих случаев требуется различный подход, и значимость их совершенно различна.

В первом случае применение этого метода основано на повторном измерении глубин одного и того же участка. По существу говоря, это есть один из гидрологических методов. Однако применение его связано со значительными трудностями вследствие неизбежно появляющихся ошибок. Поэтому малое изменение глубин определять весьма затруднительно. Ошибки относятся прежде всего к ошибкам «за волнение», которые могут достигать иногда 1 м.

Ошибки «за наклон проволоки» достигают небольшого процента измеряемой длины и увеличиваются с глубиной.

Другим источником ошибок служит трудность определения положения установки при измерении глубины; эти ошибки увеличиваются в зависимости от крутизны морского дна.

Вследствие этого, если исследуемый участок изменяет глубину в незначительных пределах, цифры, получаемые от повторных измерений, могут рассматриваться как происшедшие за счет указанных ошибок.

Изменения рельефа морского дна могут происходить в результате различных причин: они могут вызываться распределением осадков, эрозией дна, оползáнием, вертикальным смещением морского дна и т. д. Нас, конечно, интересуют те изменения рельефа, которые обусловлены тектоническими причинами. Таковые известны в литературе. Например, при некоторых вулканических извержениях изменения глубины прилегающего к вулкану моря достигают величины, доступной измерению. Так было во время извержения Кракатао в 1888 г. и вулкана Сакуражима (Sakurajima) в 1914 г. В обоих случаях изменения достигли нескольких морских саженей (Цубои, 1939).

В районе вулкана Кракатао глубина на площади в 140 кв. миль в большинстве случаев испытала уменьшение вследствие поднятий; в некоторых случаях имело место опускание. То же происходило и в районе вулкана Сакуражима.

Особенно интересен пример изменения морского дна в районе залива Сагами близ Токио, происшедшего во время землетрясения в 1923 г. Случай этот был объектом многих исследований. Центр землетрясения находился на дне океана в заливе Сагами, около 80 км к юго-западу от Токио. Тщательное гидрографическое исследование в заливе Сагами и в других местах было произведено гидрографическим отделом вскоре после землетрясения. Эти участки изучались и до зе-

млетрясения (рис. 29). Сравнение результатов двух исследований — до и после землетрясения, отделенных небольшим промежутком времени, показало существенные изменения дна залива Сагами. Дно, в общем, опускалось в юго-западной части залива и приподнималось в его северо-восточной части.

Рис. 29. Схема поднятий и опусканий после землетрясения 1923 г. в бухте Сагами (Япония): заштрихованы области опускания более 100 м, залиты черным области поднятий более 50 м.

ПИ — полуостров Идзу, *ОО* — остров Осима, *ПУ* — пролив Урага, *ПБ* — полуостров Бозо.

Сбросовое движение, послужившее и причиной землетрясения и, как считают, вызвавшее эти перемещения, приурочивается к континентальной ступени (Ямасаки, 1923). Изменения в рельефе дна являются результатом тектонических движений, но некоторые обусловлены и поверхностным смещением пород, имевшим характер оползней и обвалов (рис. 30).

Значительные опускания произошли в районе больших глубин (свыше 1300 м) от Тихого океана по направлению к северо-западу и далее вдоль северо-восточных берегов о. Осима. Площадь около 13 морских миль в длину и от 2 до 3 миль в ширину опустилась более чем на 100 м. Максимальное опускание дна было 180 м. В северо-восточной части залива Сагами произошло поднятие дна более чем на 100 м, которое охватило довольно большую площадь (Огура, 1927).

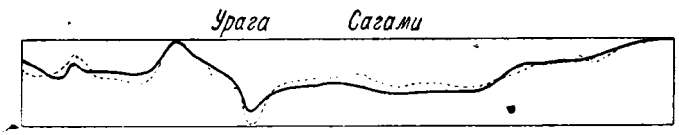


Рис. 30. Рельеф дна бухты Сагами до землетрясения (пунктир) и после землетрясения (сплошная линия).

Изменение высот, правда, в значительно меньшем масштабе, произошло и на прилегающих участках суши, где в большинстве случаев наблюдались поднятия (около 2 м) и только в некоторых местах опускания.

Анализ этих данных позволил сделать вывод, что на дне океана происходило образование выпуклостей и впадин, процесс образования которых принципиально ничем не отличается от аналогичных процессов, происходящих на прилегающих участках суши (Тетяев, 1941).

Изложенный здесь метод может быть назван «динамическим батиметрическим методом», так как динамика в изменении рельефа дна, связанная с тектоническими процессами, выявляется посредством повторных промеров.

Однако этот метод требует большого объема работ, и применение его встречает ряд затруднений. Поэтому более распространен второй метод, который в отличие от первого может быть назван «статическим батиметрическим методом».

Применение этого метода основывается на следующих общих теоретических предпосылках (Белоусов, 1942).

Как известно, в зоне мелкого моря — шельфа, с глубинами до 200 м, еще может происходить интенсивный донный размыв, вызванный

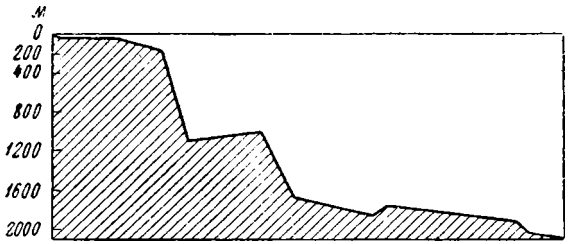


Рис. 31. Профиль дна по меридиану Судака. Соотношение вертикального масштаба к горизонтальному 10 : 1 (по А. Д. Архангельскому, 1929).

волновыми колебаниями частиц воды. Вследствие этого в таких местах может происходить не только интенсивное накопление осадков, но и их энергичное перераспределение. Можно думать, что прогибание земной коры тут должно быстро компенсироваться накоплением осадков, а поднятие — их размывом. И вряд ли эти движения как-то рельефно скажутся на форме дна.

Но в пределах континентального склона и глубин более 200 м в крупных озерах, а также отчасти в области абиссальных глубин наблюдается отсутствие размыва, и процесс отложения осадков практически сходит на-нет. Поэтому, если на дне океана или крупного водоема происходит прогибание земной коры, оно должно вести к образованию впадины, форма и размеры которой всецело будут определяться тектоническими движениями земной коры, и эти впадины не будут иметь никакого заметного искажения от накопления осадков (по Белоусову, 1942).

Если, кроме этого, оказывается возможным анализ рельефа морского дна увязать с геологией моря (осадки, их стратиграфия) и с геологической структурой прилегающих участков континентов, выводы могут оказаться более полными. Не нужно забывать, конечно, при этом анализе учитывать и чисто экзогенные факторы: смыв, отложение осадков, размыв течениями и т. д.

Примеры таких исследований — анализа рельефа дна — указаны в небольшой заметке В. В. Белоусова под названием «О геологическом строении океанов» (Природа, № 5—6, 1942). Белоусов приходит к выводу, что на дне океанов земная кора совершает те же вертикальные тектонические движения, что и на континентах.

В этом отношении большой интерес представляют работы А. Д. Архангельского по Черному морю (1930).

Он указывает, что к западу от Меганома (Крым) континентальный склон очень крут и на нем почти всюду возможно выделить террасу, располагающуюся на глубине от 1100 до 1400 м. Архангельский предполагает, что этот уступ распадается на несколько более мелких, но и более крутых ступеней. Наличие чисто геологических данных (мелководные осадки) позволило ему установить проявление новейших тектонических движений земной коры (рис. 31).

Интересны в этом отношении данные промеров оз. Байкал, которые позволили расчленить впадину озера на три самостоятельные котловины. Привлечение же геологических материалов по смежным районам и другие факты дали возможность установить связь их происхождения с молодыми опусканиями земной коры (Г. Верещагин, 1939).

Литература

Архангельский А. Д. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. VII (1—2), 1929.
Белоусов В. В. О геологическом строении океанов. Природа, № 5—6, 1942.
Верещагин Г. Ю. О некоторых проблемах, связанных с изучением Байкала. Природа, № 12, 1939.
Огура С. Работы по составлению сухопутных и морских карт в Японии. Произв. силы Дальн. Востока, в. II, Поверхность и недра. Хабаровск, 1927.
Соболев С. С. К вопросу о значении эпейрогенического движения в формировании современного рельефа Украинской ССР. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 4, 1937.
Соболев С. С. Глубина эрозии в Европейской части СССР. Почвоведение, № 9, 1938.
Соболев С. С. Глубина эрозии и эпейрогенические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода. Труды Советск. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Соболев С. С. Опыт почвенно-эрозионного районирования Европейской равнины Союза ССР. Проблемы советского почвоведения, т. XI, 1940.
Тетяев М. М. Основы геотектоники, 1941.
Krebs N. Eine Karte der Reliefenerge Süddeutschlands. Peterm. Mitt., 1922.
Jamasaki N. Physiographical studies of the great earthquake of the Kwanto district. Journ. Faculty Sci. Imp. Univ., Tokio, v. II, 1923.
Tsuboi C. Deformations of the earth's crust as disclosed by geodetic measurements. Ergebnisse der kosmischen Physik, Bd. IV, Leipzig, 1939.

3. Геоморфологические методы

Основными и наиболее широко применяемыми методами изучения новейших тектонических движений являются два — геологический и геоморфологический.

Первый заключается в том, что анализируется геологический разрез новейших отложений, устанавливаются соотношения фаций отдельных генетических типов континентальных и морских отложений, учитываются границы размывов в толщах пород, принимается во внимание их мощность и т. д.

Второй метод основывается на подробном изучении различных форм рельефа, образующих различные комплексы и сочетания.

Расчленение указанных методов, в сущности говоря, является условностью. Новейшие отложения характеризуются той особенностью, что в подавляющем большинстве случаев представлены различными генетическими типами континентальных осадков. Как известно, последние теснейшим образом связаны с элементами рельефа. Поэтому осадки и рельеф можно понять только в их взаимосвязи.

Выявление новейших тектонических движений может быть достигнуто на основе:

1) изучения геоморфологии морского дна,
2) изучения древних береговых линий бассейнов,
3) детального изучения речных долин.

4) изучения гидрографической сети,
5) изучения снеговой границы,
6) изучения рельефа горных и равнинных районов с точки зрения общих геоморфологических концепций.

Изучение геоморфологии морского дна. В настоящее время существует тенденция выделять геоморфологию моря в самостоятельную дисциплину. В ее задачу, по Д. Г. Панову (1943), входит изучение рельефа дна и берегов Мирового океана, установление путей развития подводного рельефа, выяснение динамики его в связи с изменениями физико-географических и структурно-геологических условий Мирового океана, изучение закономерностей распределения подводного рельефа в их связи с геотектоническими условиями.

Многие из перечисленных объектов граничат с теми, изучение которых относится уже к геоморфологии суши. Это означает, что нельзя рассматривать береговые формы рельефа без учета тех подводных форм, которые скрыты от наблюдателя и требуют особых методов изучения. И, наоборот, так же невозможно понять подводные формы рельефа без учета геоморфологии берега и геологической структуры. Поэтому геоморфологию моря можно рассматривать только как частный раздел геоморфологической науки.

При разрешении перечисленных задач, имеющих большое значение для выяснения новейших тектонических движений, применяется сложная, комплексная методика. В нее входят и уже указанный «батиметрический» метод, изучение геологии морского дна путем анализа донных осадков методами литологии и стратиграфии, использование новых приемов геофизики и т. д. Эти методы позволяют составить настолько точные карты морского дна, что они во многих случаях не уступают по точности наземным геологическим и геодезическим съемкам.

Геофизические методы заключаются в применении автоматических эхолотов, разбивке сети связанных между собой триангуляцией буев на концах промерных галсов и радиогидроакустическом методе определения места судна (Я. К. Смирницкий. Радиогидроакустический способ координирования при гидрографических работах в море. 1937).

Изучая не только рельеф, но и во многих случаях геологическое строение этих форм, что достигается применением драг, трубчатого люта, способного извлекать колонки ила до 4 м мощностью, удается составить представление о генезисе тех своеобразных форм рельефа, которые наблюдаются на дне моря.

Чтобы проиллюстрировать важность тех выводов, к которым приходят при изучении геоморфологии морского дна, рассмотрим пример достаточно хорошо изученного морского бассейна — Баренцова моря. Эти данные будут нам необходимы также далее, при региональном рассмотрении новейших движений земной коры.

Баренцово море непосредственно примыкает к северной окраине Европейской территории СССР и располагается между Новой Землей, Землей Франца-Иосифа и Шпицбергеном. Геология и морфология дна этого моря изучались Ф. Нансеном, М. В. Кленовой, Д. Пановым и др.

Батиметрическая карта Баренцова моря дает достаточно определенную картину подводного рельефа, представляющую собой систему впадин и возвышенностей.

На фоне слабо покатой к западу равнины выделяется ряд жолобов, глубина которых не превышает 500 м. Основным элементом рельефа

является так называемая «центральная впадина» с глубинами более 300 м, но не превышающими 400 м.

Вдоль Мурманского побережья основные элементы рельефа Баренцова моря протягиваются в северо-западном направлении, образуя Норвежский жолоб, переходящий через более мелкий участок в глубокую впадину, с глубинами, доходящими до 500 м. К югу от Новой Земли располагается Новоземельский жолоб.

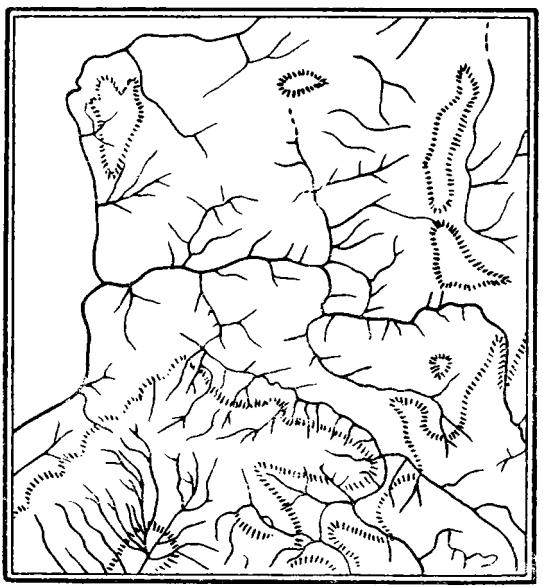


Рис. 32. Баренцово море в третичное время (по Ф. Нансену).

Считают, что основные элементы рельефа дна Баренцова моря имеют древнее происхождение. Расположение основных жолобов хорошо увязывается со структурными элементами, известными нам по материковой части и островам. Почти всюду простирание жолобов параллельно простиранию горных пород. Образование этих элементов предположительно относят к концу третичного и началу четвертичного времени (Нансен, 1921).

Низкие равнинные участки шельфа, примыкающие к указанным выше основным депрессиям дна моря, представляют собой, по данным Д. Г. Панова, погруженные под уровень моря поверхности пенеплена, который выработался здесь в третичное время. В то время, по данным Ф. Нансена, на месте шельфа Баренцова моря была суша, представляющая собою горную страну, приподнятую над уровнем моря более чем на 500 м. Этот рельеф отличался большой сложностью. С возвышенностей, прилегающих к Новоземельскому хребту, стекал ряд рек, вливающихся в мощную «Баренцовоморскую» реку (рис. 32).

Террасообразный уступ на глубине 200 м, по данным М. В. Кленовой и Д. Г. Панова, представляет собой древнюю береговую линию, впоследствии опущенную молодыми тектоническими движениями.

Пониженные равнинные пространства, располагающиеся выше изо-

баты в 200 м, в конце третичного времени, по предположению Д. Г. Панова, не были захвачены процессами опускания и погрузились уже в четвертичное время.

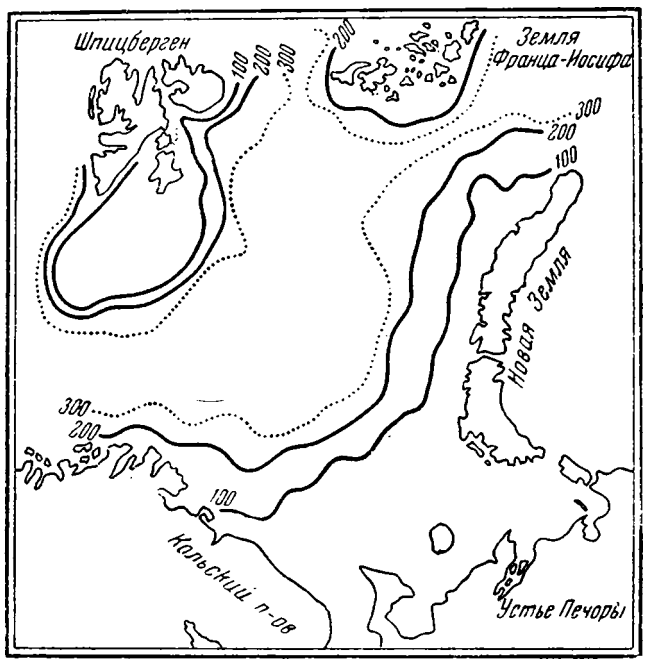


Рис. 33. Древние береговые линии на дне Баренцова моря (сплошные линии) на глубинах 100 и 200 м. Точками показана изобата в 300 м (по Д. Г. Панову, 1941).

Считают, что первоначально, в момент, когда прилегающие участки суши были перекрыты ледником, береговая линия проходила по изобате в 200 м. При отступании ледников произошло погружение, обусловившее большую межледниковую трансгрессию.

С этим, между прочим, очень хорошо согласуется указание Альманна о переуглублении фиордов Норвегии как на западном побережье, так и в районе Лофотенских островов. Во всем этом районе фиорды продолжаются в подводных каналах. Это заставляет предполагать, что суша лежала, вероятно, на 200—300 м относительно выше (Альманн, 1919).

Последующее оледенение вызвало регрессию моря, что также стояло в связи с положительными движениями земной коры. С этим моментом связывается образование уступа на изобате в 60—70 м, который хорошо распространен в юго-восточной части моря (рис. 33).

Таким образом, из данного геоморфологического анализа дна Баренцова моря вытекает, что погружение этого участка земной коры относительно уровня моря является молодым, падающим на четвертичный период. Но движения эти проявлялись неравномерно. Об этом свидетельствует неодинаковое погружение древней береговой линии, которая лучше всего выражена на глубинах в 200 м. В восточной части Барен-

цова моря она прослеживается на глубинах в 180 м, в западной — на глубине 225 м.

Рассматривая движения земной коры в пределах этого участка, можно считать, что они имели колебательный характер, т. е. опускания сменялись поднятиями и т. д. Эти неравномерные колебания, по всей видимости, отражались на интенсивности погружения центральной части моря.

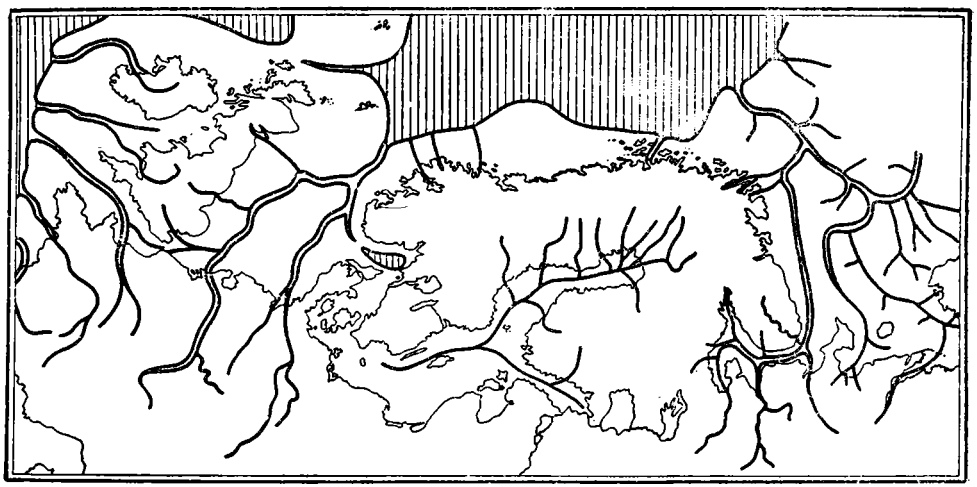


Рис. 34. Реконструкция гидрографической сети для древней береговой линии.

Характеризуя движения в целом, можно говорить, что дно моря испытывало тенденцию к опусканию, наметившуюся, повидимому, еще до четвертичного времени. По мнению М. В. Кленовой, в настоящее время Баренцово море находится в трансгрессивной стадии. Вывод этот требует критического отношения и проверки.

Из рассмотренного примера видно, что выводы, которые делаются на материале геоморфологии моря, вытекают из комплексного применения различной методики и учета аналогичных явлений и процессов на прилегающих участках суши. К этому вопросу в дальнейшем нам придется вернуться. Такие данные, которые указывают на то, что рельеф суши и рельеф подводный являются выражением единого процесса развития земной поверхности и отражают закономерности развития геологических структур земного шара, будут встречаться нам неоднократно и на примерах других морей.

Интересная работа, специально посвященная этому вопросу, опубликована в V томе Трудов 17-го Международного геологического конгресса (Су-Тин, 1939).

Восстановление предшествующей геологической истории в различных частях позволяет нарисовать для северо-западной части Европы гидрографическую сеть и наметить одну из древних береговых линий, относящихся к концу третичного времени. Все это оказывается объяснимым при допущении движений земной коры (рис. 34).

4. Изучение древних береговых линий

Одним из наиболее распространенных методов изучения новейших движений земной коры является изучение береговой линии. Обычно признаками этих колебаний оказываются не только различные формы рельефа, но и комплекс других данных, как относящихся к геоморфологии моря, так и геодезических и историко-археологических, на которых мы остановимся ниже.

И геоморфологические, и историко-археологические данные позволяют констатировать движения земной коры и судить о средней скорости колебаний местности, правда, часто очень приближенно.

Что касается современного процесса изменения положения уровня водоема относительно его берегов, то изучение морфологии берегов дает лишь указание на направление, в котором происходит изменение уровня, т. е. позволяет установить, происходит ли положительное или отрицательное движение береговой линии.

Надо сказать, что и эта задача очень сложная и разрешается она весьма противоречиво. Шепард, например, указывает, что он не знает вообще ни одного берега, на котором одновременно не было бы признаков недавнего погружения и признаков недавнего поднятия. Различная оценка этих фактов разными исследователями приводит нередко к диаметрально противоположным заключениям. Поэтому ко всем признакам как положительного, так и отрицательного перемещения береговой линии надо относиться очень критически и делать окончательный вывод только по всему имеющемуся фактическому материалу.

Морфология только в исключительных случаях дает возможность определить количественное выражение быстроты процесса перемещения береговой линии; для этой цели наиболее точные материалы могут дать только инструментальные геодезические и гидрометрические наблюдения.

Познакомимся сперва с морфологическими признаками, оставляя другие признаки (историко-археологические) до специального рассмотрения.

Признаками *поднятий* или отрицательного перемещения береговой линии являются:

1. *Древние береговые линии и террасы.* Это наиболее важные признаки положительных движений земной коры; встречаются в разном числе и на разной высоте.

Надежный признак поднятий террасы дают только в том случае, если на их поверхности сохранилась какая-то аккумулятивная часть.

Однако, как отмечает С. В. Обручев (1939), ничто не может нам доказать, что встреченные на побережье морские террасы не были раньше выше. Поэтому все факты данной категории решают вопрос только о направленности движений земной коры или тенденции их, как говорят, геократической (т. е. положительного перемещения суши), но не о движении земной коры в данный момент.

В определении самих террас нужно быть очень осторожным, так как при наличии солифлюкционных террас, имеющих различный возраст, не трудно впасть в грубую ошибку (С. Обручев, 1937).

Наконец, можно отметить, что различные террасы могут фиксироваться так называемым плавником, который нередко находят так высоко над уровнем моря, что совершенно исключается предположение о заносе его силой морского прибоя.

Хорошим индикатором движения земной коры являются береговые валы, представляющие собой узкие гряды, обычно имеющие несколько

десятков метров ширины, несколько метров относительной высоты, при длине, измеряемой километрами. Сложены береговые валы обычно песком и галькой. Часто наблюдается целая серия таких валов, постепенно повышающихся и отделенных один от другого пониженными пространствами.

При этом встает задача — насколько точно может быть измерена высота уровня древних бассейнов. Обычно при определении среднего уровня бассейна при помощи береговых валов основываются на отметках подошвы берегового вала, обращенного в сторону моря, так как основания абразионных уступов и гребней береговых валов, как общее правило, лежат выше среднего уровня соответствующих бассейнов (Джильберт, 1885).

Морские террасы не только позволяют выявить наличие соответствующей тенденции в движении земной коры — прослеживание этих террас вдоль по берегу может указать на относительную интенсивность перемещений отдельных участков земной коры.

2. Расширение намывной полосы, пересыпей и кос, реликтовых озер, лайд и пр. Расширение намывной полосы приводит к образованию полуостровов (из островов), к увеличению прибрежных мелей, расширению намывного берега, ограниченного крутым, ранее подвергавшимся размыванию берегом, и т. д. Сюда же надо отнести образование пересыпей и кос.

Примеры всех описанных образований крайне многочисленны. Однако пользоваться ими следует с известной осторожностью, так как большинство указанных элементов рельефа может быть результатом намывающей деятельности моря.

Под пересыпями подразумевают песчано-гравийно-галечные валы, насыпанные вблизи берега в виде дамб, которые отделяют замкнутые лагуны от более глубоководных частей бассейна (Марков, 1934).

Как выяснили работы К. К. Маркова, на побережьи Балтийского моря пересыпи, несомненно, образовались на некотором расстоянии от берега соответствующего бассейна и в большей своей части — ниже его уровня. Отложение их происходило в воде, в постепенно усиливающемся мелководье.

Интересным примером применения математического метода к анализу кос и использования этих данных для заключения о новейших тектонических движениях дал М. М. Ермолаев (1929).

Касаясь вопроса о механизме отложений волновых осадков, М. М. Ермолаев рассматривает несколько случаев образования кос на побережьи Новой Земли, подкрепляя свои выводы математическим анализом.

При этом автор делает допущение, что косы не существует и что вся местность опускалась на некоторую величину, равную высоте исследуемой косы. После этого он рассматривает процесс наноса. Подсчитывая энергию, затраченную на перенос и отложение частиц волновым давлением, автор получает следующее выражение для времени образования косы — для частного случая в заливе Русанова (предполагая орбиты круговыми):

$$t = \frac{8Q\tau^2 L}{Sh^2\lambda},$$

где Q — объем косы, τ — период волны, h — высота волны, L — длина косы, S — плоскость сечения, перпендикулярная к L, λ — ее длина.

Приведенное выражение автор рассматривает как ориентировочное; точность его равна точности обычного исчисления времени в современной геологии.

Для данного конкретного случая возраст косы получился в 3000 лет. Отсюда он определяет скорость регрессии $v = 0.7$ см в год, подчеркивая, что эта цифра приблизительная.

На других примерах он показал, что эта цифра не меньше истинной.

Причиной передвижений был приток материала, поступавшего в направлении, перпендикулярном берегу, и накапливавшегося параллельно берегу.

Коса является переходной формой.

В результате развития указанных форм на фоне положительных движений суши происходит образование р е л и к т о в ы х о з е р, которые имеют разнообразный характер. В областях с пустынным климатом (юго-восток) — это ильмени, соленые озера, солончаки и пр. В умеренных зонах — это обычные реликтовые озера с соленой морской водой.

Чрезвычайно интересный пример реликтового озера представляет озеро Могильное на острове Кильдин у Мурманского побережья Кольского полуострова. В нем живут и типичные морские, и пресноводные формы планктона. По отзыву проф. К. М. Дерюгина, это озеро представляет собой «истинный биофизический парадокс» (Дерюгин, 1927) и является единственным в мире озером с такими биологическими свойствами.

Озеро Могильное располагается в юго-восточной части острова на ровной площадке. Оно возникло в результате отрицательного движения береговой линии в недавнем прошлом и отделено от Кильдинской саамы (пролива) валом, имеющим 60—70 м ширины при наибольшей высоте в 5.5 м. При этом его изоляции способствовала деятельность самого моря, набрасывающего косу из галек и песка. Озеро имеет площадь около 36 000 м^2 при наибольшей глубине около 17 м. При исследовании выяснилось, что поверхностные слои воды озера подверглись позднейшему опреснению до глубины в 5 м. На глубине 7—11 м в условиях нормальной солености распространен морской планктон. Наконец, последняя зона, с 12—13 м до 17 м, т. е. до дна, заражена сероводородом и безжизненна (за исключением бактерий и синезеленых водорослей).

В планктоне озера находят формы, живущие нормально в бассейнах с совершенно различными гидрологическими условиями. Так, Дерюгин указывает среди фитопланктонных организмов озера Могильного морских видов — 27, пресноводных — 11, солоноватоводных — 10. Кроме того, 9 видов обитают как в пресноводных бассейнах, так и в солоноватоводных, а 3 вида — в морских и в солоноватоводных бассейнах. В этом бассейне водятся и медузы и морские рыбы — треска и др., которые живут в тонком слое воды в интервале 5—12 м. При этом в пограничном с верхней пресноводной зоной слое одновременно присутствуют как пресноводные, так и морские формы.

Интересно отметить, что в тот период, когда происходило отделение озера Могильного, климат здесь был гораздо теплее, чем современный. Это отразилось на фауне, которая несколько отличается от современной присутствием некоторых тепловодных элементов, уже исчезнувших в настоящее время у берегов Мурмана и встречающихся у берегов Норвегии и в Белом море.

Указанные особенности озера Могильного выделяют его среди всех известных реликтовых озер и заставляют считать его, по выражению Дерюгина, «чудом природы». Обычно реликтовые озера эволюционируют в двух направлениях: они либо совершенно опресняются, либо высыхают (особенно на юге), нередко с образованием солончака или отложением солей. В обоих случаях первичная морская фауна гибнет. В озере Могильном между морскими и пресными водами установилось определенное равновесие, которое создает возможность сосуществования морских и пресноводных форм.

О современном поднятии свидетельствуют лайды и так называемые «боруоги» (рис. 35).

Под первыми понимают площади молодых наносных отложений, обычно низменные, в виде иловато-песчаных прибрежных мелей, обсы-

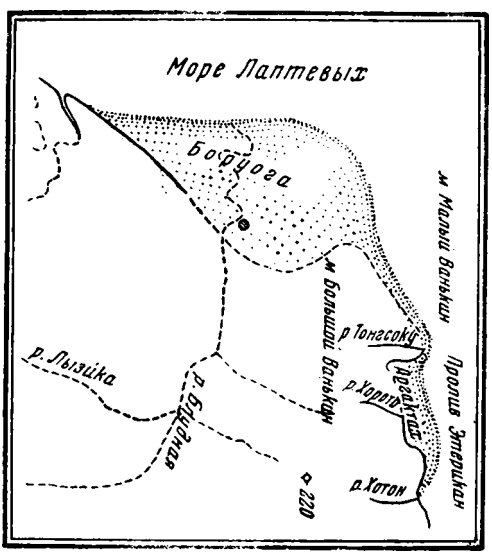


Рис. 35. Северо-западная оконечность о-ва Б. Ляховского. Постоянная «боруога», свидетельствующая об отрицательном перемещении береговой линии.

хающих при отливе и постепенно переходящих в тундровые болота. Лайды часто образуются благодаря прибрежным скоплениям плавника, которые затем заполняются песком и илом. Наличие лайд указывает на увеличение намывной полосы побережья и свидетельствует, в сочетании с другими фактами, об отрицательном перемещении береговой линии, что подтверждается также образованием на поверхности некоторых лайд старых береговых валов.

Такую же низменную отмель представляет собой и «боруога», нередко протягивающаяся на несколько километров. Часто в эту отмель врастает множество плавника. Эти образования более достоверно указывают на положительные движения суши в том случае, если удается доказать время их возникновения (например, сличением старых карт с современными и пр.). Чаще всего положительные движения доказываются не отдельно взятым фактом — наличием «боруоги», а суммой различных прочих данных.

В определении направления движения земной коры по перемещениям береговой линии нужно быть чрезвычайно осторожным. Помимо уже указанных случаев, могущих затемнить истинную картину, необходимо также принимать во внимание энергично проявляющиеся во многих районах процессы денудации, которые могут значительно исказить направленность тектонического процесса. К такого рода явлениям нужно прежде всего отнести морскую абразию, проявляющуюся особенно на рыхлых породах, связанных вечной мерзлотой, или в областях развития каменного (ископаемого) льда. Это области, где проявляется так называемая «тепловая денудация». По имеющимся данным, например, фактическая убыль берегов Новосибирских островов в разных частях колеблется от 0.4 до 2.0 м в год (Башмаков, 1938).

Некоторые участки берега Гыданского полуострова за 10 лет вследствие интенсивного разрушения абразией отступили на 1.5—2 км, и на месте берега образовалась отмель в 1 м и меньше глубины (Калья-нов, 1934).

Наличие интенсивного процесса денудации может привести и действительно приводит к совершенно ошибочным представлениям и выводам: мощное проявление денудационных процессов, несмотря на происходящее медленное тектоническое поднятие суши из воды, создает фактическую убыль берегов континента и площади островов; получается впечатление, что суша опускается, т. е. происходит положительное перемещение береговой линии.

Эту денудационную работу М. М. Ермолаев (1932) пробовал выразить математически. Его рассуждения сводятся к следующему.

Предположим, что мы имеем отвесный приглубый (имеющий мало развитую подводную часть, круто спускающуюся в море) берег, дающий годовую убыль в x м в год.

Тогда для отлогого берега (с развитой подводной частью, постепенно спускающейся в море), сложенного такими же породами, годовая убыль будет примерно в два раза меньше, т. е. $x/2$. Это следует из того, что высота волны у такого берега будет в $\sqrt{2}$ раза меньше, чем у отвесного, а энергия волны пропорциональна квадрату высоты (Ермолаев, 1927).

Предположим далее, что скорость регрессии, в стадии которой находится исследуемый берег, будет v м в год. Тогда приращение берега в горизонтальном направлении будет равно $\frac{v}{\cos\alpha}$ м в год, где α — угол падения разрушаемого берега. Следовательно, полное изменение береговой черты в горизонтальном направлении выразится так:

$$x_1 = \underset{\text{(прирост)}}{\frac{v}{\cos\alpha}} - \underset{\text{(убыль)}}{\frac{x}{2}}. \qquad (1)$$

Исследуем, при каком соотношении между x и v берег будет все же отступать:

$$\frac{v}{\cos\alpha} - \frac{x}{2} \leqslant 0,$$

прирост — убыль равно или менее 0; или иначе

$$\frac{v}{x} \leqslant \frac{1}{2}\cos\alpha. \qquad (2)$$

Это соотношение, указывает Ермолаев, объясняет некоторые любопытные факты. В самом деле, все берега, падающие более круто, чем под углом, определяемым равенством $2v = \cos\alpha$, будут иметь отрицательный прирост, все же менее крутые берега — положительный, т. е. один и тот же берег будет в разных своих частях то отступать, то наступать на море.

Все это показывает, насколько осторожным и осмотрительным нужно быть в своих заключениях и как важно рассматривать все факты во взаимной связи.

3. Дельты. Аналогичные доказательства могут быть получены наблюдениями над дельтами. Если удается подметить, что дельта не соответствует размерам реки, что она слишком велика для потока и что вместе с тем ее возраст очень молодой, можно сделать вывод о наличии положительных движений земной коры, по крайней мере, в районе дельты. Вообще принято считать, что изменения роста дельты, в особенности в совокупности с другими фактами, являются показателем положительных движений суши.

Но к таким выводам все-таки нельзя приходить без критической оценки фактов. В других случаях, на основании тщательного изучения островов дельты, можно сделать и обратный вывод.

Известен пример, часто приводящийся в различных источниках, о росте островов дельты р. Невы.

Прирост невской дельты был определен путем сличения плановых съемок 1701, 1738, 1777, 1828 и 1864 гг. За 146 л. прирост невской дельты равнялся 6 319 806 м², что составляет в год 43 286 м². На основании этих данных было высчитано, что для образования всех островов невской дельты понадобилось около 900 лет. Однако сравнение данных со съемкой 1911 г., которую произвел С. А. Яковлев, показало, что за последние 47 лет площадь островов дельты не увеличилась, а даже уменьшилась.

С. А. Яковлев указывает, что Васильевский остров по съемке 1804 г. за 36 лет увеличился на 5.9%, а по последней съемке, 1911 г., за 47 лет всего только на 0.8%.

Увеличение островов Голодай, Жидомиров, Гоноропулло, Кашеваров по съемке 1864 г. составляло от 2.4 до 97%, а по съемке 1911 г., несмотря на искусственное увеличение их и засыпание каналов между ними, все вместе дали прирост только в 0.6%.

Петровский остров, увеличившийся по съемке 1864 г. на 21.2%, по съемке 1911 г. уменьшился на 4%.

Крестовский остров по съемке 1864 г. вырос на 20.6%, а по съемке 1911 г. уменьшился на 0.19%.

С. А. Яковлев приходит к выводу, что незначительный рост одних островов, остановка в росте других и уменьшение площади третьих свидетельствуют о том, что рост невской дельты за последние 47 лет если не пошел на убыль, то во всяком случае остановился. Прекращение роста дельты Невы объясняется С. А. Яковлевым только опусканием местности (Яковлев, 1926).

4. Коралловые рифы. Наконец, одним из последних доказательств движений в области побережья является образование поднятых коралловых рифов, явно указывающее на отрицательное перемещение береговой линии или на положительные движения суши.

Такие приподнятые рифы известны по берегам Японии, Кореи и в других местах.

Очень интересен случай высокого залегания современного коралло-вого рифа на некоторых островах Малайского архипелага, приподня-тых на несколько сот (до 1000 и более) метров над современным уров-нем моря.

Познакомимся теперь с признаками о п у с к а н и я суши или поло-жительного перемещения береговой линии.

1. К ним относятся прежде всего уже упоминавшиеся замедление и остановка роста дельт или отсутствие их. В последнем случае реки вместо дельты имеют воронкообразные устья — эстуарии, лиманы (Черное море), губы, часто встречающиеся на побережье Северного Ледовитого океана.

2. Второй признак, отчасти рассмотренный выше,— это характер морфологии прилегающего к суше морского дна.

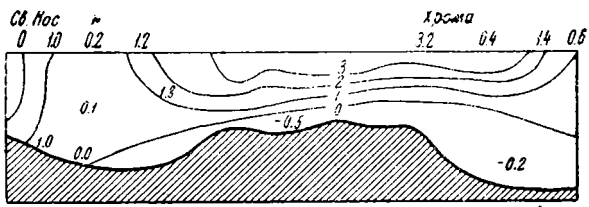


Рис. 36. Изотермы пролива Д. Лаптева (из Ермолаева).

Очень часто в пределах шельфа и даже континентального склона наблюдают подводные затопленные речные долины. Особенно заме-чательны из них так называемые подводные каньоны, которые, по Ф. Шепарду и Ч. Берду, имеют повсеместное широкое распростране-ние в различных океанах (Шепард, 1941, Энгельн, 1942).

Помимо затопленных долин, часто отмечаются и затопленные при-брежные террасы, также указывающие на погружение суши.

3. Наиболее убедительными признаками опусканий являются также затопленные берега с затопленным лесом или пнями, погруженные торфяники, погруженные под уровень моря древние почвенные гори-зонты в новейших отложениях.

4. В ряде мест Северного Ледовитого океана отмечается «вечная мерзлота» дна и погребенные льды, которые местами образуют бере-говые уступы.

Ледяное дно, например, местами прослеживается метров на 100 от берега. Это подтверждается не только льдом, обнаруженным на дне проливов, но и знаменитыми выходами каменного льда на азиатском берегу. Местное население называет их Ойогоским кыгамом по боль-шому количеству заключающейся во льду мамонтовой кости (ойогос означает ребро).

Надо заметить, что глубина пролива Д. Лаптева незначительна. Температура воды в нем, начиная с глубины 8—10 м, редко подни-мается выше нуля. По материалам Норденшельда, температуру в море Лаптевых можно проиллюстрировать схемой, изображенной на рис. 36.

Аналогичная картина была констатирована В. П. Кальяновым в пределах Карского моря. По этому поводу он пишет: «Судя по тому,

что дночерпатель часто приходит пустым и даже в штилевую погоду им приносилось незначительное количество мерзлого песка с отрицательной температурой, мы заключили, что, видимо, на небольшой глубине под слоем оттаявшего грунта на дне залегает слой постоянной мерзлоты» (Кальянов, 1934).

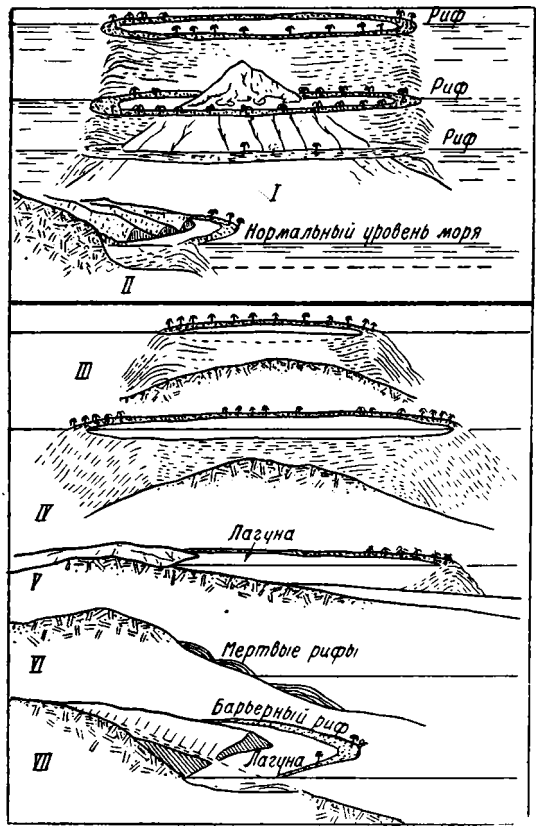


Рис. 37. Объяснение происхождения коралловых рифов.
I — Дарвин, *II* — Дэли, *III* — Рин, *IV* — Меррей, *V* — Воган, *VI* — Гапи, *VII* — Агассиц, Гардинер и др.

Вечная мерзлота на дне моря отмечается и в других местах (Лаптев, 1851; Норденшёльд, 1880, 1913; Свердруп, 1930; Ермолаев, 1932, и др.).

Можно рассматривать каменный лед и вечную мерзлоту дна как реликтовые, образовавшиеся в условиях когда-то бывшего здесь берега. В таком случае мерзлота указывает на положительное перемещение береговой линии.

5. Серьезное доказательство опусканий берега и особенно островов видят в коралловых атоллах. Одно из первых научных объяснений большой мощности коралловых построек и образования атоллов дал Ч. Дарвин, который связывал их с опускающимся дном (Ч. Дарвин, 1936).

Представим себе остров, на склонах которого, на глубине 40—60 м, кораллы начинают возводить свои сооружения. Поднявшись до уровня моря, кораллы образуют береговой, окаймляющий риф. При опускании острова кораллы будут надстраивать свою постройку с внешней стороны: с внутренней они будут постепенно отмирать. Береговой риф превратится в барьерный. Дальнейшее погружение приведет к образованию кольцевого барьерного рифа и атолла.

Эта точка зрения долгое время оставалась господствующей. Однако позднее начали появляться и иные частные объяснения, например, Меррея (1880), Ал. Агассица, Гардинера и др. (см. Давиташвили, 1936). Содержание этих объяснений в графическом выражении можно видеть на приведенном здесь рисунке (рис. 37).

Надо сказать, что точка зрения Дарвина разделяется Дэвисом и развивается в несколько ином направлении Дэли, который считает атоллы геологически молодыми образованиями и связывает их с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана.

По признанию многих исследователей, теория Дарвина, однако, не утратила своего значения и в настоящее время.

Об отрицательных движениях земной коры говорят и находки на дне межостровных морей рифов, глубоко опущенных относительно их первичного местообразования. Такие коралловые рифы известны, например, на середине Церамского моря (к северу от о. Церам) на глубинах от 1304 до 1633 м, где они образуют обширную полосу протяжением свыше 3 морских миль. Известны они и в других пунктах Малайского архипелага, с глубиной до 3924 м.

Характеристику движения земной коры в области побережий может дать не только анализ отдельных фактов, на которые мы указали выше, но и оценка типа побережья в целом. Однако надо помнить, что геоморфологический тип берега не имеет прямого отношения к его современному движению.

В настоящее время существуют многочисленные классификации берегов, основанные на различных принципах. К ним относятся схемы Рихтгофена (1886), Дэвиса (1909, 1912), Филипсона (1893), Джонсона (1919), Шлютера (1924), Шепарда (1937) и др.

Для нас будут представлять интерес классификации, основанные на генетическом принципе, которые отражают процесс развития берегов. Одно из первых в этом отношении разделений было дано Рихтгофеном, термины и определения которого сохранились и в современных классификациях.

Его идеи значительно позднее были развиты В. М. Дэвисом, а позже переработаны Д. В. Джонсоном.

Все береговые формы Джонсон делит на 4 класса:

1. Берега опущенные или погруженные.
2. Берега приподнятые.
3. Берега нейтральные.
4. Берега сложные (с сочетанием признаков, присущих нескольким предыдущим группам).

Мы не будем останавливаться на характеристике всех типов. Это выходит за пределы поставленной нами задачи. Не вдаваясь в терминологические и прочие детали вопроса, мы отметим только те типы берегов, которые наиболее ярко отражают тектонический процесс. К таковым прежде всего относятся типы берегов опущенных.

Большинство бухтовых берегов получается в результате опускания суши. Чаще всего бухты развиваются в устьевых частях долин рек. От конфигурации и направления этих долин зависит и тип возникающего при этом берега.

При этом различают следующие типы опущенных берегов:

1. Риасовый (термин предложен Рихтгофеном) — образуется при затоплении эрозионных долин. Бухты имеют вид воронок, расширением обращенных к морю, суженным концом примыкающих к долине, являющейся их продолжением внутрь суши.

2. Далматский — отличается от предыдущего тем, что затопленные долины идут не перпендикулярно или косо к морскому берегу, а в общем параллельно ему.

3. Фиордовый, наиболее сильно изрезанный тип берегов — представляет затопленные троговые долины. Данный тип встречается только в областях, подвергшихся в четвертичный период оледенению.

Помимо перечисленных, выделяют и другие типы бухтовых берегов, отображающих погружение суши (шхерный тип, лиманный и др.).

Мы отметим один из них, получивший название аральского типа. Он представляет собой разновидность бухтового берега, выделенного Л. С. Бергом в 1902 г. и недавно уточненного Б. А. Федоровичем (1942).

«Отличительной чертой этих берегов является то, что, будучи сложены рыхлыми, сыпучими, лишь отчасти скрепленными растительностью песками, они при незначительном высотном расчленении, измеряемом несколькими метрами выше и ниже уровня моря, обладают в

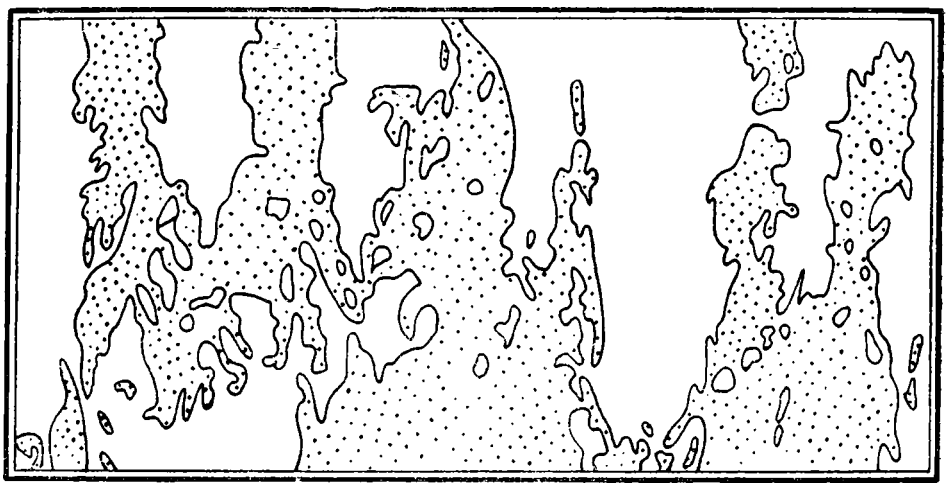


Рис. 38. Типичный вид аральских бухтовых берегов юго-восточного Арала. На наиболее выдвинутых в море мысах видно частичное спрямление береговой полосы морским размывом. Характерно во многих случаях фильтрационное проникновение морских вод в песчаные котловины (точки—суша); (рисунок по фото Б. А. Федоровича, с самолета).

то же время поразительной сложностью очертаний береговой линии. Берега образуют здесь лабиринты узких и длинных мысов, чередующихся с такими же заливами, и осложнены многочисленнейшими островами, полуотчленившимися заливами и отделившимися от моря озерками» (рис. 38).

В данном месте наблюдается ингрессия моря. Причины ее не совсем ясны. Однако она приводит к тому, что находившийся здесь эоловый пустынный рельеф интенсивно затопляется. При этом затоплении не происходит почти никаких преобразований, вызываемых обычно деятельностью прибоя, что Б. А. Федорович объясняет интенсивностью процесса положительного перемещения береговой линии. Кроме этого, громадное значение в затоплении суши имеет процесс затопления понижений рельефа фильтрующимися сквозь пески водами, в результате чего создается сложная сеть многочисленных озерных лабиринтов. «Таким образом,— пишет Б. А. Федорович,— мелководье внешней части побережья предохраняет его части от деятельности морских волн и приводит, если можно так выразиться, к совершенно пассивной ингрессии, т. е. ингрессии, почти не изменяющей рельефа суши» (Федорович, 1942, стр. 66).

Аральский тип берегов, указывающий на положительное перемещение береговой линии, отмечается Б. А. Федоровичем для северо-запад-

ного побережья Каспийского моря; для побережья к югу от Красноводска, в районе южного побережья полуострова Дарджи и берегов Дарджи-кумов и Кызыл-кумов, лежащих между полуостровом Челекеном и Небит-дагом (Нефте-дагом); для южного и восточного берега озера Балхаш.

Во всех случаях аральский тип бухтовых берегов возникает при затоплении различных форм континентального эолового рельефа, не подвергавшегося переработке прибоем.

Все перечисленные методы геоморфологического анализа, как мы видим, дают прекрасный материал для суждения о тех или иных проявлениях новейших движений земной коры, которые приводят к перемещениям береговой линии. Однако они совершенно не отвечают на вопрос о количественной стороне этих движений. Для оценки их скорости привлекают главным образом историко-археологические, геодезические и гидрологические методы.

Изучение речных долин. Если изучение береговых линий дает материал для суждения о новейших движениях побережья, то наблюдения над речными долинами дают основной материал для заключения о движениях внутренних частей континентов.

Основные выводы о проявлении тех или иных движений прежде всего получаются в результате наблюдений над речными террасами.

Как известно, в настоящее время выделяются различные типы террас. Одну из последних классификаций их дал С. С. Шульц (1940). Не рассматривая все выделяемые им типы, мы остановимся только на интересующей нас группе.

Все террасы С. С. Шульц делит на две крупные группы: псевдотеррасы и речные террасы. Первые не связаны с историей речной долины. Вторые отражают историю и в свою очередь делятся на:

1) террасы, связанные с нормальным развитием одного эрозионного цикла, не отражающие колебательных движений земной коры, и

2) террасы, происхождение которых связано с коренным изменением в существовании речной долины, отражающим смену эрозионных циклов.

Последние он делит на климатические и тектонические. Происхождение тектонической группы террас связано с изменением уклона реки. Эту группу террас Шульц делит на следующие генетические типы.

1. Террасы, связанные с изменениями положения базиса эрозии:
   а) понижение базиса эрозии,
   б) приближение базиса,
   в) местное изменение базиса.
2. Террасы, связанные с неравномерным поднятием суши:
   а) косой подъем, больший в нижнем течении,
   б) косой подъем, больший в верхнем течении,
   в) дифференциальные поднятия складчатого типа,
   г) дифференциальные поднятия, осложненные тектоническими разломами.

Рассматриваемые типы, различающиеся по характеру и месту проявления тектонических движений, оказываются тесно с ними связанными. В результате такого развития образуются различные по своему строению террасовые уступы, среди которых принято выделять следующие типы:

1) эрозионные,
2) цокольные (эрозионно-аккумулятивные),

3) аккумулятивные (вложенные и погребенные).

Каждый из них свидетельствует об определенных соотношениях положительных и отрицательных движений земной коры.

Мы ограничимся здесь изложенным, отсылая за более подробными сведениями к работам Шульца, Шапю и др. (1940, 1919). Ввиду того, что для суждения о характере новейших тектонических движений нужно учитывать не только формы рельефа, но и их геологическое строение, т. е. применять чисто геологические методы изучения, к этому вопросу мы вернемся ниже (см. раздел «Геологические методы»).

Вывод о новейших движениях земной коры можно делать, основываясь на изучении не только аллювиальных или речных террас, но и так называемых «климатических» или делювиальных. Формирование их связано с теми же факторами: влиянием процессов денудации и тектонических движений земной коры.

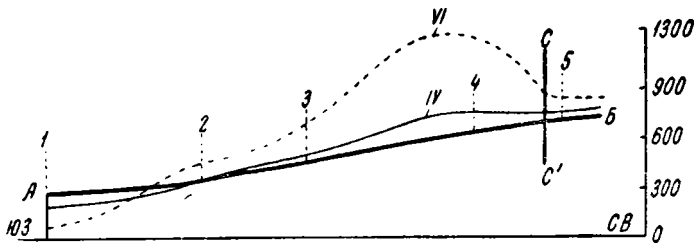


Рис. 39. Изгибание нарынских террас между Ферганой и Кетментюбинской впадиной. Тянь-Шань.

АБ — продольный профиль р. Нарын, *СС'* — Талассо-Ферганский разлом, *IV, VI* — надпойменные террасы. *1* — Сыр-Дарья, *2* — Уч-курган, *3* — Ташкусыр, *4* — Яскачи, *5* — Акчи-карасу (по В. Н. Огневу, 1939).

Нередко террасы почти нацело бывают уничтожены вторичными процессами. Тогда от них остаются участки внешнего края, которые иногда называют «плечами террас». Последние указывают на былое положение уровня древнего размыва и могут считаться также надежным признаком при выявлении новейших движений.

Для иллюстрации важности знания строения речных долин и типа террас можно привести пример хорошо изученной Г. Ф. Мирчинком (1928) долины р. Кубани (см. рис. 53).

Особенно наглядны продольные профили речных долин, на которых нанесены речные террасы.

Другим примером подобного профиля может служить район Тянь-Шаня, где хорошо видно изгибание террас Нарына между Ферганой и Кетментюбинской впадиной (рис. 39). Таких примеров можно было бы привести немало.

О проявлении новейших движений земной коры судят иногда и по современному продольному профилю дна рек — эрозионной кривой. В качестве примера можно привести отрезок долины р. Эльбы у Дрездена (Гальвиц, 1936, 1939).

Ближайшие окрестности Дрездена состоят из трех больших глыб, которые со времени мелового периода не испытали значительных нарушений, о чем свидетельствуют перекрывающие их меловые отложения, которые залегают почти совершенно горизонтально. Однако в зо-

нах нарушения глыбы сдвинулись и наклонились одна относительно другой. В пределах южной глыбы находятся Восточные Рудные горы, склоны которых у Эльбы со времени мелового периода получили наклон на 3—4° на северо-северо-восток.

Северная группа принадлежит к верхнему Лаузицу, она также слегка наклонена к северу. Между этими участками лежит опущенная зона, имеющая ширину приблизительно в 5 км, которая между Пирной и Мейссен (40 км) выражена обрамленной сбросами впадиной, занятой долиной р. Эльбы (рис. 40). Последняя промывает тут наиболее ослабленную зону земной коры, образовавшуюся уже в палеозое. По данным Гальвица, основные черты структуры возникли, вероятно, уже в конце мелового периода. Однако и в третичный и ледниковый периоды зона прогиба все еще относительно опускалась или отставала в подъеме по сравнению с повышающимися соседними глыбами (Граманн, 1933). Эти движения протекали неодинаково. За периодами сильных понижений следовали периоды сравнительного спокойствия, как в межледниковое время эльстер — заале, определяемое около 400 000 лет назад.

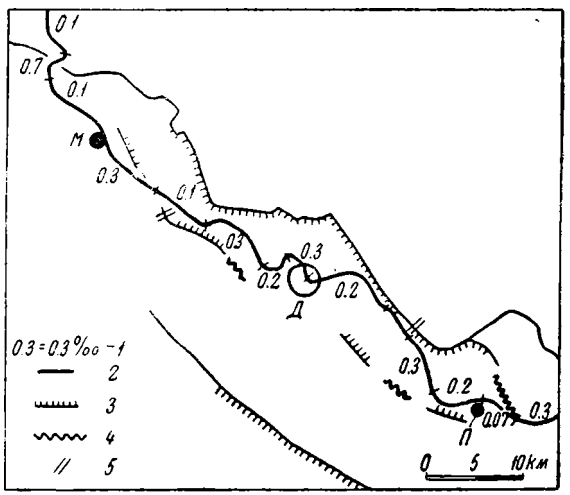


Рис. 40. Обзорная карта долины р. Эльбы у Дрездена (Саксония) с показанием условий падения (*1*) Эльбы, расположением основных линий разломов (*2*, *3*), флексур (*4*) и положением участков, измеряемых детальными повторными нивелировками (*5*). *М* — Мейссен, *Д* — Дрезден, *П* — Пирна.

Начиная с этого времени уже нельзя было доказать с помощью геологических данных наличие отчетливых движений. Однако могли происходить более слабые или обратные движения, которые не могут быть выяснены путем сравнительного анализа террас. В этом отношении очень чувствительным показателем оказался продольный профиль русла, который при осторожном анализе позволяет выявить новейшие движения земной коры.

Рассматривая современный продольный профиль р. Эльбы на указанном выше отрезке, можно отметить поразительное совпадение между выявляющимися тектоническими линиями, пересекаемыми рекой, и изгибами эрозионной кривой. С падением в среднем в 0.35‰ река проходит через песчаниковые горы Эльбы от прежней государственной границы почти до Пирны. Однако падение здесь вдруг уменьшается до 0.07‰, а в 7 км ниже Пирны опять увеличивается на 0.02—0.3‰. На отрезке более слабого падения долину Эльбы пересекает под острым углом вклинивающаяся здесь флексура Ризенфус, которая, по А. Зейферту (1932), была активна еще в ледниковое время и представляет собой восточный шарнир долины р. Эльбы. Объяснить этот излом продольного профиля разницей в твердости

горных пород нельзя, так как Эльба на большом протяжении течет в толще аллювиального гравия, который выполняет дно долины и который она еще не прорезала до скалистого ложа.

Следующее, более сильное уменьшение падения кривой продольного профиля лежит только в 40 км ниже Дрездена. Здесь на протяжении 5 км появляется падение в 0.17‰ между отрезками течения

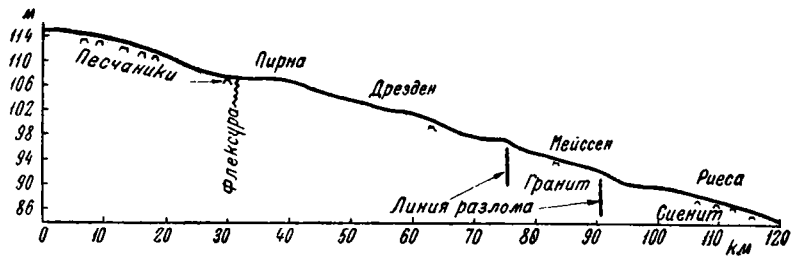


Рис. 41. Кривая падения русла р. Эльбы у Дрездена с указанием прорезаемых пород и структурных элементов.

с величинами в 0.3‰. На этом отрезке течения Эльбу пересекает сброс Нидерварт. Так как и тут река прорезает аллювиальные щебнистые отложения, смена горных пород, залегающих под аллювием, не может влиять на кривую падения.

Только в 10 км ниже, у Мейссена, выступающая в русле Эльбы скала вызывает на продольном профиле уменьшение падения. У Гауэрница Эльба пересекает главный сброс Лаузиц.

Падение русла в 1 км вверх и вниз от нарушения достигает большой величины — 0.75‰ (рис. 41).

Таким образом, в трех местах, где Эльба пересекает линии тектонического нарушения, в ее падении наблюдаются перегибы профиля, которые Гальвиц объясняет движениями земной коры в последний отрезок времени. Правильность данного заключения подтверждается геоморфологическим анализом местности вне долины Эльбы и повторными высокоточными нивелировками, организованными в наиболее интересных местах, которые показали, несмотря на короткий срок наблюдений, подвижность земной коры в указанных пунктах.

Другой пример подобного анализа дает отрезок кривой русла р. Волги в устьевой части. Характерная особенность этого отрезка — резкое переуглубление русла реки на 30—32 м ниже ее теперешнего базиса эрозии, т. е. до отметок почти 64 м ниже абсолютного нуля.

Рассматривая северный Каспий и разыскивая те глубины в нем, которые «по высотному положению отвечают нижнему пределу кривой современного русла Волги», П. А. Православлев находит их к югу от линии о. Чичень — мыс Тюб-Караган. «Лишь за этой линией,— указывает он,— начинаются глубины свыше 25 м, т. е. на 50 м ниже абсолютного нуля» (рис. 42).

Ища объяснения этому факту, Православлев делает следующие предположения:

1. Он допускает, что в недавнем прошлом Волга впадала в Каспий где-то южнее, когда берег его располагался на указанной выше линии, и что часть Каспия, располагающаяся в настоящее время к

северу от этой линии,— это затопленная и занесенная осадками часть ее прежней придельтовой низины.

2. По другому предположению, область низовьев Волги опустилась на соответствующую величину относительно северного Каспия.

3. По третьему предположению, площадь северного Каспия поднялась, обмелела и отгородила Волгу от более глубокой впадины среднего Каспия.

4. Последнее предположение этого автора сводится к признанию совместного проявления указанных условий (например, «опускание низовьев р. Волги и параллельное поднятие в районе северного Каспия и пр.»).

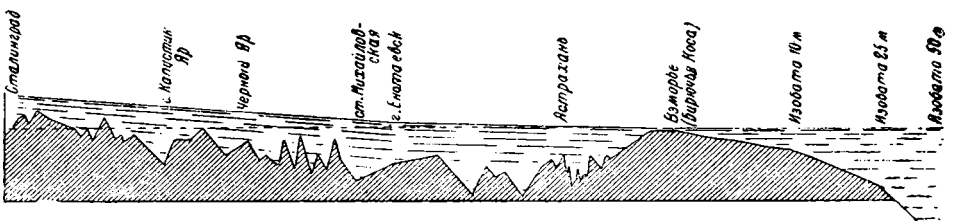


Рис. 42. Продольный профиль р. Волги на ее нижнем отрезке.

Таким образом, все объяснения указанного факта сводятся по существу к одному: к признанию наличия тех или иных эпейрогенических движений, которые и привели как бы к аномальным взаимоотношениям базиса эрозии и кривой русла реки.

В литературе можно найти критический разбор приведенных выше предположений. Так, академик А. Д. Архангельский склонен считать более вероятным первое предположение, отрицательно относясь ко второму и справедливо замечая, что «опускание не может приурочиваться только к руслу реки; оно чувствовалось бы и в соседних областях, чего на самом деле нет» (1934). Как видно, и он объясняет это явление колебательными движениями земной коры.

П. А. Православлев, насколько это мы можем понять, наиболее вероятным считает свое последнее предположение.

Однако более подробный анализ этого явления, который дали Н. И. Николаев и Б. В. Поляков (1937), позволил объяснить его иначе. Указанные авторы считают, что положительные и отрицательные колебания земной коры — не основной фактор в данном явлении, а только очень незначительный, дополнительный. Такое заключение следует из того, что интенсивность движений земной коры за определенный промежуток времени, например год, обычно в десятки и сотни раз меньше тех громадных вертикальных перемещений, которые наблюдаются за то же время в ложе реки в результате гидрологических процессов.

Таким образом, продольный профиль русла рек требует очень внимательного анализа и учета данных не только о геологическом строении (литологии слагающих пород и структурных элементов), но и по истории геологического развития района, которая позволяет выявить тенденцию движений и особенности гидрологического режима потока, определяющие, в свою очередь, особенности проявления эрозии.

Во всяком случае несоответствия, наблюдаемые в изменении уклонов реки, связь их со структурными особенностями района и той или иной тенденцией движений, которую имеют отдельные структурные элементы, указывают на проявление наиболее молодых тектонических движений.

При отсутствии речных террас в долинах рек определенное представление о характере новейших движений земной коры может дать анализ поперечного профиля долины, особенно в совокупности с другими данными.

Рис. 43. Древний меандр.

Как известно, определенные морфологические типы поперечников могут указывать на то или иное проявление новейших движений.

Развитие рельефа и склонов по «нисходящему» или «восходящему» типам может выявить значение рельефообразующих факторов: процессов денудации и тектонических движений. Напомним, что подобный анализ следует производить с учетом многих обстоятельств: литологии пород, структуры действующих процессов, климата и общей геологической истории.

Наконец, те или иные движения земной коры могут быть выявлены некоторыми морфологическими особенностями самой долины.

Прежде всего, мы отметим блуждающие и врезанные меандры. Основываясь на последнем признаке, очень многие авторы делают заключение о проявлении новейших движений земной коры.

Помимо этого, о проявлении колебательных движений земной коры свидетельствуют так называемые древние меандры, например, описанные П. И. Скорняковым и Н. В. Тупицыным (рис. 43).

М. М. Ермолаев две системы меандр, лежащих одна над другой на высоте 3—3.5 м в нижнем течении р. Этерикана на о. Б. Ляховском, расценивает как результат недавних изменений положения базиса эрозии.

Вторым аналогичным признаком являются типы стариц, которые были установлены З. Барановской (1937), но несколько иначе объясняются нами: это старицы типа меандрического и типа протоков. Последние указывают на проявление положительного движения (Н. И. Николаев, 1947).

В практической работе, оценивая все имеющиеся данные, стараются изучаемую долину отнести к какому-нибудь типу (Щукин, 1940). Для нас имеют значение два типа, в той или иной мере указывающие на проявление положительных движений земной коры,— это антецедентная и наложенная, или эпигенетическая, долины.

При учете всех факторов возможно во многих случаях и аллювиальные равнины рассматривать как образовавшиеся при участии отрицательных тектонических движений.

Количественная оценка тектонических движений по данным изучения речных долин всегда дает только приближенную и осредненную цифру. Нужно думать, что величины эти всегда являются преуменьшенными.

Изучение гидрографической сети. Изучение истории развития гидрографической сети позволяет выявить отражение на последней новейших движений земной коры. Чаще всего о новейших тектонических движениях на гидрографической сети можно сделать заключение по образованию перехватов. Последние морфологически выражены отчетливо и всегда могут быть обнаружены.

Выработанная уравновешенная гидрографическая сеть может приобрести неравновесные очертания под влиянием таких факторов, как тектонические движения, оледенения, проявления вулканизма и пр. Нарушенная в своих очертаниях гидрографическая сеть стремится к равновесию, причем происходят явления перехвата, что приводит к изменению ее очертаний.

Далеко не всегда можно объяснять перехват влиянием тектонических движений, однако он может на таковые указывать. Поэтому всегда при этом необходим тщательный анализ всего комплекса фактов.

В последнее время предложено делить перехваты на два типа: «агрессивный» (горный) и «пассивный» (равнинный) (О. А. Глико, 1942). Отличаются они тем, что первый осуществляется в эрозионную фазу, второй — в аккумулятивную фазу эрозионно-аккумулятивного цикла. С нашей точки зрения подобное деление мало удачно вследствие нечеткости самого принципа разделения. И в горной и в равнинной стране могут проявляться как «агрессивный», так и «пассивный» перехваты, и очень часто, как мы сумели убедиться на анализе фактического материала, в результате проявления новейшей тектоники.

Очень интересную схему эволюции очертаний гидрографической сети, правда, идеализированную, дает Ю. А. Билибин (1938). Она состоит из следующих этапов развития:

1. Существование устойчивой гидрографической сети с уравновешенными водоразделами.

2. Погружение гидрографической сети или ее подпирание с образованием озер, аллювиальных равнин и пр.

3. Изменение очертаний гидрографической сети, нарушающее уравновешенность водоразделов.

4. Усиление регрессивной эрозии по одну сторону водоразделов.

5. Отступание водоразделов, сопровождаемое многочисленными перехватами одних рек другими.

6. Выработка новых уравновешенных водоразделов и устойчивых очертаний гидрографической сети.

Как указывает Ю. А. Билибин, гидрографическая сеть может приобрести неравновесные очертания вследствие различных причин, в том числе и от тектонических движений.

Таким образом, наблюдения над гидрографической сетью в изложенном смысле могут указать на возможность проявления тектонических движений. Однако доказать последние можно только в результате анализа комплекса самых разнообразных фактов.

Примеров, показывающих влияние тектонических движений на изменение очертаний гидрографической сети, можно привести очень много. Типичными из них являются захват р. Тереком бассейна р. Малки и др. Ниже нам придется останавливаться на них достаточно подробно (Рейнгарт, Николаев).

Изучение снеговой границы. По разработанной А. Пенком и Е. Брюкнером методике (1900—1909) при изучении оледенения горных стран вывод о размерах оледенения делается по положению древней снеговой линии и определению величины депрессии снеговой линии. Последняя, по мнению К. К. Маркова, «является как бы численным выражением размеров оледенения в отдельные ледниковые эпохи» (Герасимов и Марков, 1939).

Как недавно указал Г. Ф. Мирчинк (1940), при всех подобных расчетах совсем упускаются новейшие поднятия, «которые естественно должны больше сказаться на поднятии более древних ледниковых образований по сравнению с более молодыми и современными».

Г. Ф. Мирчинк делает вывод, противоположный тому, который сформулировал К. К. Марков, а именно: «величина депрессии снеговой линии не может быть численным выражением размеров оледенения в отдельные ледниковые века. Можно даже утверждать, что чем древнее оледенение, тем извращеннее будут выводы о характере этих оледенений по размерам депрессии снеговой линии и по величине продвижения льдов из гор» (1940).

Поэтому Г. Ф. Мирчинк указывал на необходимость разработки новой методики при решении вопроса об интенсивности развития ледниковых явлений в тот или иной век. Этот вопрос Г. Ф. Мирчинк предлагал «решать комплексно, с учетом всей геологической истории района и прежде всего его движений» (1940).

Частичная разработка этого вопроса в недавнее время была дана К. К. Марковым (1942), который пытается рассматривать древнюю снеговую границу как показатель новейшего поднятия гор.

К. К. Марков указывает, что величина депрессии снеговой границы неодинакова в разных районах. Это полностью объясняется неодинаковостью климатических условий данных районов в последнюю эпоху оледенения.

Однако имеются районы, для которых известны такие случаи изменения величины депрессии снеговой границы, которые, как пишет К. К. Марков, невозможно объяснить климатическими особенностями отдельных районов, и приходится предположить проявление новейших (после эпохи оледенения) движений земной коры.

Свои соображения К. К. Марков иллюстрирует следующими примерами.

На южном склоне Ферганского хребта следы древнего оледенения спускаются ниже, чем на северном, вопреки законам экспозиции. Указанную аномалию К. К. Марков объясняет большим поднятием юж-

ных склонов хребта после древнего оледенения по сравнению с северными (В. Н. Огнев, 1940).

По наблюдениям К. И. Богдановича, на Восточном Памире (в Кашгарских горах) на горе Мустаг-ата (величайшей вершине Восточного Памира) также наблюдается явное нарушение климатической закономерности. К. К. Марков объясняет это молодыми поднятиями Мустаг-ата (после новейшей эпохи оледенения), при котором на северо-восточном склоне были подняты и все следы древнего оледенения, переместившиеся вверх до уровня окончания современных ледников.

Аналогичное объяснение наблюдаемым аномалиям для восточной окраины Тибета (горы Минья Гонкор) дает А. Гейм, для Гималаев (гора Нанга Парбот) — А. Пенк, для Альп — О. Лихтенекер (1938) (см. Марков, 1942).

Сбор новых данных по этому вопросу позволит, по К. К. Маркову, в дальнейшем определить и численное значение величины вертикальной амплитуды поднятия гор после новейшей эпохи оледенения. Однако при рассмотрении величины депрессии снеговой линии для более древних оледенений необходимо принимать во внимание не только движения, которые были позднее последнего оледенения, но и предшествовавшие ему. Методика выявления этих движений требует еще разработки.

Изучение рельефа горных и равнинных районов с точки зрения общих геоморфологических концепций. Следующим, широко применяемым в геоморфологии методом является общая оценка рельефа, основанная на том представлении, что все главные особенности современного рельефа обязаны своим происхождением непрерывно развивающемуся динамическому воздействию двух основных рельефообразующих факторов: тектоническим движениям земной коры и денудационным процессам.

Теоретически можно представить себе различные случаи взаимоотношений тектонических и денудационных процессов. К каждому из них можно относить образование и различных типов рельефа (И. П. Герасимов, 1943; Н. И. Николаев, 1946). Эти случаи следующие:

1. Процессы денудации по своей интенсивности преобладают над процессом проявления колебательных тектонических движений. Данный случай развития рельефа можно выразить следующим отношением:

$$+\Sigma \pm T < Д + A,$$

где Σ — сумма; $\pm T$ — колебательные тектонические движения; $Д$ — процессы денудации; A — процессы аккумуляции. Подобное развитие, где преобладают процессы денудации и аккумуляции, ведет к выравниванию местности, ее пенепленизации.

2. Определенная группа рельефа может вырабатываться в условиях равновесия между проявляющимися тектоническими движениями и процессами денудации. Относительная скорость этих процессов оказывается уравновешенной. В условной формуле данный случай будет выглядеть следующим образом:

$$+\Sigma \pm T = Д + A.$$

Подобное соотношение в развитии рельефа, по И. П. Герасимову, ведет к образованию плато или возвышенных равнин.

3. Достаточно распространенной является группа рельефа, отражающая на себе интенсивное проявление колебательных тектонических движений, среди которых преобладает положительная слагающая. Процессы денудации по интенсивности значительно отстают от тектонических. В результате образуются выраженные в рельефе орографические элементы — горы. Данные соотношения в условной формуле будут иметь следующий вид:

$$+\Sigma\pm T > Д + A.$$

Это в буквальном смысле слова проявление орогенических процессов (Шульц, 1943).

4. Следующий случай развития рельефа отражает на себе равновесие между проявляющимися колебательными тектоническими движениями, у которых преобладание получает отрицательная слагающая, и процессами денудации и аккумуляции. При этом прогибание компенсируется наложением рыхлых отношений. Вследствие незначительной амплитуды колебательных движений мощность отложений небольшая.

Для данного случая получаем следующую условную формулу:

$$-\Sigma\pm T = A + Д.$$

В результате проявления данной системы уравновешенных процессов образуются различные по типам аккумулятивные равнины.

5. В случае значительного преобладания отрицательной слагающей колебательных тектонических движений над процессами денудации должны образовываться равнинные территории с большой мощностью рыхлых отложений. Данная разновидность может получиться только в случае компенсации этих движений процессами аккумуляции. В противном случае должны выработаться пониженные, может быть, вогнутые равнины.

В условной формуле эти соотношения будут выглядеть следующим образом:

$$-\Sigma\pm T > A + Д.$$

Типы вырабатывающегося таким образом рельефа И. П. Герасимов (1943) предлагает называть «погруженными равнинами».

6. Наконец, можно представить себе и последний случай, когда при медленно проявляющихся колебательных движениях, именно их отрицательной слагающей, значительной интенсивностью будут характеризоваться процессы аккумуляции.

Выражая эти соотношения в условной формуле, получим:

$$-\Sigma\pm T < A + Д.$$

В результате проявления этих процессов, например, в пределах какого-нибудь водоема или замкнутой впадины, будет наблюдаться ее интенсивное выполнение осадками и постепенное сглаживание рельефа.

Вполне естественно, что различные случаи действия рассматриваемых факторов (тектонические, денудационные) можно ожидать встретить не только в пределах континента, но и на дне морских и океанических бассейнов.

Надо заметить, что отнесение того или иного встречающегося в природе типа рельефа к одному из указанных выше случаев развития дело очень трудное. При этом необходимо учитывать множество разнообразных факторов: время проявления процессов денудации, площадь, на которой они проявляются, особенности климата, литологические и структурные особенности страны, геологическую историю и многие другие.

Тем не менее осмотрительный в этом отношении подход позволяет выявить территории, различные по размерам, которые будут характеризоваться проявлением новейших движений земной коры того или иного знака и той или иной интенсивности. Подобный метод — широкого применения геоморфологического анализа — представляет вместе с тем и одну из разновидностей упоминавшегося орографического метода. Однако результаты применения его могут быть во многом дискуссионны. Примером применения этого метода может явиться интересная работа И. П. Герасимова (1943) для территории Казахстана.

Не останавливаясь на ней подробно, мы приведем только составленную И. П. Герасимовым схематическую карту геоморфологических районов, при выделении которых автор исходил из указанных выше теоретических предпосылок. За неимением места мы даем ее без критических замечаний (рис. 44).

Приведенное выше разделение рельефа на генетические типы представляет собой только основное расчленение его на различные крупные участки. Однако каждый тип может представлять собой предмет детального анализа с точки зрения выявления тех или иных факторов в его образовании. Мы не будем затрагивать эту очень сложную, мало разработанную проблему и коснемся только одного чрезвычайно важного для нас и дискуссионного вопроса — проблемы многоярусного рельефа (проблемы образования так называемых древних денудационных поверхностей выравнивания и предгорных лестниц), который, по современным взглядам, указывает на проявление новейших тектонических движений.

Указанная проблема, по-разному разрешаемая, является труднейшей и наиболее актуальной проблемой современной геоморфологии, которая заслуживает подробного рассмотрения. При изучении любой горной страны, каковой являются Карпаты, Крым, Кавказ, Урал, Копет-даг, горы Тянь-Шаня, Алтай, Саяны и пр., исследователь неминуемо сталкивается с этими проблемами. Встречая многоярусный рельеф в природе, нужно уметь, анализируя формы его, притти к выводу о характере, интенсивности, особенностях и времени проявления новейших движений земной коры.

Одно из первых применений геоморфологического анализа для выяснения тектонических движений в условиях многоярусного рельефа, описанное в литературе, было дано на примере изучения Аппалач (Хейс и Кэмпбелл, 1894). Применение этого метода было основано по существу на принципе, указанном еще В. Дэвисом в конце прошлого столетия, 1889). Он заключается в том, что для определения дислокации может быть использован не только какой-либо стратиграфический горизонт, а и поверхность пенеплена. По этому поводу тектонист Бейли Виллис (1928) говорит: «Основные допущения при этом будут одинаковы с теми, которые делаются в отношении осадочных пластов. Последние отлагаются вниз на пологом склоне под водой; первый поднимается пологим склоном от уровня воды. В обоих случаях имеется

определенная плоскость, которая может развиваться только в определенном отношении к водной поверхности.

«Изменение положения плоскости, находящейся выше или ниже уровня воды, определяет деформацию, и число изменений соответствует числу деформаций, в то время как форма искривленной или дислоцированной поверхности указывает на степень развития структур».

Сам Б. Виллис с успехом пробовал применять этот метод для изучения структуры в районе Мертвого моря (1928), указывая, что «в толковании структурных особенностей физиографические (геоморфологические) факты имеют существенное значение, особенно там, где тектонические структуры относятся к третичному и плейстоценовому возрасту и потому обычно выражены в ландшафте».

В Европе сознательное применение этого метода привилось несколько позже, в связи с работами А. Пенка и особенно В. Пенка. В настоящий момент вокруг этих идей развернулась горячая дискуссия, и указанный метод, все более совершенствуясь, нашел широкое применение в различных странах.

Много в этом вопросе сделано советскими геологами и геоморфологами. Мы не можем останавливаться на рассмотрении содержания этих работ, однако следует отметить, что вскрытие методологических ошибок в концепциях В. Дэвиса и В. Пенка позволяет по-новому подойти к решению этой сложной проблемы. Среди оригинальных исследований в этом направлении обращают на себя внимание статьи В. А. Варсанофьевой, Б. Л. Личкова, К. К. Маркова, С. С. Шульца, И. С. Щукина и др.

В чем же заключается сущность данного вопроса?

Во многих странах давно было замечено наличие денудационных поверхностей различной древности, располагающихся одна выше другой таким образом, что весь ландшафт получает как бы террасированный, многоярусный характер. К этим поверхностям применим и закон В. В. Докучаева, что в каждом данном профиле рельефа поверхности, расположенные более высоко, являются и более древними (1878). В большинстве (но не всегда) эта закономерность сохраняется и на денудационных поверхностях.

Определенную разновидность такого многоярусного рельефа представляют собой так называемые «предгорные равнины» и «нагорные ступени» или «предгорные лестницы» — термины, введенные в науку В. Пенком (1924), который описал эти разновидности и дал им соответствующие объяснения.

Характер этих образований сводится к тому, что в ряде случаев денудационные поверхности ступенями различной ширины окружают горные массивы, кольцеобразно окаймляя центральную возвышенность; в случае вытянутого хребта они тянутся продольными полосами по его склонам.

Методом установления многоярусного ландшафта является непосредственный анализ рельефа в природе.

Однако при наличии топографической карты он может быть выявлен и по ней путем построения смещенных топографических профилей — метод, предложенный еще в середине прошлого столетия русским геологом Абихом. Такие профили вскрывают этажи рельефа. Полезно при этом значительно преувеличивать вертикальный масштаб над горизонтальным (рис. 45) (см., напр., Энгельн, 1942).

В. Пенк считал, что происхождение этих этажей связано с тектони-

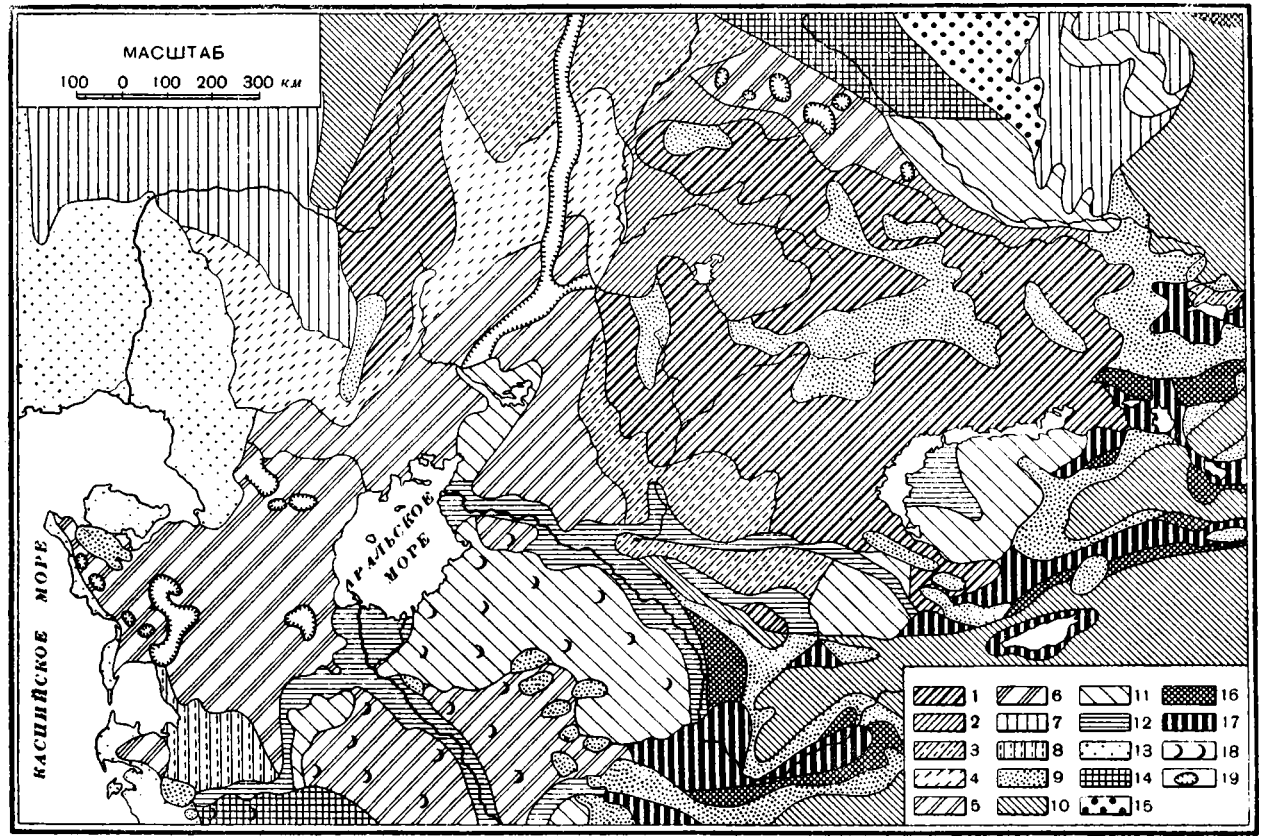


Рис. 44. Схема геоморфологического разделения Казахстана (по И. П. Герасимову, 1943).

Денудационные равнины ($+T < Д$): *1* — цокольные горноостровные и (мелкосопочные) равнины, *2* — цокольно-пластовые горно-островные равнины, *3* — пластовые волнистые равнины, *4* — пластовые увалисто-холмистые равнины, *5* — пластовые столово-останцовые равнины (турткули).

Денудационные возвышенности ($+T = Д$): *6* — столовые возвышенности (плато), *7* — увалистые возвышенности, *8* — грядовые (куэстовые) возвышенности.

Горы (тектонические возвышенности) ($+T > Д$): *9* — низкие и средние горные возвышенности, *10* — средние и высокие остаточные горные возвышенности.

Аккумулятивные низменности ($-T = A$): *11* — древние аллювиальные равнины, *12* — новейшие аллювиальные равнины.

Погруженные аккумулятивные низменности и равнины ($-T > A$): *13* — озерно-морские и аллювиальные низменности, *14* — древние озерно-аллювиальные низменности, *15* — новейшие озерно-аллювиальные низменности; *16* — древние подгорные равнины и предгорья (прилавки и адыры), *17* — новейшие подгорные равнины и низменности.

Дополнительные рельефообразующие процессы: *18* — дефляция (развевание и образование песчаных массивов), *19* — крупные отрицательные формы рельефа (впадины, лощины).

ческими поднятиями. Однако его взгляды оказались неверными и в дальнейшем получили коренные изменения.

Можно напомнить то объяснение, которое в свое время было дано В. А. Обручевым различному положению поверхности денудации на примере Алтайских гор. Графически оно выражено на рисунке 46. Как видно из рисунка, В. А. Обручев объясняет их развитием ступенчатых сбросов и горстов с промежуточными грабенами.

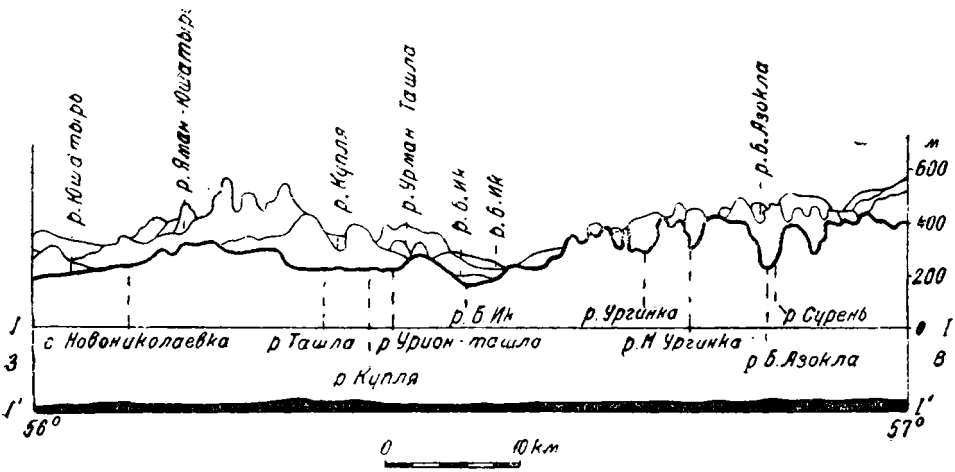


Рис. 45. Совмещенный топографический профиль.

I — I — с преувеличением вертикального масштаба, *I′ — I′* — с соотношением масштаба 1 : 1.

Взгляды В. Пенка отражаются на прилагаемом ниже рисунке (рис. 47). Из рассмотрения его следует, что В. Пенк объясняет многоярусный ландшафт не дизъюнктивными перемещениями, а валообразными геоантиклинальными поднятиями, происходящими с известным ускорением при расширении площади, захватываемой поднятием.

Этот взгляд в дальнейшем подвергся широкой критике.

Суммарную схему развития этого рельефа предложил акад. М. А. Усов (1934). Графическое выражение этой схемы можно видеть на рис. 48.

М. А. Усов допускает и наличие поднятий в виде эпейрогенического вздутия с последующим его расчленением по периферии, но обязательно при условии достаточно сухого климата, в котором, по его мнению, только и могут развиваться нагорные ступени.

Допускает М. А. Усов и проявление дизъюнктивных дислокаций, которые могут приводить к образованию резко выраженных уступов.

В заключение М. А. Усов замечает, что «поднятие данного горного района могло происходить и не по схеме В. Пенка, т. е. постепенным расширением поднимающейся площади, а дифференциальными участками, даже с изменением направления движения, подобно тем мелким движениям, которые фиксируются речными террасами» (1934).

Мы не будем вникать в детали данной проблемы. Она слишком сложна, чтобы ее можно было разрешить в нашем кратком обзоре. Можно отметить, как это уже делалось некоторыми советскими исследователями, что наиболее вероятным является допущение, что горные ступени предгорные равнины могут возникать различным образом, но при

непременном условии медленного тектонического подъема страны и прерывистого воздействия на нее в процессе этого подъема экзогенных денудирующих агентов. Относительно характера подъема, повидимому, трудно обойтись без допущения, что он совершается с перерывами, так как в противном случае было бы непонятно образование денудационных поверхностей, отделенных друг от друга резко выраженными в рельефе

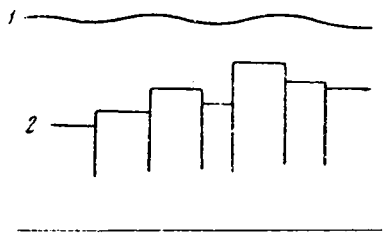


Рис. 46. Схема нагорных ступеней Русского Алтая.

1 —первоначально выравненная, пенепленизированная поверхность, *2* — ступенчатые части с промежуточными грабенами, поднятые на разную высоту (по В. А. Обручеву, из М. А. Усова).

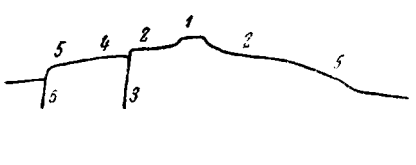


Рис. 48. Схема гор, поднявшихся в несколько фаз.

1 — высшая ступень первичного поднятия в условиях сухого климата, с образованием поверхности выравнивания, *2* — последующие поднятия, происходившие в условиях влажного климата, на одной стороне по дизъюнктивам (*3* и *6*) и путем геоантиклинального изгиба (*5*), захватившего также другой склон горного массива (по М. А. Усову, 1934).

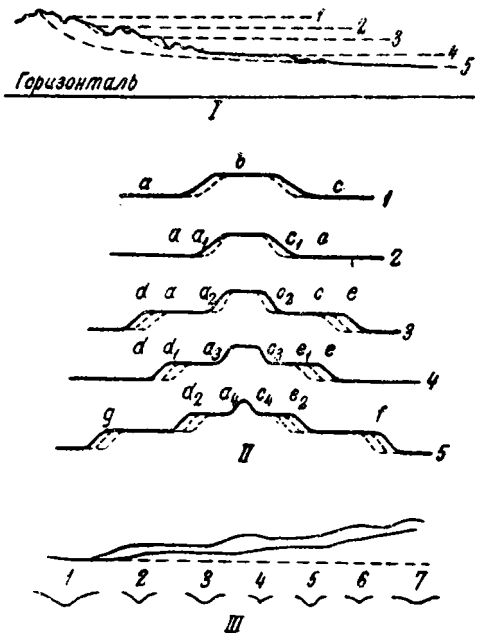


Рис. 47. Схема образования «предгорной лестницы».

I — схематическое изображение «предгорной лестницы» с 5 поверхностями выравнивания (цифры *1—5*). *II* — схема образования «предгорной лестницы»: *1* — участок *abc*, приподнятый над окружающей равниной; *2* постепенный размыв возвышенности с образованием поверхности выравнивания aa_1 и cc_1; *3* — вторичное поднятие массива. Образуются: центральный массив a_2c_2, верхняя предгорная ступень aa_2 cc_2 и новый уступ *ad* и *ce*; *4* — постепенный размыв создает поверхность нижней предгорной ступени d_1d и e_1e; *5* — новое поднятие массива, оформляется средняя предгорная ступень d_2g и e_2f и новый эрозионный уступ по ее окраине (*g* и *f*). *III* — изменение продольного и поперечного профиля долин при переходе от одной ступени «предгорной лестницы» к другой (*1, 3, 5, 7* — участки долин в пределах поверхностей выравнивания; *2, 4, 6* — участки долин в месте врезов в уступы, отделяющие поверхности выравнивания). (По В. Пенку из В. А. Варсанофьевой.)

изломами профиля — ступенями, наличие которых и оправдывает название горных лестниц.

К сожалению, мы не имеем возможности в данной работе излагать

и доказывать свою точку зрения на этот вопрос. Нам приходится ограничиться только краткими замечаниями.

Недостатком всех изложенных выше схем является недоучет качественных особенностей тектонических движений, на фоне которых происходила выработка рельефа. Особенности же этих движений заключаются в том, что они имеют колебательный и направленный характер, а также сложность, проявляющуюся в наложении движений разных амплитуд. С нашей точки зрения, выработка денудационных поверхностей рассмотренного выше типа происходила в условиях фазы относительного погружения района (а не вздымания) или относительно стабильного состояния, за которой следовала фаза подъема. На этих вопросах более подробно мы надеемся остановиться в последней части своей работы, после того как будут выяснены детально качественные особенности новейших тектонических движений.

В дополнение надо отметить, что выравненные поверхности не обязательно должны быть пенепленами, т. е. конечной выравненной поверхностью, знаменующей конечную фазу географического цикла В. Дэвиса. Они могут быть, как показал В. Пенк, так называемыми первичными денудационными (остаточными) равнинами, которые образуются во время поднятия страны.

Б. Виллис предложил другой термин — «зрелая поверхность». Этим термином он обозначал рельеф любой степени зрелости: «начальной, полной или сглаженной».

«Являясь производной эрозии некоторого необходимого промежутка времени, «зрелая поверхность» моложе тех складок и других структур, которые она срезает. С другой стороны, она древнее всех тех движений, которые ее искривляли и смещали. В этом отношении зрелая поверхность имеет то же значение, что и пенеплен, с той только разницей, что представляет менее законченный процесс эрозии. Она устанавливает тот промежуток времени, который заключается между двумя эпизодами или эпохами орогенического движения, и дает, таким образом, те возрастные данные, по которым можно различать и другие этапы развития данной области» (Виллис, 1928).

Для нас важным выводом является то, что по данным древним поверхностям денудации можно судить о проявлении колебательных движений земной коры и на основании их говорить о темпах этого движения, прерывистости, постоянстве, судить, линейное оно или нет, ускоряется или замедляется и т. д.

В последнее время появились идеи о возможности образования «морозно-солифлюкционного пенеплена» (Боч, Краснов, 1943), получающегося в результате образования нагорных (солифлюкционных) террас и общего сглаживания рельефа вследствие оползания обломочного материала со склонов.

Авторы этой гипотезы критикуют идеи В. А. Варсанофьевой о наличии древних денудационных поверхностей, развитых на Полярном Урале. Они указывают, что «попытки распределить современные поверхности нагорных террас между какими-то преобладающими уровнями неосновательны». Элементы древнего рельефа в гольцовой зоне они считают нацело преобразованными морозно-солифлюкционными процессами — оледенениями, эрозией и т. д.— и полагают, что древние поверхности в настоящее время регистрировать нет возможности. Подходя со своей точки зрения к анализу ступенчатого рельефа Урала, Боч и Краснов делают следующие заключения:

«1. Заложение и развитие плоскогоризонтальных и ступенчатых форм рельефа, расположенных на разных уровнях, могут происходить одновременно.

2. Наличие в высокогорной зоне Урала многочисленных уровней — «поверхностей выравнивания» — само по себе не свидетельствует о многократных прерывистых поднятиях Урала.

3. Для образования ступенчатого профиля необходимо лишь, чтобы данный район длительное время находился в условиях субполярного климата и подвергался воздействию морозно-солифлюкционной пенепленизации. В частности, для Северного Урала это означает, что Урал как высокий хребет существовал с давних пор.

4. Морозно-солифлюкционная пенепленизация развивается в связи с поднятием данной горной страны и начинается с преобразования горных вершин, достигающих зоны субполярного климата. Особенно благоприятствует развитию этого процесса одновременное общее похолодание климата, причем значительно сокращается влияние на рельеф эрозионного фактора. Можно предполагать, что поднятие Северного Урала, происходившее в конце третичного периода, и наступление ледниковых эпох благоприятствовали развитию ступенчатого рельефа Северного Урала».

Однако, справедливо отрицая значение нагорных террас как показателей прерывистости движений, объясняя их морозно-солифлюкционным процессом, и эти авторы должны, как это видно, допускать поднятие горной страны. Нам думается, что было бы неверно распространять сделанные выводы (Боч и Краснов) на все встречающиеся в разных районах поверхности выравнивания. Учитывать же механизм, описанный авторами, для образования нагорных террас следует. Как показала В. А. Варсанофьева (1948), С. Г. Боч и И. И. Краснов ошибочно отождествляли древние поверхности выравнивания (описанные и объясненные В. А. Варсанофьевой) со ступенями нагорных террас, которые накладываются на рельеф высоко поднятых древних равнин и резко отличаются от них по масштабу. Теория происхождения нагорных террас, предложенная С. Г. Бочем и И. И. Красновым, не может быть противопоставлена теории предгорных лестниц, так как в том и другом случае речь идет о совершенно различных образованиях. Поэтому даваемая указанными авторами критика идей В. А. Варсанофьевой является несостоятельной. Это лишний раз показывает, насколько нужно быть осторожным при анализе рельефа и в особенности в выводах по отношению к новейшим движениям земной коры, основанных на материале геоморфологических наблюдений.

Литература

Барановская З. О генетических типах речных стариц. Землеведение, 1937.
Башмаков П. И. Изменяются ли глубины и очертания берегов северных морей. Советская Арктика, № 2, 1938.
Берг Л. С. К морфологии берегов Аральского моря. Ежегодник по геол. и минер. России, т. V, в. 9, 1902.
Билибин Ю. А. Геология россыпей. 1938.
Богданович К. И. Письмо из тибетской экспедиции. Изв. Геогр. о-ва, XXV, 1889.
Богданович К. И. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Труды Тибетской экспедиции 1889—1890 гг., II, 1892.
Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выветривания на Урале и связанных с ними проблемах. Изв. Геогр. о-ва, № 1, 1943.
Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Геогр. о-ва, № 1, 1932.

Варсанофьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или «поверхностей выравнивания» на Северном Урале. Землеведение, т. II, 1948.
Виллис Б. Проблема Мертвого моря. ОНТИ, 1934.
Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, 1939.
Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Казахский филиал АН СССР, Алма-Ата, 1943.
Давиташвили Л. Ш. Историческая роль теории образования коралловых рифов Дарвина и ее значение для науки наших дней. Сочинения Ч. Дарвина, т. 2, 1936.
Дарвин Ч. Строение и распределение коралловых рифов. Сочинения, т. 2, 1936.
Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878.
Ермолаев М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. Труды Ин-та по изуч. Севера, в. 40, 1929.
Ермолаев М. Геологический и геоморфологический очерк о. Б. Ляховского. Труды СОПС АН СССР, в. I, 1932.
Кальянов В. П. Геоморфологические и гидрологические наблюдения на экспедиц. судне «Альбатрос» летом 1932 г. в Обь-Енисейской губе и прилегающей части Карского моря. Землеведение, в. 3, 1934.
Кленова М. В. Происхождение рельефа дна Баренцова моря. Природа, № 2, 1938.
Кленова М. В. Погруженные береговые линии Баренцова моря. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Марков К. К. О признаках трансгрессии и регрессии. Труды Первого Всес. геогр. съезда, в. 3, Ленинград, 1934.
Марков К. К. Древняя снеговая граница как показатель новейшего поднятия гор. Пробл. физической географии, XI, 1942.
Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изд. Ассоц. научно-исслед. ин-тов I МГУ, т. II, 1920.
Мирчинк Г. Ф. О методике определения развития ледниковых явлений в древних горных сооружениях. Труды МГРИ, т. XX, 1940.
Мирчинк Г. Ф. Определение размеров и характера ледниковых покровов четвертичного периода в горных сооружениях. Сборник в честь проф. д-ра Стефен Бончев, София, 1940.
Николаев Н. И. и Поляков Б. В. Эпейрогенические движения в Северном Прикаспии и значение кривого русла рек для их установления. Проблемы советск. геол., № 3, 1937.
Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. Сов. геология, в. 16, 1947.
Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений. Сб. научн. статей МГРИ «Вопросы теоретической и прикладной геологии», № 2, 1947.
Обручев С. В. Солифлюкционные нагорные террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае. Проблемы Арктики, № 3—4, 1937.
Обручев С. В. Древнее оледенение и четвертичная история Чукотского округа. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1939.
Огнев В. Н. Таласо-ферганский разлом, Изв. АН СССР, серия геологич., 1939.
Огнев В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Гостехиздат, 1940.
Панов Д. Г. Геоморфологический очерк полярных уралид и западной части полярного шельфа. Труды Ин-та географии АН СССР, в. 26, 1937.
Панов Д. Г. Геологическая структура Баренцова моря в связи с морфологией его берегов. Учен. зап. МГУ, в. 48, География, 1941.
Панов Д. Г. Геоморфология моря, ее задачи и проблемы. Изв. Всес. Геогр. о-ва, ч. XXV, в. 5, 1943.
Православлев П. А. Кривая русла и современный базис эрозии Нижней Волги. Труды Ленингр. о-ва естествоисп., т. VI, в. 41, 1926.
Скорняков П. И. и Тупицын Н. В. Геоморфологический очерк Охотско-Колымского края, ч. I, ОНТИ, 1936.
Су-Тин. К вопросу о конфигурации берегов Западной Шотландии. Труды Межд. геол. конгресса, т. V, 1939.
Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, 1934.
Федорович Б. А. Новые данные об аральском типе бухтовых берегов. Ин-т географии АН СССР, Проблемы физич. географии, XI, 1942.
Шепард Ф. Связь полярных ледниковых шапок с затопленными долинами. Труды Межд. геол. конгресса, XVII сессия, т. 5, 1940.
Шепард Ф. и Бэрд Н. Подводные каньоны, их размещение и продольные профили. Учен. зап. МГУ, в. 48, 1941.
Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. Труды Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, т. III, 1933.

Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас., Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 72, в. 6, 1940.
Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1943.
Щукин И. С. Опыт генетической классификации долин. Проблемы физич. географии, IX, 1940.
Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и окрестностей. Изв. Научно-мелиоративн. ин-та, № 8—13, 1924—1926.
Ahlmann H. W. Geomorphological studies in Norway. Geograph. Annales, 1919.
Antipa G. Zeit. d. Gesel. für Erdkunde zu Berlin, H. 1—2, 1943.
Cole W. S. Nomenclature and correlation of Appalachion erosion surfaces. Journ. Geol., v. XLIX, 1941.
Davis W. The Rivers and Valleys of Pennsylvania. Nat. G. Mag., I, 1889.
Engeln O. D. Geomorphology. New York, 1942.
Gallwitz H. Über den Nachweis von Krustenbewegungen durch Feineinwägungen und über den Bau von Festpunkten am Elbtalgraben. Zeit. d. Deut. Geol. Gesel., H. 3, Bd. 91, 1939.
Gilbert G. K. The topographie features of lake shores. Unit. St. Geolog. Survey, 1885.
Hayes et Campbell. Geomorphology of the southern Appalachians. Nat. G. Mag., VI, 1894.
Johnson D. Shore processes and shoralinie development. New York, 1919.
Nansen F. Spitzbergen, 1921.
Penck A. Die Gipfelflur der Alpen. Sitzungsberichte d. Preuss. Akad. der Wissenschaften Phys. Math. Kl., XVII, 1919.
Richthofen, F. Führer für Forschungsreisende. Berlin, 1886.
Shepard F. Revised classification of Marine Shore Lines. Journ. of Geol., No. 65, No. 6, 1937.
Shepard F. and Cohee, Cj. Continental shelf sediments of the mid Atlantic States. Bull. of Geol. Soc. of America, v. 47, No. 3, 1936.
Symposium Walther Penck's contribution to Geomorphology. Annales of the Association of American Geogr., v. XXX, t. 4, 1940.
Steeg K. Correlation of Appalachian Peneplanes. Pan. Amer. Geol., v. LXXIII, 1940.
Veatch A. C. and Smith P. A. Atlantic submarine valleys of the United States and Congo submarine valley. Geol. Sc. of America, Spec. Paper, No. 7, 1939.

5. Геологические методы

Мы уже указывали, что одним из основных методов изучения новейших движений земной коры является геологический.

Обычно в геологии для этой цели применяется:

1) изучение смены фаций в вертикальном разрезе;

2) сопоставление палеогеографических карт (изучение фаций в пространстве);

3) выявление тектонических соотношений отдельных свит и

4) изучение мощностей отложений.

Кроме того, для выявления новейших движений следует рекомендовать восстановление истории развития тектонической структуры, в пределах которой эти движения изучаются.

Метод изучения смены фаций. Если геолог, изучающий геологический разрез древних напластований, в подавляющем большинстве случаев имеет дело с морскими отложениями и значительно реже с континентальными, то при изучении четвертичных отложений эти соотношения как раз обратные: морские отложения здесь играют весьма подчиненную роль, различные же типы континентальных образований распространены на большей территории. По своему характеру осадки морские и континентальные резко различны. Как известно, первые ха-

рактеризуются однородностью, свойственной большим площадям, для вторых, наоборот, характерна быстрая смена слоев как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Они отличаются очень пестрым фациальным составом. Последний зависит не только от различных условий аккумуляции осадков, но и от тех резких климатических колебаний, которые свойственны четвертичному времени.

Геолог, изучающий четвертичные отложения, главным образом имеет дело с областями денудации, характеризующимися различными формами рельефа, в котором прихотливо распределяются разнообразные типы континентальных отложений. В меньшей степени ему приходится изучать области длительной аккумуляции отложений. В геологических разрезах древних напластований сложности в условиях залегания пород, обусловленной рельефом, мы почти не наблюдаем. В данном случае геолог, наоборот, имеет дело главным образом с областями длительного погружения, областями аккумуляции осадков.

В перечисленных особенностях и заключаются принципиальные различия объектов изучения, а этим определяется и метод. Этот метод применим в области аккумуляции осадков, в которой накапливаются различные генетические типы, континентальные отложения или морские осадки, или те и другие вместе, переслаиваясь друг с другом.

В областях переходных или в областях денудации, для того чтобы понять тип континентального осадка и на основании смены типов выяснить влияние климатического и тектонического факторов, необходима строгая увязка изучения осадка с формами рельефа, где он аккумулируется. По существу говоря, это необходимо и для областей аккумуляции.

Различные типы континентальных осадков связаны с проявлением главным образом различных экзогенных процессов. Осадок есть следствие этих процессов. Но в результате проявления этих же процессов возникают и определенные формы рельефа. Поэтому совершенно необходимо изучать не только осадки, но и коррелятивные им формы рельефа. И восстановление колебательных движений земной коры, повидимому, нужно вести не только по осадкам, но и по различным элементам рельефа.

Таким образом, можно притти к заключению, что новейшие движения земной коры отражаются и в области аккумуляции, и в области денудации. В первой они отражаются на характере осадков, их распространении, на связи с определенными формами рельефа; во второй о движениях можно полностью делать заключения по соответствующим формам рельефа.

Поэтому-то совершенно необходимо применять указанный метод изучения коррелятивных форм рельефа, который в работах советских геологов получил широкое распространение. Очевидно, в четвертичной геологии осадки нельзя рассматривать без увязки с рельефом, так же как в отложениях более древних эпох породу нельзя рассматривать в отрыве от слоя.

Кроме того, необходимо уметь среди большого разнообразия различных генетических типов континентальных отложений выделять такие, которые связаны с определенными процессами, ведущими к образованию соответствующих денудационных форм рельефа. Весьма важно также выявить значение климатического фактора, который влияет на развитие форм рельефа и накопление различных типов континентальных отложений.

Почти все перечисленные вопросы мало разработаны. Для целей нашего исследования они получили определенное разрешение, изложенное нами в специальных статьях, которые касаются вопросов классификации экзогенных физико-геологических процессов (1948), выделения и классификации генетических типов континентальных новейших отложений (1946) и зональности в их распространении (1947).

Состав отложений, степень их грубости служат обычно мерилом интенсивности денудационных процессов. Интенсивность процесса, в свою очередь, связывается очень часто с влиянием тектонических движений.

Если и удается установить корреляцию осадков в области аккумуляции с формами рельефа в области денудации, то не всегда состав отложений оказывается показателем движений. К этому методу восстановления движений нужно подходить очень осторожно. Если в принципе он совершенно правилен, то при его применении необходимо особенно тщательно учитывать генетический тип континентальных отложений. Если для определенных генетических типов осадков то или иное изменение состава действительно может отображать тектонические движения (аллювий, пролювий и др.), то для других оно ничего не говорит (гравитационные, гляциальные отложения и др.) или может служить указанием на чисто климатические изменения. В связи с этим необходим учет генезиса осадков и разный подход к их различным типам.

Расшифровка состава континентальных отложений, их строения, структуры, с точки зрения различных влияющих на отложение осадков факторов, для ряда типов достаточно выяснена (Н. М. Страхов; Л. В. Пустовалов, 1940). Однако далеко не все типы отложений легко поддаются такой расшифровке, которая позволила бы учесть и среду, и климат, и тектонические движения, и особенности самого процесса.

Рассмотрение всех этих вопросов не может входить в нашу задачу, и мы ограничимся указанием на интересную работу К. Бюлова (1939), посвященную ледниковым отложениям, с этой точки зрения совершенно не рассмотренным.

В ней автор пытается выяснить влияние льда и ледникового ложа на структуру и форму основной морены. По мнению К. Бюлова, нормальным строением основной морены надо считать не отсутствие какой-либо закономерной структуры, неправильное распределение в ней валунов различной величины, а наслоение морены скрытыми или различимыми для глаза горизонтальными слоями, соответствующими строению ледника в момент ее накопления.

В нормальном случае должны образоваться горизонтальные слои, которые указывают на ровное, гладкое ложе ледника, беспрепятственное его продвижение и постепенное отмирание. Если слои лежат не горизонтально, то это говорит о неравномерности движения ледника, зависящей от неровностей его ложа. Наличие как бы двух горизонтов морены, причем у нижней обнаруживается растрескивание в различных, перекрещивающихся направлениях, а у верхней слои горизонтальны, свидетельствует о временном отступании и новом надвигании ледника.

Изучение особенностей основной морены позволило К. Бюлову притти к выводу, что на изменение горизонтального направления в залегании морены могут оказывать влияние и тектонические движения и рельеф ледникового ложа. Если в пределах последнего наблюдаются

небольшие возвышения, слои основной морены изгибаются, под более крупными выступами образуется чешуйчатая структура вследствие срезания движущимся льдом голов сильно изогнутых и резко поднятых слоев. При наличии нарушений в залегании слоев морены без видимого препятствия можно предполагать, указывает К. Бюлов, существование скрытого поднятия ложа в результате каких-либо местных тектонических движений (Бюлов, 1939).

Движения земной коры новейшего времени очень ярко отражались на изменениях береговой линии, которые обусловливались то трансгрессиями, то регрессиями моря. Методика установления колебаний моря очень разнообразна. Она обнимает собой как чисто геоморфологические приемы, так и стратиграфические. Не останавливаясь на рассмотрении первых (см. выше), мы сделаем несколько замечаний в отношении вторых. Доказательством трансгрессивного залегания слоев являлись все те признаки, которые хорошо известны нам из исторической геологии и которые, пожалуй, излишне тут повторять. Мы добавим только, что установление трансгрессивного и регрессивного залегания слоев для новейших после- и позднеледниковых отложений требует большого внимания и знания более тонкой методики, нежели та, которую используют геологи при изучении отложений более древних эпох. В свое время разбор этой методики применительно к Балтийскому морю был дан К. К. Марковым (1934). Мы вполне соглашаемся с его замечанием, что «методика изучения колебания уровня Балтики все совершенствуется, и проделанная в последние годы эволюция огромна. Однако самое многообразие используемых методов ведет обычно к чисто произвольному их применению, причем сплошь и рядом признаки второстепенные и не могущие служить самостоятельным доказательством трансгрессии или регрессии переоцениваются». К. К. Марков в следующих словах перечисляет признаки трансгрессии: «Основными необходимыми и достаточными критериями, устанавливающими явление трансгрессии, является констатированная, одновременно совершенно определенная и постоянная в различных точках микропалеонтологическая физиономия слоев и изменение фаций в вертикальном разрезе от менее глубоководной к более глубоководной».

Прочие из числа стратиграфических методов, по К. К. Маркову, имеют второстепенное значение. К ним он относит, например, метод лимнотельматического контакта, введенного Постом (1909). Сущность этого метода заключается в определении возраста и абсолютной высоты контакта озерных (лимнических) и болотных (тельматических) отложений. Эта точка контакта отмечает высоту низшего уровня бассейна к моменту его зарастания в точке профиля.

Такое же второстепенное значение имеет и метод определения возраста торфяников, расположенных выше и ниже береговой линии, и другие методы. К. К. Марков отмечает, что для правильного заключения необходимо использование комплексной методики (1934).

Надо заметить, что, в отличие от разрезов древних отложений, сложность четвертичных осадков не всегда отражает динамику береговой линии. Механически переносить эти выводы было бы ошибочным. Например, прекрасно выраженные слои ленточных глин не являются, однако, следами перемещения береговой линии. Как известно, образование их вызывается сезонными климатическими изменениями. Вообще надо заметить, что физико-географические факторы и в частности

климат являются серьезным коррективом, который надо всегда учитывать при анализе фактического материала.

Из работ Лундквиста, Маркова и др. в районе Балтики следует, что «смена в разрезе слоев различного литологического характера не дает еще оснований говорить о колебаниях уровня бассейна. С другой стороны, однородность литологического состава не служит еще достаточным основанием утверждать, что уровень бассейна оставался неизменным» (Марков, 1934).

Все это подчеркивает необходимость чрезвычайной осмотрительности в выводах при определении смены фаций в вертикальном разрезе четвертичных отложений. Только в результате использования комплексной методики, которая позволит учесть значение местных локальных факторов, влияние климатических изменений и проч., выводы эти могут быть более обоснованными. Особую осторожность в выводах надо соблюдать при анализе континентальных отложений.

Во всяком случае можно признать, что метод изучения смены фаций в вертикальном разрезе применим и для анализа четвертичных осадков, особенно морских.

Метод палеогеографических карт. Сущность этого метода заключается в том, что составляют палеогеографические карты для различных последовательных промежутков времени, учитывая распределение фаций в пространстве, и, сравнивая полученные очертания береговой линии, на основании этого восстанавливают последовательный ход колебательных движений земной коры. Этот метод получил очень широкое применение среди геологов, изучающих древние геологические эпохи. Однако ему присущи серьезные дефекты и применение его поэтому ограниченно.

1. Палеогеографические карты, достаточно достоверные, могут быть даны не для любого отрезка времени и не для любой площади.

2. Достоверность и точность этих карт обратно пропорциональны величине охватываемой площади (Н. М. Страхов, 1932).

3. Палеогеографические карты, по существу очень грубые, восстанавливают только среднюю картину положения береговой линии для целой геологической эпохи, и для кратких отрезков составить их невозможно (В. В. Белоусов, 1942).

Мы совершенно ясно сознаем, что достоверность палеогеографической карты целиком зависит от числа положенных в ее основу фактических данных, а также и то, что такие карты древних геологических эпох очень общи и, как правильно отмечают, отражают только среднее положение береговой линии для более или менее продолжительной эпохи. Однако, по мере того, как мы приближаемся к четвертичному времени, начинаем иметь дело со все более и более короткими отрезками времени, палеогеографические карты становятся все более и более точными (например для неогена Понто-Каспийской области). Это объясняется, быть может, значительно большим фактическим материалом, с которым оперирует геолог.

Для антропогена отдельные границы фиксируются с еще большей точностью (в строгом соответствии с фактическим материалом). Но при реконструкции начинают появляться новые осложняющие моменты, такие, как влияние климатических факторов, влияние физико-геологических процессов и др., что значительно ограничивает возможности применения данного метода.

Для успешного применения его при изучении континентальных от-

ложений антропогена совершенно необходимо уметь правильно разбираться в осадках, уметь выделять различные генетические типы отложений, формации, выявлять их парагенетические соотношения, влияние климатических факторов на них и т. д. Все это еще проблемы, которые ждут своего разрешения (Н. И. Николаев, 1946, 1947).

Оригинальную разновидность палеогеографического метода применил для выяснения развития впадины Каспийского моря В. П. Колесников. Фактические данные по Понто-Каспийской впадине таковы, что позволяют построить палеогеографические карты для каждого яруса, начиная с чокракского. Построив их, этот автор подсчитал площади каспийской и черноморской частей бассейна и построил кривую изменения площадей неогеновых и четвертичных бассейнов в квадратных километрах для каждой части отдельно. Сопоставление этих кривых с привлечением материала по мощностям отложений тех же ярусов позволило В. П. Колесникову выяснить многие детали в развитии Каспийской впадины и притти к очень интересным выводам, имеющим большое значение и для нашей работы (1941) (рис. 49 и 50).

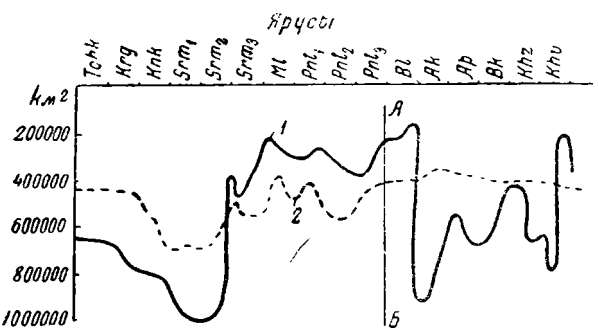


Рис. 49. Кривые изменения площадей неогеновых бассейнов (в км²).

1 — каспийская часть бассейнов, 2 — черноморская. *АБ* — линия, показывающая время разобщения Каспийского и Черного морей (по Колесникову).

Методы выявления тектонических соотношений и изучение мощностей. Применимость двух последних методов: выявления тектонических соотношений отдельных свит и изучения мощностей отложений не вызывает сомнений. В отношении первого из этих методов можно заметить, что применение его очень ограниченно. Это объясняется сравнительно редко встречающимися случаями тектонических взаимоотношений двух свит четвертичных отложений. Чаще всего эти взаимоотношения устанавливаются на основе применения геоморфологического метода, единственного, позволяющего выявить молодые тектонические разломы в областях денудации. Широко применялся этот метод для Средней Азии Б. А. Федоровичем, С. С. Шульцем и др., для Кавказа — Варданянцем и др. (см. рис. 51 и 52).

Второй из указанных методов, как мы уже видели выше, также находит свое применение. Однако и его надо применять достаточно осмотрительно, с учетом других факторов и прежде всего генезиса данного типа четвертичных отложений. Для областей аккумуляции метод анализа мощностей дает чрезвычайно много.

Как мы увидим в дальнейшем, при рассмотрении конкретных примеров, мощность осадков есть прямой показатель интенсивности проявления тектонических движений. Однако опять следует подчеркнуть, что к анализу мощностей надо подходить не механически, а прежде всего учитывать генетический тип отложений (например, далеко не во всех случаях мощные толщи гляциальных отложений указывают

на интенсивное прогибание), особенности и происхождение форм рельефа, которые погребаются осадками, положение зоны аккумуляции по отношению к зоне денудации и т. д. При учете всех этих факторов в ряде случаев разница между мощностями отложений каких-

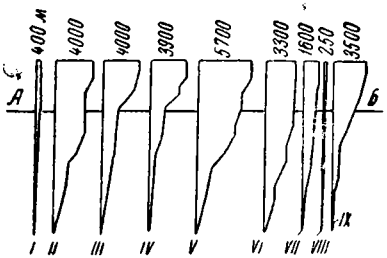


Рис. 50. Диаграммы нарастания мощностей в разных районах Понто-Каспийской области.

I — Ставрополье, *II* — Грозненский район, *III* — Северный Азербайджан, *IV* — Апшеронский полуостров, *V* — Кахетия, *VI* — Абхазия, *VII* — Таманский полуостров, *VIII* — Украина, *IX* — Южная Румыния. Арабские цифры — суммарная мощность в метрах; *АБ* — см. рис. 49 (по Колесникову).

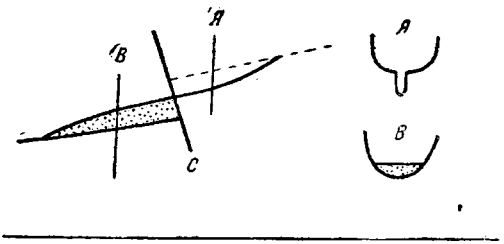


Рис. 51. Верховье р. Барскаун (впадает в оз. Иссык-Куль, Терской Алатау). Изменение характера долины вследствие тектонических подвижек.

А — долина реки выше устья р. Дунгурме. Долина — трог, дно которого соответствует 200-метровой террасе. В дне трога — морены; *В* — долина ниже устья р. Дунгурме. Долина резко расширяется. Река течет по широкой галечной пойме; *С* — линия разлома (по С. С. Шульцу, 1936).

нибудь двух участков, в пределах которых накопление осадков шло в один и тот же промежуток времени, может дать количественное выражение интенсивности движений.

Однако границы применения данного метода при изучении четвертичных отложений отличны от таковых для более древних эпох. В са-

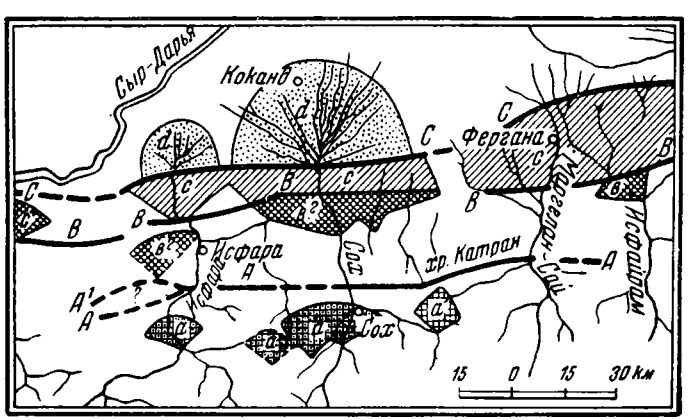


Рис. 52. Схема расположения современных и древних сухих дельт в южной Фергане (по Веберу).

(Исфара — Сох — Маргелан-Сай — Исфара). Различной штриховкой показаны дельты различного возраста (*a*, *b*, *c*, *d*), жирными линиями — *АА* (*А*$_1$*А*$_1$), *ВВ*, *СС* — уступы (сбросовые линии).

мом деле, этот метод оказывается, например, совершенно неприменимым в областях размыва. Области денудации как раз характеризуются отсутствием процессов накопления. Эти области для более древних отложений геолог обычно оконтуривает посредством анализа фаций.

Геолог, изучающий новейшие отложения, исследует главным образом области денудации, и для него имеет чрезвычайно большое значение выработка такой методики, которая позволила бы количественно оценить выявляемые колебательные движения земной коры. На помощь опять приходят коррелятивные формы рельефа. Если в четвертичной геологии и геоморфологии формы рельефа могут быть отождествлены со слоем (см. выше), если они могут иметь значение слоя в осадочной свите, то можно пытаться приложить рассматриваемый метод и для области денудации. Естественно, что в этом случае нужно будет иметь дело не с мощностями осадков, а с глубиной проявления денудационных процессов. По величине глубинного размыва, при условии стратиграфического определения древних денудационных поверхностей рельефа, определяют величину подъема (рис. 53).

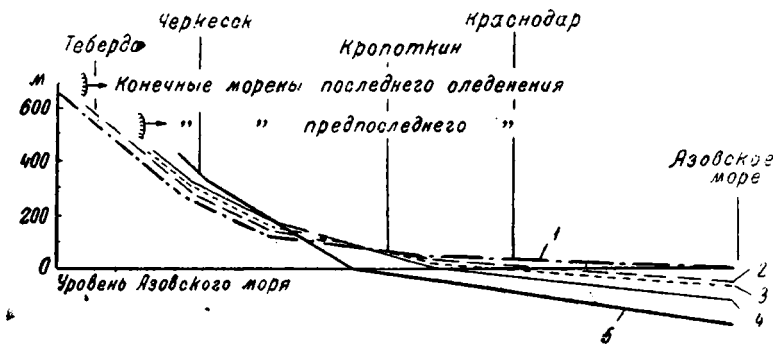


Рис. 53. Террасы долины р. Кубани (по Г. Ф. Мирчинку).

1 — уровень р. Кубани; *2* — поверхность галечников первой террасы; *3* — то же второй террасы; *4* — то же третьей террасы, *5* — то же четвертой террасы.

В настоящий момент достаточно доказано положение о тесной (генетической) связи молодых тектонических движений земной коры с различными структурными элементами. Тип молодых движений, их характер, амплитуда, особенности и пр. зависят от структуры. Нередко последняя определяет не только направление движений, но и пространственные взаимоотношения различных типов движений. Все это заставляет нас в дальнейшем характеристику молодых движений давать по выделяемым в настоящий момент геологическим структурным элементам.

На значение общей тектонической структуры района в проявлении новейших тектонических движений указывали многие геологи (Г. Мирчинк, В. А. Обручев, С. Бубнов и др.). Поэтому для понимания их в каждом данном районе геолог, помимо выявления новейших движений различными методами, должен обстоятельно познакомиться с общей тектонической структурой района, выявить тенденцию ее развития, сопоставить факты по новейшим движениям с общим направлением развития древней структуры и только после этого делать выводы о новейшей тектонике, ее характере и особенностях. Такой подход может считаться одной из важнейших особенностей методики изучения новейшей тектоники.

Подводя итоги сказанному, можно резюмировать наши выводы в следующем виде:

1. Метод изучения смены фаций в вертикальном разрезе вполне применим для установления новейших тектонических движений в областях аккумуляции, в которых наблюдаются и континентальные и морские отложения.

2. Изучение фаций отложений, связанных с новейшими трансгрессиями (поздне- и послеледникового времени), требует применения специальной методики (метод лимнотельматического контакта, микропалеонтологическая характеристика слоев и др.) и комплексного подхода для выявления местных локальных факторов, климатических воздействий и проч., влияющих на характер осадков и распределение фаций.

3. Выявление молодых тектонических движений в областях аккумуляции континентальных отложений требует прежде всего выделения различных генетических типов континентальных отложений, которые связаны с определенными процессами.

4. Для правильного понимания типа континентальных отложений необходима постоянная увязка их с коррелятивными им формами рельефа. В четвертичной геологии осадок без увязки с рельефом — то же, что в отложениях более древних эпох осадок без слоя.

5. При выявлении тектонических движений зоны аккумуляции по континентальным типам отложений необходимо учитывать значение климатического фактора, который может влиять и на развитие форм рельефа и на характер осадка.

6. Выявление молодых тектонических движений в областях денудации должно главным образом основываться на анализе форм рельефа. Правильное понимание движений возможно только при сопоставлении признаков движений смежных областей денудации и аккумуляции и переходных зон.

7. Метод изучения фаций в пространстве или метод сопоставления палеогеографических карт при правильном толковании фактов может служить таким же мощным средством выявления тектонических движений земной коры, каким он является и для отложений более древних геологических эпох. Доказательством этого могут явиться интересные построения В. П. Колесникова, де-Геера, М. М. Жукова и др.

8. Для успешного применения палеогеографического метода в континентальных отложениях четвертичной эпохи совершенно необходимо правильно определять осадки, уметь выделять различные генетические типы отложений, выявлять их парагенетические соотношения, выделять формации этих отложений, влияние на них климатических факторов и т. д.

9. Метод выявления тектонических соотношений отдельных свит находит свое применение как в областях аккумуляции, так и в областях денудации, где осадки заменяются коррелятивными им формами рельефа. В последнем случае чаще всего взаимоотношения устанавливаются геоморфологическим методом.

10. Метод изучения мощностей отложений дает чрезвычайно много для областей аккумуляции. Применение его к континентальным отложениям требует учета генезиса осадка и выяснения влияния климатических факторов на его накопление. Этот же метод может быть применен и для областей денудации, с той разницей, что здесь определяется не мощность отложений, а глубина проявления денудационных процессов, в частности эрозии.

11. Для понимания проявления новейших тектонических движений необходимо изучение общей тектонической структуры района, тенденции ее развития, которые влияют на тип новейших движений, их характер, амплитуду, особенности и проч. Это требование является обязательным и представляет одну из особеннностей методики изучения новейшей тектоники.

12. Основным выводом из сказанного могут служить слова Е. В. Милановского: «...каждый метод, применяемый в науке, служит для совершенно определенной цели, прилагается к определенному материалу и имеет известные границы своего приложения» (1941). Все рассмотренные методы в этом смысле пригодны для выявления новейших движений, но каждый из них применяется с определенными ограничениями и изменениями. Положительные результаты получаются в том случае, когда указанная методика применяется комплексно.

Литература

Белоусов В. В. Изучение мощности отложений как метод геотектонического анализа и приложение этого метода к исследованию верхнеюрских и нижнемеловых отложений Кавказа. Пробл. сов. геологии, № 2, 1937.

Белоусов В. В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов. геология, № 2—3, 1940.

Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, № 1—2, 1942.

Бубнов С. Основные проблемы геологии, 1934.

Варданянц Л. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изд. Гос. Геогр. об-ва, 1933.

Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XV (3).

Колесников В. П. Развитие впадины Каспийского моря. Докл. АН СССР, ч. XXXII, № 3, 1941.

Марков К. К. О признаках трансгрессий и регрессий. Труды Первого Всес. геогр. съезда, в. 3, 1934.

Милановский Е. В. К методике геологического картирования. Вестник ВГРО, № 5—6, 1941.

Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.

Николаев Н. И. Проблемы изучения новейших континентальных отложений в связи с движениями земной коры. Сборники научных статей МГРИ. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 3, 1947 г.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геологии, в. 4, 1946.

Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода, т. VII, 1948.

Николаев Н. И. О зональности в распространении новейших континентальных отложений. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 10, 1947.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.

Страхов Н. М. Задачи и методы исторической геологии. ОНТИ, 1932.

Страхов Н. М. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 1, 1945.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1946.

Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы. Таджикско-Памирская эксп., 1935.

Федорович Б. А. Послетретичные тектонические процессы в северных Предгорьях Тянь-Шаня. Труды Сов. по изуч. произв. сил АН СССР.

Bülow K. Der Einfluss von Eis und Untergrund auf Gefüge und Formen der Grundmoräne. Zeitschr. der Deut. Geol. Gesel., T. 91, B. 4, 1939.

Lundqvist G. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Stuttgart, 1927.

Lundqvist G. Studier i Ölands myrmarkers Arsbok, 22, 1929.

Penck W. Die morphologische Analyse. Stuttgart, 1924.

Thomson P. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estland, 1929.

6. Историко-археологические методы

При изучении новейших тектонических движений большую помощь оказывают историко-археологические методы, неоднократно применявшиеся и дававшие всегда интересные результаты.

Распространенным приемом выявления физико-геологических условий является анализ географических названий. Происхождение географических названий очень важно для геолога. Весьма часто географические названия дают характеристику природных условий. Последующие изменения этих условий приводят к тому, что смысл географических названий не соответствует существующим природным условиям, которые ими отображаются. А это дает основание делать различные палеогеографические и палеоклиматические выводы и высказывать суждения о проявлении новейшей тектоники.

Примеры таких исследований географических названий чрезвычайно многочисленны. Приведем немногие из них.

Ч. Ляйэлль (1864), описывавший подъем центральной части Шотландии, приводит ряд доказательств для района Стирлинга и других участков и пишет: «То же поднятие, распространявшееся одновременно с востока на запад, от одного моря до другого, простиралось на север до самого бассейна Тея. Это можно заключить из кельтского названия Inch, прилагаемого ко многим холмам, возвышающимся поверх общего уровня аллювиальных равнин, и указывающего на то, что возвышения эти были когда-то окружены водою или топкою почвою».

Другим примером может служить залив на побережье оз. Байкал в районе устья р. Селенги. Он носит название «Провал», которое отражает и его происхождение.

Как известно, залив образовался в результате внезапного опускания дельты Селенги в 1861 г. На дне этого мелкого залива сохранились и старые русла протоков р. Селенги.

Указания на недавнее проявление тектонических движений могут быть получены по сведениям от местного населения.

Так, например, о заливе Провал местные рыбаки говорят, что на дне его сохранились остатки затопленных бурятских улусов. Оказывается, в этих местах сети рвутся о торчащие на дне колья и бревна и ловить рыбу здесь нельзя. По словам местных жителей, остатки улусов можно видеть, когда вода бывает достаточно прозрачна.

Широко известны в литературе указания старожилов некоторых местностей, утверждающих, что в дни своей юности они еще могли видеть с определенного места ту или иную отдаленную башню, церковь, тогда как теперь эти предметы исчезли с горизонта. Исчезновения, как оказывается, совершенно не связаны с ростом леса или еще какими-либо подобными изменениями земной поверхности, а объясняются ее движениями.

Такой случай описан, например, для области Нейссе в Силезии, где, по достоверным рассказам нескольких местных старожилов, над горизонтом поднялась башня, которая раньше не была видна с данного места. Проверка этого случая показала, что башня располагается на древней скальной породе, которая в отношении долины Нейссе, очевидно, еще и в настоящее время находится в состоянии движения (Вольф, 1930).

Хорошие результаты, при осторожном использовании, дает сличение географических карт одной и той же местности, составленных с про-

межутком в несколько десятилетий. При таком анализе, естественно, необходимо учитывать степень точности производимых съемок, проявление различных физико-геологических процессов и т. д. (см., например, Качурин — 1939). В качестве примера применения такого метода для выявления, в частности, перемещения береговой линии приводим рис. 54 и 55. На них изображены две карты юго-восточного Арала, приведенные к одному масштабу: карта 1873 г. по съемкам, произведенным Бутаковым в 1849 г., и весьма точная съемка 1937 г. Б. А. Федорович (1942), сделавший тщательное сравнение обеих карт, пишет: «Сравнение карт... показывает те изменения, которые произошли на этих берегах. Так, например, три караванные дороги, показанные на карте 1873 г. (на которой береговая линия дана по съемке 1849 г.) в 2, 25 и 32 км от берега, в 1937 г. были уже затоплены морем. С самолета прекрасно видны остатки этих караванных троп, то исчезающих под водой, то проходящих по бесчисленным островам. Колодцы Ак-Сага, находившиеся в 1849 г. в 35—40 км от берега, через 88 лет оказались всего лишь в 3 км от моря. В общем, территория песчаной пустыни шириной от 33 до 40 км оказалась за 88 лет погрузившейся под уровень моря, и сейчас над водой выступают лишь многочисленные более возвышенные элементы рельефа, а именно гребни более крупных песчаных гряд и слегка повышенные участки».

Чрезвычайно убедительный материал в отношении новейших тектонических движений представляют археологические данные. Очень много самых разнообразных примеров, наглядно иллюстрирующих применение этого метода, можно найти в старых работах Ч. Ляйэлля (1864, 1866). Вот некоторые из них.

В дельте Нила предполагают движения земной коры близ Александрии по местоположению гробниц, обыкновенно называемых Клеопатровыми банями, «которые... не могли быть первоначально построены таким образом, чтобы подвергаться действию волн, ныне наполняющих их, но вероятно были расположены на берегу, выше уровня Средиземного моря».

Ляйэлль приводит и другие следы подобного опускания суши в виде нескольких разрушенных городов, теперь до половины покрытых водою озера Мензале, и каналов древних рукавов Нила, погруженных в настоящее время вместе с их плотинами ниже вод той же лагуны (Ляйэлль, 1864).

Описывая подъем центральной части Шотландии, Ляйэлль пишет: «В Крэмонде, близ устья р. Альмонда, повыше Эдинбурга, расположена была Алатерва, главный римский порт на южном берегу Форта, где найдены многочисленные монеты, вазы, скульптированные камни и следы прежней гавани. Древние римские набережные, построенные, по всей вероятности, на прежнем морском берегу, были найдены на нынешней суше, и хотя этому нарастанию почвы мог отчасти способствовать ил, приносимый водами Форта, все-таки мы должны еще принять поднятие почти на двадцать футов, чтобы объяснить обнажение широкого пространства вдоль берега и продолжение его в море. Оно достигает в самых широких местах двух миль, образуя пространство, через которое легко нагруженные корабли отваживаются проходить только во время полного прилива. Если бы эти мели существовали восемнадцать столетий назад, они конечно помешали бы римлянам избрать это место своею главной гаванью; в то же время, если бы земля понизилась в настоящее время на двадцать футов, Крэмонд сде-

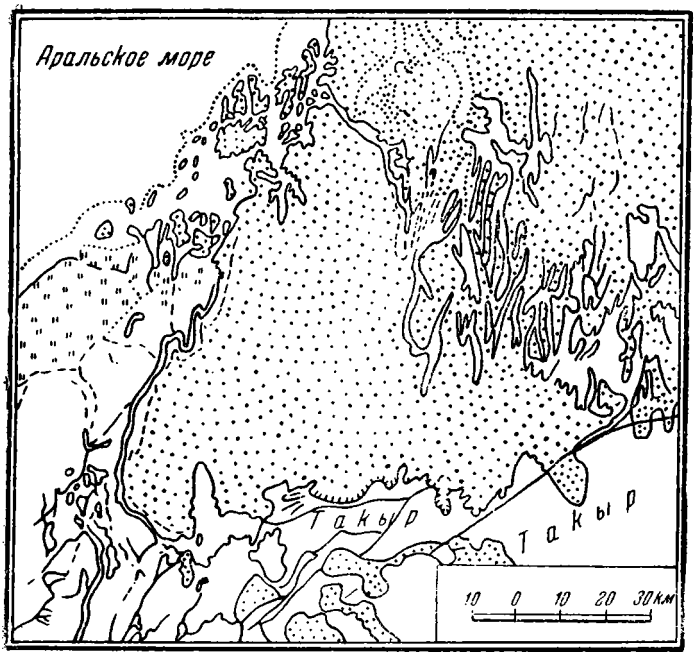


Рис. 54. Современная ингрессия на юго-восточном побережье Арала. Очертания юго-восточного Арала по данным 1849 и 1873 гг.
Копия части карты «Хивинского ханства и низовьев Аму-Дарьи», составленной в картографическом заведении ВТО Главного штаба по съемкам, произведенным в 1873 г. (по Б. А. Федоровичу, 1942).

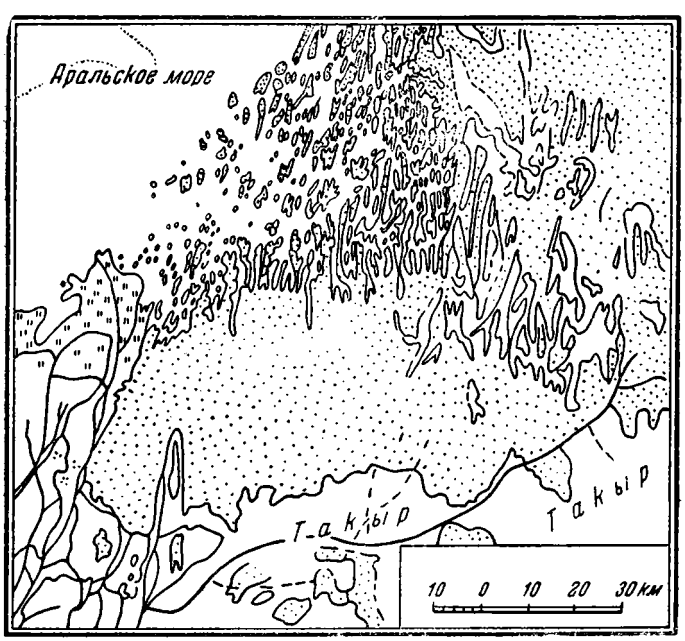


Рис. 55. Современная ингрессия на юго-восточном побережье Арала. Очертание юго-восточного Арала по данным съемки 1937 г. (тот же участок, что и на рис. 54) (по Б. А. Федоровичу, 1942).

лался бы лучшей естественною гаванью по всему южному берегу Форта» (Ляйэлль, 1864).

Другим примером могут служить наблюдения над ирригационными сооружениями Средней Азии, построенными в различные моменты нашей эпохи (домусульманская эпоха, мусульманский период и др.). Их постепенное отмирание объяснялось ухудшением климатических условий и в последнее время связывается с процессом интенсивного углубления реками своих русел (Мейер, 1861, Макеев, 1936). Интересные сведения по этому вопросу излагаются в статье П. С. Макеева (1936).

Своеобразную методику для выявления новейшей геологической истории применил С. А. Ковалевский (1933, 1934, 1939). Она сводится к анализу различных исторических материалов, свидетельств писателей классической древности, записок мореплавателей, географов и т. д. Наиболее полным и интересным исследованием данного автора является крупная работа под названием «Лик Каспия», посвященная истории геологической эволюции Каспийского бассейна. В ней излагаются многие проблемы геологии плиоцена и антропогена в чрезвычайно дискуссионной форме и сообщаются такие положения (стратиграфические сопоставления), с которыми никак нельзя согласиться. Тем не менее она содержит очень любопытные выводы, а применяемый метод доказательств весьма оригинален и заслуживает внимания.

Резюмируя свое исследование, С. А. Ковалевский разделяет развитие современного Каспийского моря на следующие исторические этапы.

В исторических летописях впервые о Каспии — «Пруде солнца» эгейских мореплавателей — сказано в песнях Гомера и у последующих древних поэтов. «В то время еще существовал Манычский пролив, по которому избыточные воды Каспийского, бывшего проточным, моря стекали к центральному для греков морю Эгейскому». В наследство от этого времени — героических дней Эллады, отождествляемых в геологической хронологии Каспия с концом его хвалынского века, в прикаспийской низине остались террасы и береговые валы «верхне-древнекаспийского возраста», поднимающиеся до современного уровня океана среди отложений с формами, близкими к ныне живущей *Didacna trigonoides* Pal.

24 века назад, Гекатей Милетский уже не упоминает о Манычском проливе. Каспийское, или «Гирканское», море представляется заливом северного Скифского океана. Этому этапу истории Каспийского моря, по С. А. Ковалевскому, соответствуют последние высокие террасы опресненного моря с *Adacna laeviuscula* Eichw. с бакинской стороны и *Corbicula fluminalis* — с закаспийской, а также слои «кемрудской фазы» Нижнего Поволжья.

2350 лет назад, по описанию Геродота, южная треть Каспийского моря была раза в 2.5 шире, чем в настоящее время, и разливалась как к западу, так и к востоку. Это — стадия высокого стояния вод Каспийского моря. Маныч представлял проток, носивший название «Киммерийских перевозов».

За 22.5 столетия до наших дней, по свидетельству авантюриста-мореплавателя из Марселя, грека Пифея, Каспий того времени еще сохраняет двустороннюю связь как с северным — Анциловым бассейном Балтики, так, частично, и с Черноморьем.

22 столетия назад обстоятельное обследование Каспийского моря производит военный флот Селевка I под командой македонца Патро-

кла. Устанавливается «Волжский пролив», достигающий современного Нижегородского района. Манычский пролив превратился в болотную топь.

21.5 века назад, по свидетельству эллина Эратосфена, Каспий начинает интенсивно усыхать, и зеркало вод его отступает от Манычского порога.

20.5 века назад, по данным историка Полибия, Маныч живет, по-видимому, как бифуркация Волги. По Узбою — сток в Каспий.

За 20 веков до нас историк Диадор Сицилийский хотя и указывает, что «Каспий — залив Северного океана», но, по представлениям С. А. Ковалевского, эта связь уже утрачена.

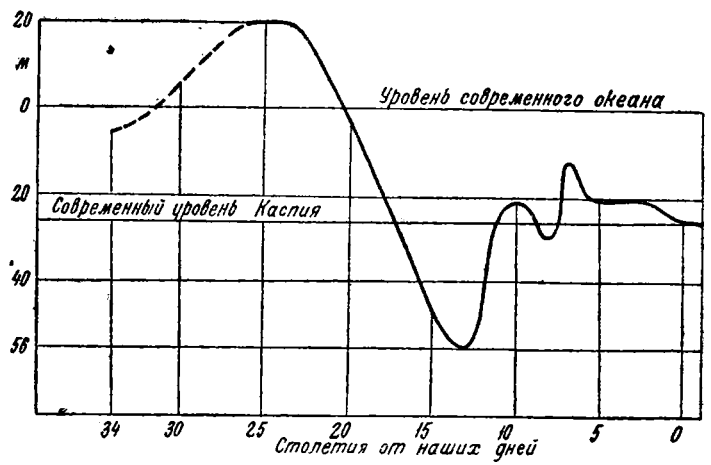


Рис. 56. Диаграмма колебаний водного взноса и уровня Каспия в историческое время (по С. А. Ковалевскому, 1933).

19.5 века назад великий географ-путешественник Страбон еще утверждает, по прежним наблюдениям, об уже несуществующей связи Каспия с «Северным океаном». На основании его описаний, С. А. Ковалевский устанавливает уровень Каспия, который ниже океанического на 9 м.

За девятнадцать столетий до наших дней, по свидетельству римского естествоиспытателя Плиния и его соотечественников Помпония Мела и Курция Руф, уровень моря опускается до 11—12 м ниже нуля.

За шестнадцать столетий до наших дней землеописатель грек Агафимер указывает ширину волжского устья всего в 4 стадии (650 м). Латинский историк Аммиан Марцеллин не отмечает течения по Узбою. Каспий усыхает.

V век н. э. Ездигер II строит дербентские стены до наступившего уреза воды Каспия. В Гиркании строится стена до берега моря — вал «Кизил-Алан».

VI век. Возобновляются указанные работы, которые доводят стены до вновь отступившего уровня моря.

VII век. Уровень достигает своего предельного снижения — 56 м от геодезического нуля. Волга переуглубляет приморскую часть русла до 58 м ниже уровня океана.

VIII век находит отражение на наиболее ранних из известных нам

копий карт великого александрийского географа II века Клавдия Птоломея. Каспий изменяет свой уровень в сторону повышения.

Описанную картину С. А. Ковалевский иллюстрирует построенным им графиком колебаний водного уровня Каспия (рис. 56).

Выявление истории Каспия по С. А. Ковалевскому, очень любопытное с точки зрения примененного им метода, к сожалению осталось без достаточной аргументации в отношении геологических данных, вследствие чего в ней допущены крупные противоречия. Поэтому данная работа и другие статьи С. А. Ковалевского интересны как попытка применения нового метода в познании последних страниц геологической истории, а не с точки зрения полученных противоречивых выводов. Более осторожное применение данного приема с параллельной проверкой другими методами безусловно может дать интересные и достоверные заключения.

Литература

Ковалевский С. А. Лик Каспия. Труды Геол.-развед. конторы Азнефти, в. 2, Баку, 1933.

Ковалевский С. А. К истории южного Прикаспия в первом тысячелетии до нашей эры. Труды Азербайдж. нефтяного геолого-разведочного треста, в. 14, 1934.

Ковалевский С. А. Возраст Гибралтарского пролива и Монастырской террасы (Средиземное море). Изв. Госуд. геогр. об-ва, № 7, 1939.

Ляйэлль Ч. Геологические доказательства древности человека. С.-Петербург, 1864.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии. Пер. с 9-го англ. изд., 1866.

Макеев П. С. О развитии речных долин Средней Азии за исторический период. Проблемы физической географии. Ин-т географии АН СССР, т. III, 1936.

Мейер Л. Дельта Сыр-Дарьи и ее отношение к России. Морской сборник, № 9, 1861.

Федорович Б. А. Новые данные об аральском типе бухтовых берегов. Проблемы физической географии. Ин-т географии АН СССР, т. XI, 1942.

Wolf W. Feinmessungen für die Erforschung der gegenwärtigen Edkrustenbewegungen Nordwestdeutschlands, insbesondere des Küstengebietes. Zeit. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1929.

7. Биогеографические методы

Современное распространение животных и растений очень часто ставит перед биологом такие проблемы, которые он может разрешить только при помощи данных геологии.

На истории распространения организмов не могли не отразиться различные изменения на земной поверхности в виде перемещения береговой линии, климатические изменения, изменения рельефа страны и пр. Изучение распределения организмов вскрывает непонятные факты, для объяснения которых приходится реконструировать конфигурацию материков, рисовать их связи, предполагать наличие проливов там, где их в настоящее время нет, и т. д.

Биогеография занимается изучением современных ареалов растений и животных и выяснением причин, их обусловивших. Данные биогеографии, восстанавливающие сейчас разобщенные ареалы распространения организмов, ставят перед геологом ряд проблем палеогеографического и палеоклиматологического характера. Анализ получающихся палеогеографических схем, их сопоставление позволяют притти к определенным выводам и относительно тектонических движений земной коры. Таким образом, биогеографическое изучение организмов в исторической пер-

спективе можно рассматривать как один из методов реконструкции тектонических движений земной коры, вполне применимый и для выявления новейшей тектоники. Слова акад. Ф. Рупрехта (1866): «Ныне живущие растения представляют как бы слова, которые, будучи правильно связаны, дают возможность читать историю земной поверхности. Высшая геология не в состоянии развернуть и читать последние листы в истории нашей планеты, но ботаника еще в состоянии разбирать их», находят полное подтверждение и в настоящее время.

В биогеографии установлено понятие ареала (area geographica). Под ним понимают, в соответствии с латинским значением этого слова, пространство, занятое на поверхности земного шара какой-либо систематической единицей (видом, родом или семейством) растительного или животного происхождения. Распространение ареала может быть очень различно. Он занимает либо сплошную территорию либо две или больше разобщенных территорий. Для такого прерывистого распространения организмов Л. С. Берг (1934) предложил название амфибореального. По его определению, это «такое распространение организмов, когда они встречаются на западе и на востоке умеренных широт, отсутствуя посредине».

Объяснение истории происхождения разъединенных ареалов и является одной из главных задач биогеографии, так как именно этим путем могут быть найдены нити к пониманию многих неясных моментов истории Земли, в частности новейших геотектонических движений.

Помимо данных ботанической и зоологической географии, аналогичные проблемы могут быть поставлены и на основании изучения антропогеографических фактов.

Методы ботанической географии. В ботанической географии установлено понятие о реликте. «Под реликтовым видом следует понимать,— пишет Е. В. Вульф,— остаток более или менее древней флоры, имеющей реликтовый ареал, занимаемый им с момента вхождения в состав означенной флоры. Реликтовый вид является выражением процесса исторического развития флоры» (Вульф, 1941).

Е. В. Вульф выделяет несколько типов реликтовых видов.

По происхождению это могут быть реликты, обусловленные климатическими, геоморфологическими и биотическими причинами. Они, вместе с тем, могут быть и различного возраста: дотретичные, третичные, ледниковые, межледниковые и послеледниковые.

Установление типа реликтовых видов, выявление их происхождения и объяснение прерывистого распространения ареалов и составляет важнейшую задачу ботанической географии, тесно соприкасающейся с геологией.

Примером такого исследования флоры могут служить многие работы. Прежде всего мы отметим интересные исследования самого Е. В. Вульфа (1927, 1944).

В работе, посвященной анализу происхождения флоры Крыма, Е. В. Вульф на основании изучения истории флоры пытается разрешить ряд палеогеографических задач, привлекая геологический материал.

Изучение флоры Крыма позволило Е. В. Вульфу притти к следующим выводам:

«1. Современная флора Крыма, в особенности его горной части, содержит значительное количество видов средиземноморского типа,

представляющих собой остаток его древней флоры, что указывает на тесную связь в прошлом Крыма с средиземноморской областью.

2. Бедность флоры Крыма реликтовыми эндемичными видами свидетельствует о том, что эта связь нарушилась относительно недавно (в геологическом смысле).

3. Богатство флоры Крыма молодыми эндемичными видами и формами свидетельствует о его современном островном (в биологическом, а не в географическом смысле) состоянии.

4. Анализ флоры Крыма дает основание считать, что Крым составлял одно целое и входил в разное время в соединение с окружающими странами. Эти соединения должны были быть следующими:

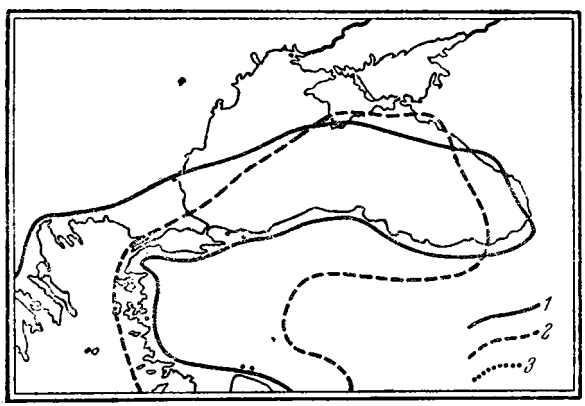


Рис. 57. Крымско-Малоазийское разъединение.
1— Arbutus Andrachne; 2 — Pinus Laricio v. *Pallasiana; 3— Orchis comperiana* (по Е. В. Вульфу, 1932).

а) с Малой Азией непосредственно, через нее с Закавказьем и южной частью Балканского полуострова;

б) с северной частью Балканского полуострова через Добруджу и мысы Тарханкут — Сарыч;

в) с южной Россией через Перекопский перешеек или более широкое соединение» (рис. 57).

Анализ имеющихся геологических данных, с учетом выводов по биогеографии, позволил Е. В. Вульфу в части палеогеографии восстановить следующую картину:

«1. Крым представляет собой обломок горной страны еще в конце плиоцена, а, быть может, и позднее, заполнявшей центральную часть Черного моря и составлявшей северное продолжение современной Малой Азии.

2. Этот понтический материк, очень возможно, представлял собой не плато, а горную страну с рядом параллельных, все повышающихся хребтов, составлявших продолжение таких же хребтов, пересекающих сейчас Крымский полуостров, и переходивших в горные цепи Малой Азии. С этих хребтов стекали реки, следами которых могут служить отложения конгломерата на вершинах Главного Крымского хребта.

3. Флора Крыма и восточной части средиземноморской области составляла одно целое, но, будучи расположенной на северном пределе своего распространения, она должна была быть более бедной, чем в лежащих южнее местностях.

4. Этот материк в разные моменты своей геологической истории входил в соединение с окружающими странами: Русской сушей, Добруджей и областью Азовского моря, причем эти соединения имели место в значительно более поздние периоды, чем это раньше допускалось (в плиоцене).

5. Во время указанных соединений могло происходить переселение видов и их новообразование.

6. В конце третичного и начале четвертичного периода в результа-

те тектонических процессов произошло опускание центральной части этого материка и превращение Крыма в полуостров южной России в географическом отношении и почти в остров — в биологическом.

7. Это обстоятельство, вызвавшее полное изменение водного режима, а также изменение климата Крымского полуострова в сторону его значительного охлаждения вследствие наступившего ледникового периода повлекли за собой вымирание и обеднение древней флоры, а создавшееся островное положение дало почву для развития эндемичных форм, одной из стадий которого мы являемся свидетелями».

Примеров такого подхода к решению геологических вопросов мы имеем немало. Нетрудно видеть, что этот материал дает интересные указания и на проявление тектонических движений в недавнем прошлом.

Методы зоогеографии. Прерывистые ареалы распространения отмечаются не только для различных групп растительности, но и для животных, в равной мере для наземных, пресноводных и морских видов.

Особые затруднения в объяснении ареалов распространения возникают в отношении представителей морской фауны, вследствие того, что, как указывает А. П. Андрияшев (1944), казалось бы, возможности для широкого распространения их беспредельны, поскольку все части Мирового океана так или иначе соединены между собой. В этом отношении показательна фауна северных частей Тихого и Атлантического океанов, которая оказывается очень различной. Но вместе с тем бореальная фауна обоих океанов имеет довольно много тождественных и близких видов, значительная часть которых имеет прерывистые ареалы распространения. Наиболее изучены с этой точки зрения рыбы, для которых известно около 50 случаев такого прерывистого распространения. Кроме того, прерывистые ареалы известны и для других групп морских животных.

Как первоначально показал Л. С. Берг (1918) и впоследствии подтвердили данные других исследователей, обмен фауной между Атлантическим и Тихим океанами происходил вдоль северного побережья Азии в те эпохи, когда на месте Берингова пролива было море и когда на севере Азии было теплее, чем сейчас. А это, по Л. С. Бергу, происходило: а) в плиоценовое время, б) в теплое послеледниковое (анциловое и литориновое) время. В ледниковое время место Берингова пролива большую часть времени занимала суша (Берг, 1934, Андрияшев, 1944).

Таким образом, и изучение морской фауны, ее истории дает основание для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций, объяснить которые можно, только привлекая тектонические движения земной коры.

Очень интересным и показательным в этом отношении примером является изучение фауны и геологической истории юго-восточной окраины Балтийского щита (Покровская и др., 1941).

Еще в 60-х годах прошлого столетия шведский зоолог С. Ловен (1861, 1862) на основании изучения характера фауны, населяющей в настоящее время воды Балтики и Арктического океана и отсутствующей в Атлантике, высказал предположение о возможности существования на территории южной и центральной Карелии древнего пролива, соединявшего Белое море с Балтикой. Действительно, изучение фауны, населяющей озера на пространстве предполагаемого древнего пролива, обнаружило присутствие реликтовых форм.

Толкование всех этих зоогеографических и геологических данных оказалось очень различным. Одни геологи и зоологи присоединились к мнению Ловена или не отрицали возможности недавнего соединения, другие в категорической форме его отрицали (Ф. Шмидт, Гримм).

По этому вопросу в геологической литературе возникла дискуссия (С. Яковлев, 1934, С. Яковлева, 1933, и К. Марков, 1931, 1933, 1935), и, по существу говоря, до самого последнего времени он не мог считаться окончательно разрешенным. Только сравнительно недавние исследования Б. Ф. Землякова, Н. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941), которые привлекли новый объективный материал, позволили разрешить спорный вопрос о позднеледниковом (иольдиевом) беломорско-балтийском соединении.

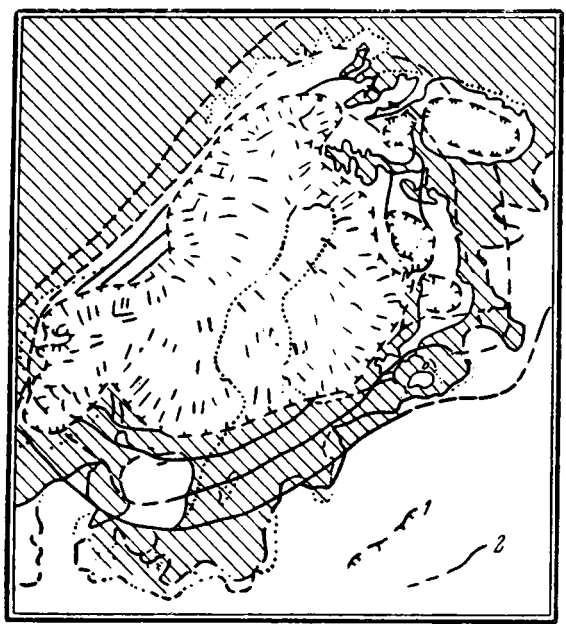


Рис. 58. Схематическая карта позднеледниковых морских проливов (первого иольдиевого моря) в центральной и южной Карелии.

1 — край ледника. *2* — изобазы поднятия (составили Б. Ф. Земляков, Н. М. Покровская и В. С. Шешукова по материалам своих наблюдений и данных Е. Хиппе, М. Саурамо, С. Кильпи, А. Полканова и М. Лавровой — 1941 г.).

На основании анализа геоморфологических данных эти авторы делают вывод, что в северной части Онежско-Ладожского перешейка действительно сохранились следы древнего пролива, принадлежавшего бассейну, повидимому, имевшему связь с открытым океаном и отвечающему первому иольдиевому морю. Эти геоморфологические выводы указанные авторы подтвердили и анализом обширного палеонтологического материала.

В результате своих исследований Б. Ф. Земляков, Н. М. Покровская и В. С. Шешукова дали схематическую палеогеографическую карту, для построения которой были привлечены все имеющиеся данные (рис. 58).

Таким образом, исследования зоологов по истории фауны Балтики заставили предположить несколько необычные пути миграции животных и построить палеогеографическую картину, правильность которой вполне подтвердили геологические работы.

Литература

Андриашев А. П. Прерывистое распространение морской фауны в северном полушарии, Природа, № 1, 1944.

Берг Л. С. О причинах сходства фауны северных частей Атлантического и Тихого океанов. Изв. АН СССР, 1918.

Берг Л. С. Об амфибореальном (прерывистом) распространении морской фауны в северном полушарии. Изв. Госуд. геогр. об-ва, т. 66, в. 1, 1934.

Берг Л. С. Климат и жизнь. Географгиз, 1947.

Вульф Е. В. Происхождение флоры Крыма. Зап. Крымского об-ва естествоисп. и любит. природы, т. IX, 1927.
Вульф Е. В. Введение в историческую географию растений. Приложение № 52 к Трудам по прикл. ботанике, генетике и селекции. Изд. Ин-та растениеводства НКЗ СССР, Ленинград, 1932.
Вульф Е. В. Понятие о реликте в ботанической географии. Матер. по истории флоры и растительности, в. 1, БИН АН СССР, 1941.
Вульф Е. В. Историческая география растений. История флор земного шара. Изд. АН СССР, 1944.
Земляков Б. Ф., Покровская Н. М., Шешукова В. С. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. V, Госгеолиздат, 1941.
Марков К. К. Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива, I, Изв. Гос. геогр. об-ва, XV, в. 5, 1933.
Марков К. К. Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива, II, Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, в. 1, 1935.
Рупрехт Ф. Геоботанические исследования о черноземе. Прилож. к X тому Зап. АН СССР, № 6, 1886.
Яковлева С. В. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Труды МАИЧПЕ, в. II, 1933.
Яковлев С. А. К вопросу о иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Геогр. об-ва, т. XVI, в. 2, 1934.
Loven S. Om nägr i Vettern fauna crustacee r. Ofvers of Köngl. Vetens Akad. Förhandl., No. 6, 1861.
Loven S. Till fragen om Ishafsfaunas fordua urisräkeng öfver en del af Nordene festland. Ofv. of. Köngl., V. A. F., 1862.

В. КОМПЛЕКСНЫЙ МЕТОД

В нашей работе нам пришлось использовать комплексный метод, так как ни один взятый в отдельности метод не мог дать положительных результатов. Последовательное проведение одного метода в большинстве случаев неминуемо приводит к разногласию с результатами применения другого метода. И если рассматривать фактический материал, то часто для одного и того же участка можно встретить диаметрально противоположные взгляды в отношении проявления новейших движений земной коры. Это объясняется тем, что различные исследователи применяли различные методы. Мы попытались суммировать признаки опусканий и поднятий, которые оказываются достаточно разнообразными, для равнинных областей, отвечающих главным образом платформенным зонам, для горных областей, нередко соответствующих складчатым зонам, и для районов побережий с прилегающими участками шельфов. В результате была составлена таблица (табл. 8), в которой приведены различные признаки поднятия и опускания. Каждый из этих признаков, взятый в отдельности, ничего не говорит, но если их брать в комплексе, то получается довольно достоверный материал. Эта таблица была использована при анализе тектонических движений на территории Союза ССР.

Привлекая многочисленные литературные источники, нам пришлось критически отнестись к тем заключениям, которые делались разными авторами относительно новейших движений земной коры.

В большей мере использовалась вторая группа методов, дающих качественную характеристику движений. Чаще всего применялись: орографический, геоморфологический и геологический методы.

Количественные методы могли быть использованы только в тех

Таблица 8

Комплексные признаки поднятий и опусканий для различных областей

	Поднятия	Опускания
Горный рельеф (складчатая зона)	Наличие древних денудационных поверхностей (пенеплены, зрелые поверхности). Приподнятые и изогнутые денудационные поверхности, пьедмонты. Предгорные лестницы. Антецедентные участки долин. Эрозионные террасы. Врезанные флювиогляциальные террасы. Выпуклые склоны. Развитие форм рельефа по восходящему типу. Узкие долины (с учетом литологического фактора). Врезанные конуса выносов и субаэральные дельты. Миграция субаэральных дельт. Врезанные морены. Врезанные троги. Висячие долины (не во всех случаях). Лестницы кар (с учетом климатического фактора). Явление захвата (перераспределение речной сети). Пещерные отложения (древние кальцитовые натеки на поверхности приподнятых карстовых плато). Малая мощность отложений. Изломы продольного профиля реки. Изменение уклонов каналов оросительной сети и проч,	Широкие долины. Переуглубленные долины. Наложенные или погребенные террасы. Вложенные террасы. Блуждающие меандры. Развитие форм рельефа по нисходящему типу. Вогнутые склоны. Малорасчлененный рельеф. Большая мощность отложений (пролювий, аллювий). Наложенные субаэральные дельты и конусы выносов. Перекрывание морен одного оледенения моренами другого. Преобладание молодых отложений одного типа за счет размыва более древних (Кавказ), и проч.
	Подводные оползни (в пределах «тектонического порога»)	
Равнинный рельеф (платформенная зона)	Эрозионные террасы. Цокольные террасы. Расчлененный рельеф с большой амплитудой. Врезанные меандры. Меандры типа протоков. Развитие оползневого рельефа (в особых случаях). Перераспределение гидрографической сети. Миграция дельт (Прикаспий по М. М. Жукову). Флювиогляциальные дельты (маргинтальные озы). Конечные морены напора (не во всех случаях), и проч.	Переуглубленные долины. Наложенные и погребенные террасы. Мелкорасчлененный рельеф с незначительной амплитудой. Большая мощность отложений (разные типы). Наложенные (погребенные) флювиогляциальные толщи. Блуждающие меандры. Меандры типа стариц. Бессточные понижения—западины (временные озера), при учете других факторов, и проч.
Побережье—шельф	Морские террасы. Дельты (рост дельт) Пересыпи. Береговые валы. Абразионные уступы. Абразионные склоны. Широкие пляжи и проч. Реликтовые озера.	Эстуарии. Губы. Лиманы. Плавни. Фиорды. Переслаивание морских и озерно-болотных отложений. Шхеровый ландшафт. Подводные долины — каньоны. Древние погребенные береговые линии.

Таблица 8 (продолжение)

	Поднятия	Опускания
Побережье—шельф	Изменения положения населенного пункта по соотношению к берегу моря за историческое время. Коралловые рифы, и проч.	Барьерные рифы. Атоллы. Большая мощность коралловых построек. Образование лагун и озер (в совокупности с другими данными). Бухтовые берега, риасовый тип, далматский тип, фиордовый тип, аральский тип. Затопленные леса, поселения и археологические памятники. Залегание автохтонных торфяников на дне водоема. Затопленная речная мерзлота и каменный лед. Затопленные бэровские бугры, и проч.

районах, где по ним имелся какой-либо материал. Ими охвачены ограниченные площади рассматриваемой территории.

В своей работе автор широко использовал принцип корреляции, рассматривая для расшифровки движений не только формы рельефа, но и соответствующие континентальные и морские отложения.

Всегда принимались во внимание геологическая история и направление геологического развития структуры, в пределах которой выявлялись новейшие тектонические движения.

IV. ГРАФИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ И ПРОБЛЕМА ВРЕМЕНИ

Выявленные в результате анализа новейшие тектонические движения могут быть выражены графически. Обычно графику в геологии, да и в других дисциплинах применяют для передачи в наиболее сжатой и наглядной форме результатов исследования в виде ряда разнообразных свойств, признаков, качественных и количественных характеристик предметов или явлений. Однако мы рассматриваем эту графику не только как выражение итогов работы, но и как особый метод, который позволяет выявить многие признаки, иногда очень слабо выраженные и потому трудно уловимые другими способами.

Мы остановимся очень коротко на рассмотрении только двух приемов: изображение распределения этих движений в пространстве и изображение характера колебания точки во времени.

1. Распределение тектонических движений в пространстве изображают при помощи карты. На ней отражают или относительную степень интенсивности движений или их направленность или показывают тенденцию движений. Методика построения таких карт не разработана. К решению этой задачи каждый автор подходит в достаточной мере случайно. Наиболее интересными примерами этих карт являются карты по Скандинавии, составленные де-Геером, по Болгарии — Д. Ярановым и др. Они представляют или карты районов различного типа и интенсивности движений, или карты, где движения выражаются при помощи изолиний, в виде изоанобаз и изокатобаз. Примером такой карты может служить рис. 59.

Составление карт больших территорий по последнему принципу представляет в настоящий момент очень большие трудности ввиду крайней незначительности данных по молодым движениям.

2. Молодые движения различных районов могут быть изображены и в другом виде, путем рассмотрения колебания точки во времени. Построение таких диаграмм обещает дать чрезвычайно интересный мате-

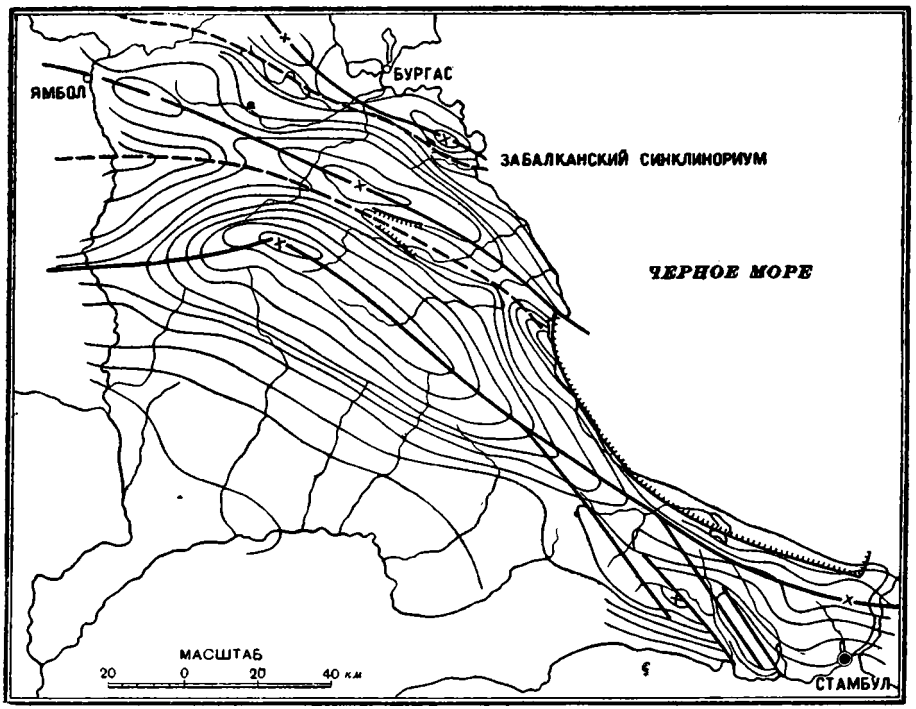


Рис. 59. Карта изгиба поверхности денудации времени плиоцена (понт+левантин) сицилийского яруса. Изолинии дают одинаковые высоты поднятых частей плиоценовой поверхности. Проведены через 50 м. Крестики показывают центры больших складок; жирные линии намечают их оси. Пунктир — оси синклинориумов (по Д. М. Яранову, 1935).

риал для определения не только направленности движений, но и их скорости, выявления изменения ее во времени; позволяет отразить характер движений и их качественные особенности.

Примером такого графика, заимствованного из литературы, может явиться сравнительная кривая четвертичных колебаний разных районов Самарской луки по Е. Н. Пермякову (1938). В данном случае этот график интересует нас только с точки зрения метода выражения результатов изучения движений, и мы не касаемся рассмотрения его по существу (рис. 60).

Для построения подобного графика необходимо принять какой-то масштаб времени и иметь данные по амплитудам движений. Если для последнего фактора мы можем использовать многочисленные в последнее время фактические данные геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений, то в отношении первого — масштаба времени — мы встречаемся с колоссальными затруднениями. Разработанная и обосно-

ванная хронология четвертичного времени у нас отсутствует. Однако этот вопрос не раз поднимался, и попытку разрешения его мы находим в работах различных геологов (А. П. Павлов, А. Пенк, Кеппен, Миланкович и др.).

В основу четвертичной геохронологии различные геологи кладут разные критерии. Некоторые оперируют с чисто геологическими факторами, беря за основу степень проявления процессов эрозии, интен-

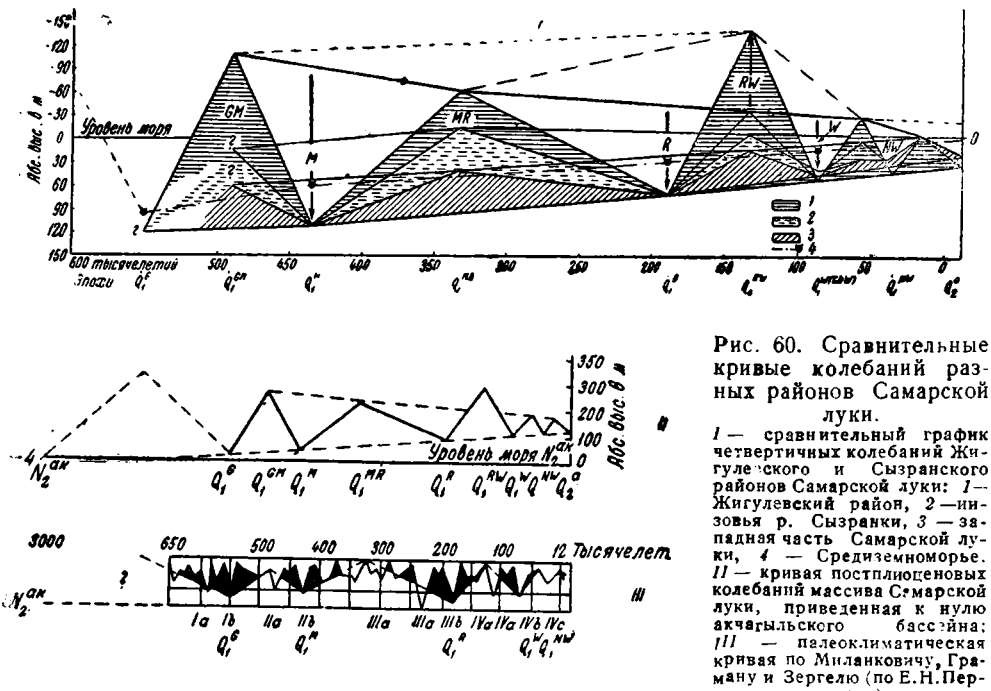


Рис. 60. Сравнительные кривые колебаний разных районов Самарской луки.

I — сравнительный график четвертичных колебаний Жигулевского и Сызранского районов Самарской луки: *1* — Жигулевский район, *2* — низовья р. Сызранки, *3* — западная часть Самарской луки, *4* — Средиземноморье. *II* — кривая постплиоценовых колебаний массива Самарской луки, приведенная к нулю акчагыльского бассейна; *III* — палеоклиматическая кривая по Миланковичу, Граману и Зергелю (по Е. Н. Пермякову).

сивность выветривания в различных горных породах, скорость аккумуляции осадков и т. д., и пытаются оценить продолжительность всего четвертичного отрезка времени в целом. Другие пользуются так называемым геохронологическим методом де-Геера, сводящимся к подсчету отдельных слоев в ленточных глинах и комплекса отдельных разрезов. Он оказывается применимым, главным образом, только для позднеи послеледникового времени.

Большую известность в последнее время приобрела схема М. Миланковича, математическим путем, на основе данных астрономии, вычислившего ход климатических изменений, которые увязываются с геологическими событиями четвертичного времени.

Слабо используется радиоактивный метод вследствие малой продолжительности четвертичного отрезка времени и неразработанности методики.

Для нас представляет интерес определение продолжительности не только антропогена, но и плиоцена. К сожалению, в литературе по этому вопросу существуют весьма ограниченные указания. Применение радиоактивного метода позволило приблизиться к определению продолжительности последнего отрезка геологического времени. Так, Бар-

рель (1917) продолжительность третичного времени и антропогена оценивает в 55—65 млн. лет; Шухерт (1933) дает близкую цифру, порядка 60 млн. лет; Холмс (1937) оценивает этот же отрезок времени в 63 млн. лет, а Ферсман дает широкий диапазон — от 30 до 70 млн. лет. Это суммарная продолжительность всего кайнозоя. Нас же интересует абсолютная продолжительность плиоцена. По этому вопросу мы нашли весьма противоречивые и ограниченные данные. К ним относятся старые указания Барреля, который оценивает длительность плиоцена в 6 млн. лет, и указание Борна (1920). Последний для того же отрезка времени дает цифру в 1.6 млн. лет, основанную на применении гелиевого метода. Используя последнюю цифру, следует учитывать, что она заведомо преуменьшена вследствие неточности гелиевого метода, так как гелий подвергается неизбежной утечке. Тем не менее порядок цифр продолжительности времени этот метод дает. Можно думать, что продолжительность интересующего нас отрезка может быть оценена временем не менее 2—3 млн. лет.

Одни из первых попыток определения длительности четвертичного времени принадлежат Ч. Ляйэллю и Д. Дэна. Первый оценивал его в 800 000 лет, второй близкой цифрой, в 720 000 лет. К этой оценке надо подходить очень критически, так как в то время учение о геологии четвертичных отложений совершенно не было разработано.

Значительно позднее этот же отрезок времени другими авторами оценивался совсем иначе (табл. 9).

Таблица 9

Продолжительность антропогена[1]

Годы	Авторы	Длительность антропогена (лет)	Послеледниковое время (лет)	Годы	Авторы	Длительность антропогена (лет)	Послеледниковое время (лет)
1863	Ч. Ляйэлль	800 000	—	1921	А. Пенк	500 000 1 000 000	— 20 000
1874	Д. Дэна	720 000	—	1921	Кенигсбергер	500 000 1 000 000	— —
1893	У. Эпгем	100 000	—	1923	М. Буль	125 000	8000—15 000
1900	Г. Мортилье	240 000	18 000	1924	М. Миланкович	650 000	—
1900	У. Соллас	400 000	17 000	1925	Г. Обермайер	600 000	4000—15 000
1908	А. Пенк	1 000 000	—	1927	П. Байер	200 000	10 000
1914	Пильгрим	1 290 000	—	1930	Эберль	800 000	
1914	Дж. Гейки	620 000	—	1933	П. Бэк	240 000	
1914	Г. Осборн	500 000	25 000	1939	К. Марков	240 000	8000—10 000
1920	А. П. Павлов	1 140 000	—				

Используя чисто геологические методы в своих первых работах, А. Пенк (1908) дает следующую оценку четвертичного времени (табл. 10).

Продолжительность времени, начиная с гюнцкого оледенения (которое в настоящее время правильнее относить еще к плиоцену), по данным А. Пенка, получается равной почти 1 000 000 лет, без учета

[1] По П. П. Ефименко (1938) с добавлениями автора.

Таблица 10

Время	Продолжительность	
	лет	в условных единицах
Последуанское (неолит) .	6 000	1
Дуанское— вюрмское . .	42 000—50 000	1
Вюрмского оледенения . .	—	больше 1
Рисс-вюрмское межледниковое	150 000	3
Рисского оледенения . .	—	больше вюрмского
Миндель-рисское межледниковое	600 000	12
Миндельского оледенения	—	менее рисского
Гюнц-миндельское межледниковое	150 000	3
Гюнцкого оледенения .	—	равное вюрмскому

времени, соответствующего миндельскому, рисскому и вюрмскому оледенениям.

На основе этих данных много позднее А. П. Павлов попытался оценить продолжительность и ледниковых промежутков времени. Для вюрмского оледенения он дает приблизительную цифру в 75 000 лет. Исходя из соображений, что продолжительность следующего, рисского, оледенения была большей, чем вюрмского, он оценивает его в 100 000 лет. Такую же цифру А. П. Павлов дает и для миндельского оледенения. Продолжительность гюнцкого оледенения определяется им аналогично вюрмскому, т. е. в 75 000 лет (А. П. Павлов, 1920).

Считая гюнцкое время относящимся к верхнему плиоцену и принимая во внимание указанные данные Пенка для продолжительности послетретичного периода, А. П. Павлов получил цифру в 1 140 000 лет, округло принимая ее равной 1 000 000 лет. А. П. Павлов отмечает, что его оценка менее высокая, чем оценка времени А. Пенка, не учитывавшего продолжительности ледниковых эпох.

Несколько позже упомянутой работы А. Пенка в III томе обширной работы того же автора, совместной с Э. Брюкнером (А. Пенк и Э. Брюкнер, 1909, т. III), даются несколько иные цифры, основанные, однако, на том же методе. Пенк, исходя из чисто геологических данных и корректируя их археологическими, определяет промежуток времени с момента отложения морен бюльской стадии у Фирвальдштетского озера в 20 000 лет. Этот промежуток времени он принимает за единицу и определяет продолжительность межледниковых эпох по следующему соотношению: 1 : 3 : 12 : 3. Таким образом, наибольшую продолжительность имеет миндель-рисское время — 240 000 лет; рисс-вюрмское и гюнц-миндельское время он определяет по 60 000 лет.

Оценки ледниковых эпох данный автор не касается, ибо трудно было подыскать безупречный критерий времени. В рассматриваемой работе приведен график, получивший название климатической кривой. По оси ординат авторы откладывали приблизительную величину изменения снеговой линии, беря за нуль современное ее положение, по оси абсцисс отложено время. Исходя из этой кривой, можно составить представление и об относительной продолжительности ледниковых эпох, оценку которых в цифрах авторы не приводят. Продолжительность всего чет-

вертичного времени, исходя из графика (рис. 61), надо определять в 500 000—520 000 лет (без гюнцкого времени).

В другом месте Пенк оценивает этот отрезок времени, включая гюнц, от 500 000 до 1 000 000 лет.

Несколько позднее, касаясь этого же вопроса, Гейки дает продолжительность четвертичного отрезка времени как минимум 620 000 лет (Geikie, 1914).

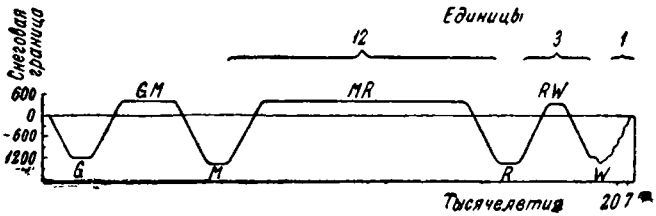


Рис. 61. Климатическая кривая Пенка—Брюкнера.

Почти совершенно неразработанным является определение возраста новейших отложений радиоактивным методом. В этом отношении имеются только отдельные попытки (Л. М. Курбатов, Шлундт — 17-й Междун. геол. конгресс, 1937). Однако отдельные авторы, как Кенигсбергер, определяют четвертичное время, основываясь на этом методе (по содержанию гелия в минерале цирконе) в диапазоне от 500 000 до 1 000 000 лет (см. Миланкович, 1939).

Среди астрономических методов подсчетов, попытки которых были даны многими исследователями, выделяется работа М. Миланковича, появившаяся в 1920 г. В ней Миланкович, учитывая периодические изменения элементов земной орбиты, как эксцентрицитет, наклон эклиптики, перемещение точки весеннего равноденствия, вычисляет колебания количества тепла, получаемого от Солнца на определенных широтах для промежутка времени в 650 000 лет назад от современности. Геологическую интерпретацию кривых Миланковича впервые дал В. Кеппен, опубликовав их совместно с вычислениями Миланковича в 1924 г. (Кеппен — Вегенер, 1924, глава «Климат четвертичного периода»). Он сделал следующие выводы: части кривой, заходящие за 68° (которые на диаграмме заштрихованы), образуют четыре пары состоящих из многих тысячелетий групп холодных лет, которые, судя по разделяющим их промежуткам времени, приблизительно соответствуют вюрмской, рисской, миндельской и гюнцкой фазам соответствующих схем Пенка — Брюкнера. Как отмечают авторы, «вероятность этой связи особенно усугубляется большим расстоянием между второй и третьей парами, соответствующими великому межледниковому периоду».

Свою диаграмму (рис. 62) Миланкович (1939) на основании совпадения с эпохами четвертичного оледенения Альп перестроил, приняв каждую пару зубцов за один ледниковый период. Обобщив их, он получил новую кривую (рис. 63), чрезвычайно близкую к кривой Пенка — Брюкнера.

Продолжительность времени по этой схеме дана в таблице на стр. 123 (см. табл. 11).

Такое совпадение позволило Кеппену утверждать о полной взаимосвязи ледниковых эпох и количества радиации, отраженной на кривой

Таблица 11

Время	По Пенку и Брюкнеру (рис. 61)	По Миланковичу (рис. 63)
Поздне- и послеледниковое время . . .	20 000 лет	20 000 лет
Рисс-вюрм . . .	60 000 »	62 000 »
Миндель-рисс . .	240 000 »	193 000 »
Гюнц-миндель	ок. 100 000 »	67 000 »

Миланковича. Скоро нашлись и последователи Кеппена. К ним относятся, например, В. Зергель, который связывает установленные в Тюрингии на реках Ильма и Заале террасы в количестве 11 с периодами подъема радиации. Приходя к выводу, что число террасовых уступов

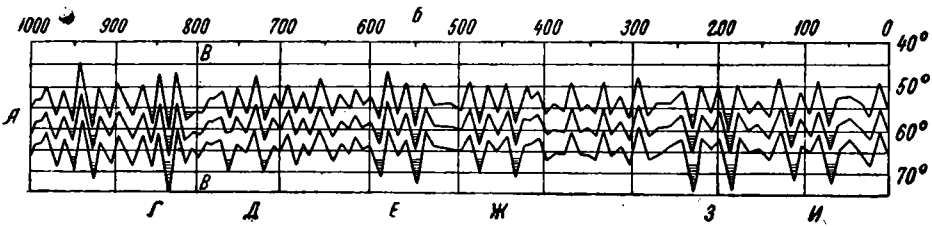


Рис. 62. Диаграмма инсоляции по Миланковичу (1939).

А — эквивалент широты; *Б* — тысячелетия; *ВВ*—начало антропогена; *Г* — плиоцен; *Д* — дунайская фаза оледенения; *Е* — гюнцкая фаза оледенения; *Ж* — миндельская фаза оледенения; *З* — рисская фаза оледенения; *И* — вюрмская фаза оледенения.

указывает на число ледниковых и межледниковых эпох, а высота уступов на длительность их, Зергель построил таблицу, приведенную на стр. 124 (см. табл. 12).

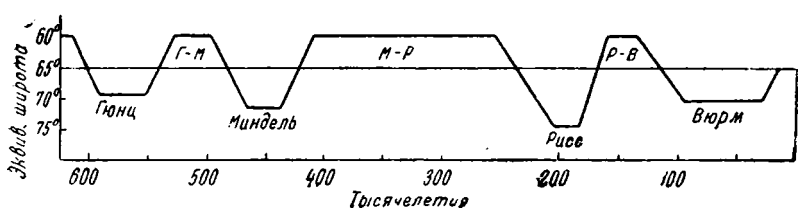


Рис. 63. Кривая Миланковича (по Миланковичу, 1939).

Таким образом, общую продолжительность четвертичного времени, включая сюда и то, которое мы относим к плиоцену (гюнц), данный автор, следуя Пенку — Брюкнеру, оценивает около 600 000 лет (Зергель, 1925).

Позднее, в 1930 г., Эберль, изучая северные предгорья Альп в районе междуречья рр. Лех и Иллер, пытался увязать данные своих наблюдений с графиком хода радиации Миланковича. Встретившись в районе своих исследований со следами галечников более древнего возраста, он специально попросил Миланковича вычислить продолжение диаграммы за 65-е тысячелетие до 1 000 000 лет. Результаты сопоставлений Эберль выразил в построенном им графике, который показывает поразительное сходство с данными математических вычислений. На

Таблица 12

Таблица продолжительности ледниковых и межледниковых эпох по Зергелю

Последовательность ледниковых и межледниковых эпох	Тысячелетия		Абсолютная продолжительность в тысячелетиях	
	Ледниковая эпоха	Межледниковая эпоха	Ледниковая эпоха	Межледниковая эпоха
Оледенение IV	26—21		5	
Межледниковая эпоха IV—IV		66—26		40
Оледенение IV	74—66		8	
Межледниковая эпоха IV—IV		110—74		36
Оледенение IV	118—110		8	
Межледниковая эпоха IV—IV		139—118		21
Оледенение IV	144—139		5	
Межледниковая эпоха III—IV		183—144		39
Оледенение III	193—183		10	
Межледниковая эпоха III—III		225—193		32
Оледенение III	236—225		11	
Межледниковая эпоха III—III		302—236		66
Оледенение III	306—302		4	
Межледниковая эпоха II—III		429—306		123
Оледенение II	434—429		5	
Межледниковая эпоха II—II		470—434		36
Оледенение II	478—470		8	
Межледниковая эпоха I—II		543—478		65
Оледенение I	550—543		7	
Межледниковая эпоха I—I		585—550		35
Оледенение I	592—585		7	

нем по оси абсцисс отложены промежутки времени, выраженные в относительных геологических единицах, воспроизводящих ритм климатических колебаний. По оси ординат нанесены расстояния, на которые ледниковый язык выдавался по отношению к области питания. В результате своих работ Эберль приходит к выводу, что граница и четвертич-

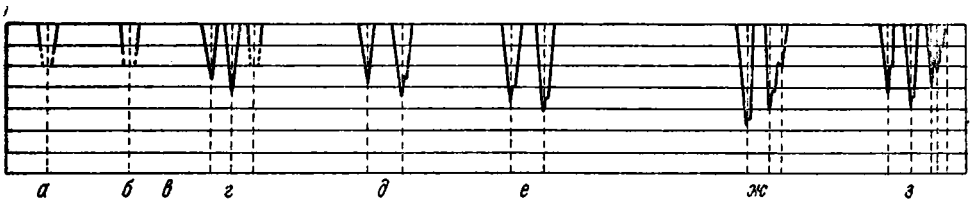


Рис. 64. Стратиграфическая диаграмма (по Эберль, 1930).

а — оттобрейрский щебень (Бавария); *б* — штауфенбергский щебень (Гессен); *в* — начало ледниковых периодов; *г* — дунайские стадии; *д* — гюнцкие стадии; *е* — миндельские стадии; *ж* — нисские стадии; *з* — вюрмские стадии.

ного и плиоценового времени должна проходить ниже дунайского оледенения, вследствие чего и общая продолжительность четвертичного времени (в его понимании) возрастает до 800 000 лет (Эберль, 1930) (рис. 64).

Позже (в 1933 г.) швейцарский геолог П. Бек дал совершенно новую стратиграфическую схему для четвертичного периода применительно к Альпам и совершенно иначе подошел к четвертичной хронологии.

Беря за основу все ту же кривую Миланковича, он определяет длительность четвертичного периода в 1 000 000 лет. Но этот четвертичный период он понимает весьма своеобразно: к нему он относит и плейстоцен, и плиоцен. Однако, если брать отрезок времени, считаемый за четвертичный, для участков вне Альп и определять его продолжительность, исходя из стратиграфических сопоставлений, делаемых Беком, то он будет определяться всего в 240 000 лет.

Несмотря на оригинальность взглядов, выводы Бека надо признать очень мало обоснованными. Доказательством этого служит и то, что сам автор несколько позже от части их отказался. К сожалению, во многом неправильные и бездоказательные установки Бека были очень положительно восприняты некоторыми советскими геологами и географами (Крокос, Рейнгардт, Герасимов и Марков и др.) и нашли свое отражение не только на стратиграфических построениях, но также и в вопросах хронологии (И. П. Герасимов и К. К. Марков, 1939). В одной из этих работ мы читаем: «...продолжительность всей ледниковой истории Европейской равнины, даже если предположить безусловное существование четырех оледенений (Польша), (оценивается — *Н. Н.*) — всего 240 тыс. лет» (1939, стр. 192).

Из этого примера хорошо видно, что толковать математические кривые с геологической точки зрения можно очень широко. И на основании одних и тех же исходных данных одни геологи определяют продолжительность интересующего нас отрезка времени в 800 000 лет, другие в 600 000 и третьи в 240 000 лет. С одной стороны, эта разноречивость объясняется различными мнениями о нижней границе четвертичного периода; этот вопрос до настоящего времени для многих районов является проблемой, которая различными геологами разрешается поразному. С другой стороны, вызывают большие сомнения правильность получаемых результатов при вычислении астрономических фактов для больших промежутков времени, какое проделано Миланковичем. Поэтому многие и геологи и климатологи (например, Л. С. Берг, 1938, стр. 418) не придают большого значения подобным вычислениям.

Если допустить правдоподобность указанных расчетов, то, чтобы быть последовательным, нужно было бы признать, что образование многочисленных террас, перекрытых галечниками, связанными с моренами, есть явление чисто климатическое. Этот вывод совершенно не вяжется со всей той суммой известных нам в настоящее время фактов, которые говорят нам о связи террас с новейшими тектоническими движениями земной коры. Некоторые геологи пытаются увязать это противоречие, допуская тесную зависимость тектонических колебаний от хода различных космических и земных процессов, как изменения солнечного лучеиспускания, смена оледенений и межледниковых эпох и т. д. (Пермяков, 1938). Нам представляется, что вопрос о том, что считать следствием и что причиной — тектонические или космические факторы,— можно разрешить, только проанализировав и выявив на фактическом материале значение каждого из них.

Особенно невысокие цифры продолжительности антропогена дают отдельные геологи, вычисляющие время по результатам и скорости проявления некоторых геологических процессов (например, Соллас), и некоторые археологи, как М. Буль, Н. Байер и др. (см. табл. 10).

Значительно более разработанной оказывается геохронология самого конца четвертичного времени, которая стоит на грани с временем историческим. Продолжительность его определяют, применяя различ-

ную методику. Не останавливаясь на ее описании, укажем только, что основным здесь является геохронологический метод де-Геера (Марков, 1927). С помощью этого метода продолжительность послеледниковой эпохи была определена в 8 000 — 10 000 лет.

Что же касается отрезка позднеледникового времени и последнего оледенения, то здесь интересны соображения Э. Антевса. Применяя указанный метод, этот автор определяет начало убывания последнего ледяного покрова с момента его наибольшего распространения — около 40 000 лет назад. «Эта цифра может представляться,— отмечает автор,— преувеличенной или преуменьшенной менее чем на 10 000 лет» (Антевс, 1935).

Рассмотрение всего приведенного материала позволяет нам высказать следующие соображения:

1. Для абсолютной оценки времени мы должны прежде всего условиться в проведении нижней границы четвертичного времени. В соответствии с существующими воззрениями на стратиграфию четвертичных отложений мы разделяем те точки зрения, которые проводят грань между плиоценовым и четвертичным временем, между гюнцем и минделем, относя первый к верхнему плиоцену и последний к четвертичному времени (Г. Ф. Мирчинк, 1936; В. И. Громов, 1939; Николаев, 1947, и др.).

2. Из всех попыток выразить длительность четвертичного времени в абсолютных цифрах ни одна не может быть признана безупречной. Наибольшего доверия заслуживают вычисления последнего отрезка: поздне- и послеледникового времени.

3. Из геологических методов наибольший интерес представляют давно высказанные соображения А. Пенка о соотношении ледниковых и межледниковых эпох, выраженных им как 1 : 3 : 12 : 3.

4. По всем имеющимся данным (Павлов, Тутковский, Пенк и др.), надо, повидимому, считать продолжительность ледниковых эпох меньшей, чем межледниковых.

5. Многочисленные астрономические методы, в том числе метод Миланковича, применившего математические вычисления астрономических фактов для больших промежутков времени, вызывают много возражений и не могут быть приняты за основу.

6. В качестве исходных цифр для наших расчетов можно принять диаграмму А. Пенка — Брюкнера, с которой совпала и вычисленная кривая Миланковича.

Принимая во внимание наше определение нижней границы четвертичного времени, продолжительность его может быть оценена в 500 000 лет.

7. Продолжительность плиоцена, учитывая особенности гелиевого метода, ориентировочно может быть принята в 2 000 000—3 000 000 лет.

Литература

Берг Л. С. Основы климатологии. Учпедгиз, 1938.
Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, 1939.
Громов В. И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих. АН СССР, Сборник В. А. Обручева, т. II, 1947.
Ефименко П. П. Первобытное общество, ОГИЗ, 1938.
Марков К. К. Ленточные глины и связанные с ними проблемы. Труды Гос. геогр. об-ва. т. IX, в. 1, 1927.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата, М., 1939.
Николаев Н. И. О нижней границе антропогена. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, № 10, 1947.
Павлов А. П. Представление о времени в истории, археологии и геологии. М., 1921.
Пермяков Е. Н. Геологическая история долины р. Волги у Жигулей и т. д. Труды Геол. ин-та АН СССР, т. VII, 1938.
Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени, 1938.
Тутковский П. Несколько замечаний о ледниковой эпохе. Ежег. по геологии и минералогии России, т. III, в. 9, 1899.
Холмс А. Возраст Земли, М., 1937.
Antevs E. Last Glaciation.
Barrel J. Rhythmus and the measurements of Geological Time. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 28, 1917.
Beck P. Über das Schweizarische und Europeische Pliozän und Pleistozän. Eclogegeologische, Helwetia, v. 26, No. 2, 1939.
Eberl B. Die Eiszeitfolge im Alpen in Eiszeitalter. III, 1909.
Geikie J. The Antiquity of Man in Europe. 1914.
Jaranoff D. Morphologie der Hintesholkanischen Becken. Sofia, 1935.
Penck A. Das Alter des Menschengeschlechtes. Zeit. für Ethnologie, H. 3, 1908.
Penck A. und Brückner E. Die Alpen in Eiszeitalter, III, 1909.
Schuhert Ch. The Age of the Earth. Bull. Nat. Roser. Council., v. 80, 1931.
Soergel. Die Gleiderung und absolute Zeitrechnung der Eisezeitaltere. Berlin, 1925.

V. РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Для общей оценки новейших движений земной коры большой и разнородной территории СССР наиболее правильным было бы применить районирование ее по данному признаку и рассмотрение каждого района в отдельности. Такой подход был бы тем более рациональным, что и новейшие отложения, являющиеся в ряде случаев индикаторами молодых движений земной коры, удобнее всего рассматривать по естественным районам, в пределах которых отдельные типы этих отложений находятся в определенных парагенетических соотношениях.

Различные типы четвертичных отложений, особенно континентальных, в условиях того или иного рельефа формируются в зависимости от климата. Орография же страны стоит в тесней шей связи с геологической структурой района, историей ее развития и, в частности, с характером и особенностями проявления новейших движений земной коры.

Как мы уже имели случай указывать и как это рассматривают в современной геоморфологии, основные черты современного рельефа образуются вследствие непрерывно развивающегося взаимодействия двух основных рельефообразующих факторов: процессов денудации и новейших движений земной коры. Современный рельеф можно рассматривать как образование, выражающее динамическое равновесие между указанными факторами. Поэтому, проводя геоморфологическое районирование территории с точки зрения выявления роли каждого из взаимодействующих факторов в образовании и развитии рельефа, можно подойти и к выявлению естественных районов, характеризующихся тем или иным проявлением новейших тектонических движений земной коры.

Однако к проблеме геоморфологического районирования и, в частности, крупных территорий различные авторы подходят с различных точек зрения. В результате районирования даются соответствующие карты, прилагающиеся к региональным геоморфологическим исследо-

ваниям отдельных территорий и пользующиеся очень широким распространением. Принцип построения этих карт очень прост в смысле техники изображения и условных знаков, но очень сложен с точки зрения правильного обобщения фактов и данных, которые можно объединить применительно к одному району. Ценность таких карт геоморфологических районов для наших целей очень велика, так как они являются результатом генерализации и классификации отдельных типов форм земной поверхности на изучаемой территории и с этой стороны отражают разнообразные типы определенных морфологических комплексов (геоморфологических ландшафтов).

Такие карты приложены к многочисленным работам, например, С. С. Неуструева, Б. Ф. Добрынина, И. С. Щукина, И. П. Герасимова, Б. А. Федоровича, П. С. Макеева, А. Л. Рейнгарда, С. С. Кузнецова и многих других. Среди этих работ можно видеть две категории: первые охватывают отдельные участки территории СССР, а вторые касаются вопроса расчленения на районы всего Союза ССР и крупных его частей, как Европейская или Азиатская.

Работы первой категории, особенно многочисленные, представляют для нас в настоящий момент меньший интерес.

Работ второй категории — меньше. Рассматривая их, приходится отметить большое разнообразие в подходах к разрешению поставленной проблемы.

Первоначально при попытках расчленения Европейской части Союза на физико-географические области принимался во внимание один какой-нибудь признак, весьма различный у разных авторов. В основу деления, например, клали распределение растительности, климатических факторов, климат в связи с почвой и растительностью, почву; нередко комбинацию части перечисленных и других признаков и т. д. К попыткам построения таких общих карт районирования, в частности Европейской территории СССР, относятся работы Кеппена, Танфильева, Броунова, Никитина, Сибирцева, Глинки, позднее Крубера, Добрынина и др.

Интересный опыт районирования этой же территории с учетом многих факторов, в том числе и геологических, дал В. П. Семенов-Тян-Шанский (1915) и для Азиатской части Союза ССР — Л. С. Берг (1913).

Все эти попытки характеризуются неясностью принципиальных установок, отсутствием четкости в выделении районов, расплывчатостью и неконкретностью описания их и т. д. Однако работы более поздних лет, построенные на современных принципах, учитывающие новые факты и новые построения, дают в отношении разрешения этой проблемы много нового. Мы можем отметить интересные построения В. Д. Ласкарева, Д. Н. Соболева, Б. Л. Личкова и др.

Интересные взгляды на принципы физико-географического районирования высказываются в работах акад. А. А. Григорьева. Наконец, в последние годы появилось несколько новых схем деления Европейской территории на естественные области. К ним относятся работы Б. Ф. Добрынина, И. П. Герасимова. Особенно интересна для нас работа последнего автора для территории Казахстана, в основу районирования которой И. П. Герасимов кладет определенные представления о путях развития рельефа и выявлении тектонического фактора в этом развитии (см. выше).

На данных страницах невозможно охарактеризовать все направле-

ния, все попытки разрешения этой сложной проблемы и дать их критику. Это и не является нашей задачей — данный вопрос заслуживает самостоятельного анализа и изложения.

Из всех разнообразных схем деления территории СССР на отдельные геоморфологические районы мы отметим только немногие работы, имеющие то или иное значение для нас. К ним относятся работы Л. С. Берга, которые, несмотря на свою давность, достаточно точно в первом приближении дают представление о крупных геоморфологических районах (Берг, 1913, 1938). Значительное уточнение их дал в ряде работ акад. В. А. Обручев (1927, 1937). Большой интерес для районов Казахстана и Средней Азии представляют работы И. П. Герасимова (1943 и др.), а для территории Европейской части СССР многочисленные работы Б. Л. Личкова (1931, 1934, 1944). Общую схему расчленения в 1939 году предложил А. Н. Мазарович.

Выделяя различные районы, отличающиеся особенностями проявления новейших движений земной коры, необходимо принимать во внимание и схемы структурно-тектонического расчленения Европейской территории СССР. Это тем более необходимо, что в настоящее время намечается достаточно ясная связь между тектонической структурой и характером проявления новейших движений земной коры, отражающаяся чаще всего в скульптуре — особенностях геоморфологии района.

Наиболее подробная схема тектоники СССР была дана А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) и в несколько измененном виде А. Д. Архангельским (1941). Принципы построения общеизвестны, и мы на них останавливаться не будем. Необходимо отметить, что нам пришлось наряду с указанными работами использовать и другие, рисующие тектоническую структуру, отличную от представлений А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского.

В соответствии с изложенным на территории СССР можно выделить такие крупные районы, которые будут характеризоваться общностью структурных признаков, истории геологического развития и вместе с тем представлять собой районы с однотипным рельефом и комплексом развитых в них четвертичных отложений. Каждый такой район будет характеризоваться и общими особенностями в проявлении новейших движений земной коры.

На прилагаемой схеме мы делаем попытку районировать территории СССР по указанным принципам (рис. 65).

Сравнивая схему районов с гипсометрической картой СССР, можно видеть, что большая часть территории, именно северный участок, представляет собой в основном обширные равнины, плоские столовые возвышенности и только местами более приподнятые участки, в виде низких гор.

В соответствии со структурно-тектоническими особенностями и характером проявления новейших движений равнинные территории могут быть разделены на три крупные области: 1) Восточно-Европейскую равнину; 2) Западно-Сибирскую низменность и 3) Средне-Сибирское плато. Эти области, в свою очередь, могут быть расчленены на более дробные районы.

Указанные равнинные пространства с юга и юго-востока окаймлены горными областями различной ширины, особенно развитыми в крайней восточной части рассматриваемой территории. Такими высокоприподнятыми и расчлененными горами являются (с запада на восток): Карпа-

ты, Крым, Кавказ, Копет-Даг, Памир, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, широкая полоса Станового хребта, переходящего в Верхоянский хребет и сложную систему хребтов на крайнем северо-востоке СССР.

Среди этой сложно построенной зоны и в орографическом, и в структурно-тектоническом и в геоморфологическом отношении могут быть выделены отдельные районы, разнящиеся и по особенностям

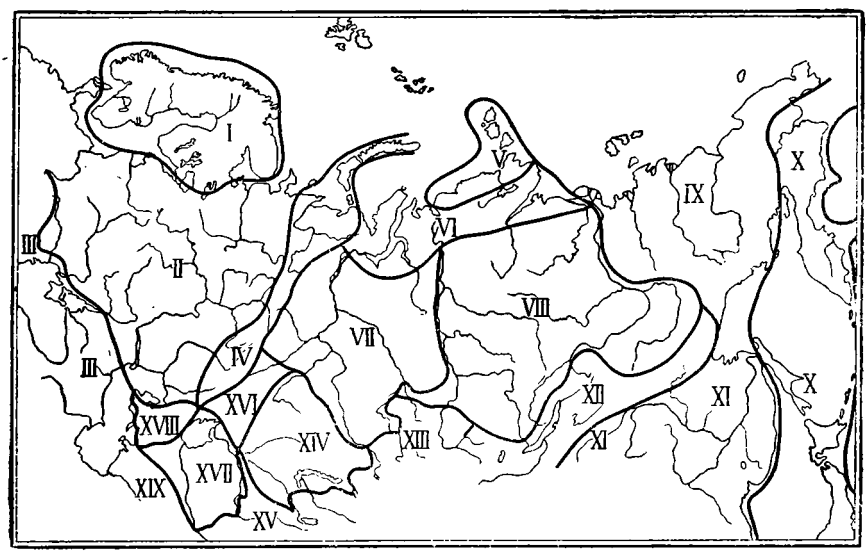


Рис. 65. Районы проявления новейших движений земной коры.

проявления новейших движений. Такие крупные районы показаны на нашей схеме.

Таким образом, нами выделяются следующие районы проявления новейших движений земной коры (рис. 65):

I. Скандинавско-Кольский.
II. Восточно-Европейский.
III. Карпатско-Крымско-Кавказских гор.
IV. Уральских гор и Предуралья.
V. Таймырский.
VI. Обско-Хатангский.
VII. Западно-Сибирский.
VIII. Средне-Сибирский.
IX. Верхоянско-Чукотский.
X. Камчатско-Сахалинский.
XI. Забайкальско-Амурский.
XII. Байкальско-Саянский.
XIII. Алтайско-Саянский.
XIV. Восточно-Казахстанский.
XV. Памиро-Тянь-Шанский.
XVI. Тургайский.
XVII. Кызылкумский.
XVIII. Усть-Уртский.
XIX. Копетдагский.

Последующее содержание нашей работы будет заключаться в опи-

сании фактического материала по выделенным районам, его анализе, изложении выводов, которые следуют в отношении количественной и качественной характеристик новейших движений, и в выявлении новейшей тектоники.

Литература

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, 1941.
Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, Отд. геологии, XI, № 4, 1938.
Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафты и морфологические области. Сборн. в честь 70-летия Д. И. Анучина, 1913.
Берг Л. С. Ландшафтные зоны Союза. Животный мир СССР, т. 1, изд. АН СССР, 1937.
Герасимов И. П. Рельеф и поверхностные отложения Европейской части СССР. Почвы СССР, т. 1, АН СССР, 1939.
Герасимов И. П. Геоморфология Казахстана. Казахск. филиал АН СССР, Алма-Ата, 1943.
Григорьев А. А. О методологических установках и назревших задачах советской физической географии. Пробл. физич. геогр., т. 1, 1934.
Добрынин Б. Ф. Геоморфологическое районирование Европейской части СССР. Вопросы географии и картографии, сб. 1, ОГИЗ, 1935.
Добрынин Б. Ф. Геоморфологическая карта Европейской территории СССР, т. 1, БСАМ.
Крубер А. А. Физико-географические области Европейской России. Землеведение, 14, кн. 3—4, 1907.
Ласкарев В. О геоморфологическом разделении площади Европейской России. Геологич. Вестник, т. II, № 5—6, 1916.
Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, в. 1, Л., 1931.
Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1938.
Николаев Н. И. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, М., 1948.
Семенов-Тян-Шанский В. Типы местностей Европейской России и Кавказа. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии, т. 51, 1915.
Федорович Б. А. Геоморфологическое и тектоническое районирование Туркменских Кара-кумов в связи с их гидрогеологическими условиями. Труды Геоморфол. ин-та АН СССР, в. 12, 1934.
Щукин Н. С. Очерки геоморфологии Кавказа, Труды научно-исслед. Ин-та географии МГУ, т. 1, 1926.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

I. ВВЕДЕНИЕ

А. ВСТУПИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопрос о новейших движениях земной коры в пределах территории СССР и новейшая тектоника ее в настоящее время очень слабо разработаны. Степень изученности новейшей тектоники определяется общей геологической изученностью местности и, в частности, изученностью новейших отложений. В этом отношении по западной половине территории СССР мы располагаем значительно бо́льшим материалом, чем по восточной.

Наибольшее число исследований и, пожалуй, первых, относится к обширной области Скандинавии. Накопление фактических данных позволило шведским и финским геологам дать сводку по новейшим движениям, учесть их с количественной стороны и построить специальные карты.

В пределах СССР по этому району мы имеем многочисленные работы и советских исследователей: акад. А. А. Полканова, С. А. Яковлева, К. К. Маркова, М. А. Лавровой, Г. И. Горецкого и многих других.

Для других районов Европейской территории, Урала и Кавказа никаких специальных работ почти не производилось. Если в области Каспийского и Черноморского бассейнов отмечались признаки перемещения береговых линий, то единодушного мнения в отношении причины этого явления у геологов не было. Большинство было склонно связывать их с эвстатическими колебаниями уровня моря, хотя не отрицался и фактор молодых тектонических движений.

Впервые эти вопросы ставились и получали определенное разрешение: для района Ленинграда С. А. Яковлевым, для Черноморского бассейна Н. И. Андрусовым (многие работы), А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым; для Каспийского бассейна П. А. Православлевым и М. М. Жуковым; для Восточно-Европейской равнины Леваковским, Г. Ф. Мирчинком, Б. Л. Личковым, Р. Р. Выржиковским, С. С. Соболевым и многими другими; для Кавказа Л. А. Варданянцем, Г. Ф. Мирчинком, Н. В. Думитрашко и многими другими; для Урала В. А. Варсанофьевой, М. М. Толстихиной, Е. Н. Щукиной, К. В. Никифоровой и многими другими.

Совершенно невозможно перечислить все работы, в той или иной мере затрагивающие проблему новейшей тектоники, ибо данные по ней имеются почти в каждом региональном геологическом исследовании. Невозможно перечислить и все имена, с которыми связано познание новейших тектонических движений. Ниже мы попытаемся сделать первую сводку всего этого материала и осветим состояние изученности этой проблемы для отдельных районов. Однако заранее можно сказать, что источники, в которых рассеян материал по новейшей тектонике, поистине необозримы, и мы используем из них только главнейшие.

Нужно отметить, что все указанные работы касаются главным образом констатации движений в том или ином районе, выявления их направленности, распределения в пространстве, оценки сравнительной интенсивности и отчасти генезиса. В них совершенно не рассматриваются такие вопросы, которые указывали бы и выявляли характер движения, качественные особенности, связь, отличия и элементы сходства с теми колебательными движениями, которые в настоящий момент больше всего нам известны по изучению древних отложений. Эти вопросы затрагиваются только в двух работах М. М. Тетяева (1941, 1938), и им посвящены предварительные сообщения об исследованиях автора (Н. И. Николаев, 1946, 1947).

Б. ПУТИ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Как указывалось в первой части, некоторые исследователи под новейшей тектоникой понимают те тектонические процессы, которыми создан в основных чертах современный рельеф. Геоморфологическое значение термина «новейшая тектоника» особенно подчеркивается в последнее время С. С. Шульцем (1943). Такое понимание соответствует современным геоморфологическим представлениям о генезисе рельефа. Это обстоятельство чрезвычайно важно; оно намечает два основных пути в изучении новейших движений.

Во-первых, к изучению их можно подходить от изучения рельефа. Это — путь познания, идущий от современности в глубь времени, от изучения проявления современных физико-геологических процессов — к выявлению результатов аналогичных процессов в недавнем прошлом, от изучения современных форм рельефа — к установлению его эволюции и преобразований, которые, в геологическом смысле, были буквально вчера. И о тектонических процессах, тектонических движениях, судят также, исходя из устанавливаемых закономерностей в развитии рельефа.

Это тот путь, по которому очень часто идут географы-геоморфологи, то направление, которое чаще всего применялось для изучения новейших движений земной коры.

Однако существует и другая возможность выявления этих процессов и изучения их закономерностей, которая неоднократно использовалась и давала важные выводы, существенные результаты. Это — изучение новейших движений, если можно так сказать, «от геологии». Это путь познания противоположный первому: он идет от изучения древних тектонических процессов к новейшим, от установления закономерностей проявления движений геологического прошлого к выявлению их в настоящем.

1. Геологическое направление

Одними из первых работ, дающими определенные представления о новейшей тектонике Русской платформы и идущими по второму, геологическому, направлению, являются исследования А. П. Карпинского (1887—1919).

Две классические статьи: «Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды» (1887) и «Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России» (1894) вполне оправдывают характеристику, данную Н. С. Шатским, что они «значительно устарели по своему фактическому содержанию, но по методике и по основным обобщениям они еще совершенно свежи и в настоящее время» (Шатский, 1941).

А. П. Карпинский дал впервые палеогеографические карты по Европейской части СССР и выяснил основные закономерности в геологическом развитии Русской платформы. Мы отметим только наиболее существенные для нас.

Было установлено, что на рассматриваемой территории «происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными». Это были «волнообразные медленные колебания», имевшие в третичное время преимущественно широтную ориентировку — прогибания, сменившиеся в плейстоцене некоторым прогибанием меридионального направления.

А. П. Карпинский отмечал и характер современных движений:

«И в настоящее время в России продолжают существовать еще следы упомянутой меридиональной впадины, которая простирается теперь до окрестностей Саратова и сохранение которой связано, быть может, с образованием общего широтного понижения юга России и относительного повышения ее севера. В этой последней части довольно многочисленные наблюдения финляндских и наших ученых свидетельствуют о понижении морского уровня или повышения материка; на юге же существует указание на опускание суши» (Карпинский, 1894).

Таким образом, новейшие движения земной коры повторяют план и общие закономерности более древних: они носят колебательный характер и в новейшее время намечают изменение прогибания из меридионального на широтное. Существенно отметить, что и бореальную ингрессию и каспийские ингрессии четвертичного времени А. П. Карпинский связывал с движениями земной коры. Этот взгляд позже (1919) был им оставлен.

Указания на новейшие движения земной коры можно найти и у А. Д. Архангельского. Его взгляды, так же как и представления А. П. Карпинского, эволюционировали.

В одной из первых своих сводок: «Введение в изучение геологии Европейской России» (1923) А. Д. Архангельский определенно указывал:

«В послетретичное время мы не можем указать каких-либо движений земной коры даже в Прикаспийском и Арало-Сарыкамышском районах Русской плиты. Трансгрессия древнекаспийского моря, равно как образование в пределах Арало-Сарыкамышской впадины обширного пресноводного бассейна, изливавшего свои воды в Каспий через Узбой, приходится отнести исключительно за счет климатических изменений, именно увеличения влажности в связи с ледниковыми явлениями».

Однако впоследствии А. Д. Архангельский резко изменил свои представления. Он все особенности изменения в очертаниях Черного моря и его солености объяснял колебаниями земной коры. В отношении же колебаний береговой линии Каспийского моря, которые обычно объясняют изменениями климата, связанными с ледниковыми и межледниковыми эпохами, А. Д. Архангельский отмечает, что «гипотеза о существовании такой связи весьма вероятна, но, применяя ее, забывают о той подвижности земной коры, которая свойственна прилежащим к Каспийскому морю частям платформы и которая в значительной мере может объяснять трансгрессии и регрессии» (1934). О новейших движениях земной коры со всей определенностью А. Д. Архангельский говорит в работе, совместной с Н. С. Шатским и др. (1937).

Применяя тот же метод, который был первоначально предложен А. П. Карпинским, и сопоставляя палеогеографические карты, составленные для неогенового и четвертичного времени, т. е. идя из глубины геологических времен к современности, Архангельский приходит к выводу, что в течение этого времени происходил общий подъем всей Евразии, в результате чего море постепенно вытесняется из ее пределов.

Значительно позднее, применяя вновь разработанный метод — анализ мощностей — и строя ряд параллельных карт изопахит для Русской платформы по системам и отделам, В. В. Белоусов делает общие выводы в отношении хода развития колебательных движений (1940, 1944). Эти выводы устанавливают некоторые закономерности в проявлении движений.

Анализируя движения земной коры хронологически и применяя выявленные на древних движениях закономерности к новейшему материалу, этот автор делает ряд выводов и в отношении новейших движений, что видно из следующих его слов:

«В настоящее время мы переживаем момент общего поднятия страны, заключительного в альпийском цикле колебательных движений. Легко установить, что предположение о сохранении в момент общего поднятия Русской равнины плана ее внутреннего расчленения на частные области меньших и больших поднятий и опусканий оправдывается и для современной эпохи: например, Нижнее Поволжье и бассейн Нижней Печоры представляют собой области меньшего поднятия, чем другие участки нашей равнины, или области относительного опускания; но это как раз те области, которые в течение предыдущей геологической истории выявили себя в качестве районов субгеосинклинального режима» (Белоусов, 1940).

Приведенные выше примеры позволяют отметить следующие положения:

1. В установлении новейших движений все авторы исходят из анализа положения береговых линий и рассмотрения особенностей морских отложений: границ распространения, мощностей и проч. В частности, указанные исследователи использовали имеющиеся данные по бореальным трансгрессиям, черноморским и каспийским осадкам.

2. Совершенно не использовались данные по различным континентальным генетическим типам отложений и геоморфологические факты.

3. Закономерности в проявлении новейших движений вполне увязываются с закономерностями, установленными для более древних движений.

4. Новейшие движения связаны со структурными особенностями Русской платформы и ее геологической историей.

5. Данным методом устанавливаются только направление в развитии новейших движений и их основные особенности.

2. Географо-геоморфологическое направление

Наиболее яркими представителями данного направления являются С. С. Соболев и Б. Л. Личков. В своих работах они исходят главным образом из анализа рельефа. Типичны в этом отношении работы первого автора. Начиная с 1936 г. в ряде статей С. С. Соболев дает описания и результаты применения нового разработанного им метода изучения новейших движений (1936—1940).

Составив карту глубин главнейших базисов эрозии (см. первую часть) для Европейской части СССР и сопоставляя ее со структурными картами, С. С. Соболев приходит к следующим основным выводам о новейшей тектонике Русской платформы:

1. Горные сооружения в течение всего четвертичного периода и в настоящее время испытывают весьма интенсивное эпейрогеническое поднятие.

2. Прилегающие части предгорных впадин и платформ в некоторых местах испытывают также интенсивный подъем, в других местах не менее интенсивное опускание.

3. Русская платформа в отношении эпейрогенических движений представляет сложную гетерогенную область.

4. Различные по генезису и структуре области платформы часто испытывают одинаковые по направлению и интенсивности эпейрогенические движения.

5. Одинаковые по генезису и структуре области нередко испытывают различные по направлению и скорости эпейрогенические движения.

6. Возраст движений весьма разнообразен.

Идя по пути изучения рельефа, С. С. Соболев для своих выводов в данном случае привлек и геологический материал, однако использование его выглядит достаточно механичным. Тем не менее этот новый метод позволил вывести определенные суждения о проявлении новейших движений таких областей, которые до этого оставались неосвещенными.

Общие идеи в отношении проявления новейших тектонических движений на территории Русской платформы, следуя географо-геоморфологическому направлению, высказывает Б. Л. Личков. Этому вопросу, начиная с 1927 г., он посвящает более десяти опубликованных работ (1927, 1931, 1934, 1936, 1941, 1942, 1944). Две из них появились в течение 1944 года.

Все работы отличаются обилием привлекаемого материала, широтой постановки вопросов и заслуживают подробного анализа и рассмотрения.

Б. Л. Личков указывает, что «для эпирогенетических [правильнее эпейрогенических — *Н. Н.*] движений на территории Русской платформы в четвертичное время характерным являются два момента: 1) географическая приуроченность юга платформы к полосе окраины геосинклинали и 2) нахождение северной части ее в полосе послеледниковых зональных поднятий. Не входя пока в детали этого во-

проса, мы должны сказать, что такое географическое расположение Русской платформы в четвертичное время неизбежно должно было явиться причиной различных по типу и амплитуде эпирогенетических движений в разных ее частях, в зависимости от положения по отношению к территории бывшего материкового ледника» (1944). С точки зрения Б. Л. Личкова, «это общее указание должно быть положено в основу развития полной теории эпирогенетических движений на Русской равнине» (1944). По существу говоря, оно кладется в основу всех его работ. Основной смысл их, рисующий новейшую тектонику Русской платформы, сводится к следующему.

1. Эпейрогенические движения Б. Л. Личков связывает, главным образом, с ледниками антропогенового времени, периодически покрывавшими север европейской территории.

2. Движения земной коры рассматриваются им как изостатические — компенсационные, целиком зависящие от периодических ледниковых нагрузок и разгрузок.

3. Выделяются: а) центрально-ледниковая область, «никогда в течение всей эпохи не освобождавшаяся от льда» (Личков, 1944), которая была погружена на 800 м ниже периферии, и б) периферическая часть, в которой сказывались попеременно нагрузка и разгрузка льда, отражавшиеся на колебательных движениях.

4. Из этого делается вывод о зональности эпейрогенических движений, так как закономерности территориального сочетания поднятий и опусканий определялись положением края границы оледенения. Участки опусканий и поднятий, по Б. Л. Личкову, имеют вид полос, параллельных границе оледенения и вместе с тем взаимно параллельных.

Идея зональности эпейрогенических движений является основной идеей, которая развивается и доказывается во всех работах автора.

5. С установленной закономерностью проявления новейших движений Б. Л. Личков связывает и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины. Им выделяются:

а) пояса полессий, древних речных долин, происхождение которых Б. Л. Личков связывает с полосами краевых опусканий, примыкавших к краю ледника в каждую фазу его существования;

б) полосы «систем краевых поднятий», представляющие собой «районы выпучивания коренных пород». Сюда относятся такие образования, как Клинско-Дмитровская гряда, карбоновый глинт, Подольская куэста, Валдайский уступ и пр. Наравне с ним отмечаются Донб-Медведицкая антиклинальная зона, дислокации Саратовского района, Общего Сырта, поднятия в верховьях Соха и Черемшана, Сухонский вал, Сольвычегодское поднятие и др. В отношении некоторых из них высказывается мысль, что «ледниковый генезис их частью вполне установлен, а частью весьма вероятен» (1944).

6. Выделяемые поднятия (см. 5-б), отождествляемые Б. Л. Личковым с глубинными складками Аргана, он представляет как вспучивание коренных пород, связанное, однако, не с горизонтальными движениями, а с вертикальными. По Личкову, на платформе преобладал процесс эпейрогенеза, «настоящей складчатости на территории платформы не было». Как видно, исходными положениями в построении Б. Л. Личкова являются:

1. Формы рельефа. По ним этот автор определяет перигляциальную зону, по ним он рисует край ледника, по ним проводит изолинии движений.

2. Теоретическое credo автора заключается в признании правильности учения об изостазии, которое принимается им за законченную, все объясняющую теорию.

Именно изостазией Личков объясняет причину движений платформы, движения в области геосинклиналей. Изостазией объясняются все особенности и механизм этих движений. Изостазия оказывается причи-

Рис. 66. Схематическая карта изостатических зон Европы (по Б. Л. Личкову, 1931).

1 — зона террас средиземноморского типа; *2* — зона центрального оледенения; *3* — зона периферических оледенений; *4* — зона переходная; *5* — области неглубоких опусканий, а также *6* — больших морских и океанических глубин.

ной, которой объясняются и особенности рельефа платформы, его основные черты, распределение в пространстве и проч.

Из указанных исходных положений следуют и основные выводы о зональном распределении рельефа, зональности проявления эпейрогенических движений, причина которых заключается в оледенениях.

В работах Б. Л. Личкова сделаны попытки и графического выражения выводов автора. На рис. 66, 67, 148 даются схемы, иллюстрирующие его представления 1931, 1934 и 1944 гг.

Мысль о движении земной коры под влиянием нагрузки и разгрузки ледяных масс в ледниковые и межледниковые эпохи была высказана в 1882 г. Джемсоном (Jemieson) в работе «О перемещении земной коры в ледниковый период» и применена для объяснения движений в Скандинавии.

Эта идея получила признание и разработку у многочисленных исследователей — русских, шведских, финских, немецких и других. Эта мысль разделяется И. В. Мушкетовым, А. П. Нифантовым, де-Геером,

Саурамо, Мунте, А. Пенком, Хекбомом, Зергелем, Кеппеном, Борном и очень многими другими.

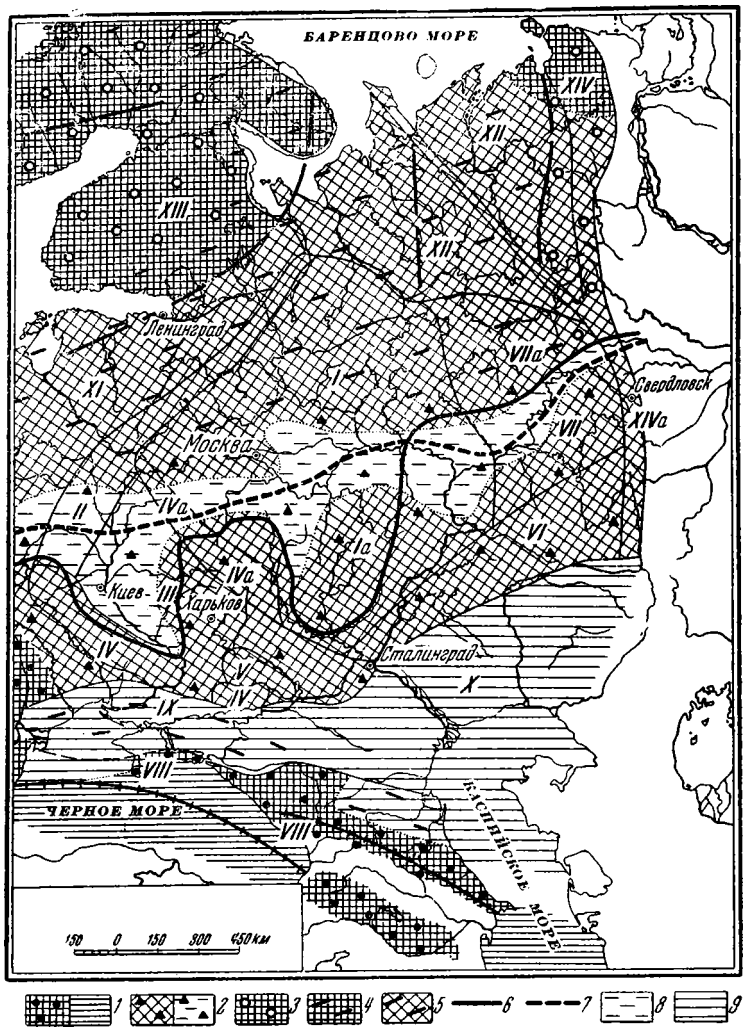


Рис. 67. Карта эпейрогенических движений Европейской части СССР (по Личкову, 1934).

Южная полоса: *1* — зона интенсивных горных поднятий ледниковой эпохи и связанных с ними геосинклинальных прогибов; *2* — зона замедленных поднятий ледниковой эпохи. Северная полоса: *3* — *4* — зоны интенсивных материковых опусканий ледникового времени и поднятий послеледникового; *5* — зона ослабленных материковых опусканий ледникового времени; *6* — граница оледенений; *7* — геоморфологическая граница северной и южной полос. Промежуточные полосы: *8* — зона полесских территорий; *9* — зона шельфового черноморско-каспийского опускания.

Римские цифры — обозначения геоморфологических районов.

3. Комплексное (геолого-геоморфологическое) направление

Наиболее плодотворным направлением в изучении новейших движений земной коры оказалось третье. Оно идет от установления геологи-

ческих закономерностей, дополненных изучением рельефа. В нем гармонично сочетаются два первых направления. Возглавляет это направление Г. Ф. Мирчинк.

Его работа, опубликованная в 1933 г., посвященная новейшим тектоническим движениям Европейской части СССР, намечает собою новую эпоху, новый рубеж. Эта работа войдет в историю геологической науки как классическая, дающая правильное направление в разрешении сложной проблемы новейшей тектоники.

Неслучайно, что после ее опубликования именно схема Г. Ф. Мирчинка, а не Б. Л. Личкова приводится в сводных работах по геотектонике Д. И. Мушкетова (1935), М. М. Тетяева (1938) и др.

Основная идея, высказанная Г. Ф. Мирчинком, может быть выражена следующими словами самого автора: «На четвертичную историю Европейской части СССР наложила отчетливую печать вся предшествующая тектоническая история края. Рассматривать ее вне перспектив прошлого невозможно. Оледенения были факторами, видоизменявшими общее направление тектонической истории, но не были главным фактором, определявшим характер эпейрогенических движений».

«Предшествующая тектоническая история привела к образованию на территории Европейской части СССР ряда структурных элементов, из которых каждый оказал влияние на четвертичную историю района» (Мирчинк, 1933).

И в этой, и в более поздних работах (1940) Г. Ф. Мирчинк подчеркивал, что новейшие движения можно хорошо уяснить лишь на основе понимания общей тектонической структуры района.

На основании анализа фактического материала по Русской платформе Г. Ф. Мирчинк приходит к выводу, что «эпейрогенические колебания четвертичного периода в основе не подчиняются закону зональности и не ориентируются по определенным зонам, зависящим от ледниковых нагрузок и разгрузок, а стоят в определенной связи со всей предшествующей геологической историей страны и связаны с ее общей геологической структурой».

Г. Ф. Мирчинк видел следствие там, где Б. Л. Личков устанавливал причину. Приведенная им геологическая и геоморфологическая аргументация является достаточно веской и убедительной.

Свою мысль Г. Ф. Мирчинк иллюстрировал схемой распределения эпейрогенических колебаний четвертичного периода на Европейской части СССР (рис. 68).

Говоря о третьем направлении в изучении новейших движений, синтезирующем два первые, необходимо вспомнить исследования М. М. Тетяева.

В работе 1938 г. «Геотектоника СССР» одна из глав посвящена современной тектонической структуре. М. М. Тетяев приходит к выводу, что «современное устройство территории СССР в виде распределения суши и моря, образования береговых границ, выпуклости континента и глубины морского дна возникло не ранее четвертичного времени и представляет, вероятно, длительный процесс, продолжающийся и в настоящее время» (1938, стр. 22).

Ниже он добавляет, что образование современного вида этой территории происходит путем вертикальных движений земной коры, развивавшихся в течение четвертичного периода после явлений альпийской

складчатости и закончившихся в общем к началу четвертичного периода (1938, стр. 38).

Рассматривая Европейскую часть СССР, Тетяев говорит об общем поднятии континентальной равнины, указывая, что это движение носит «явно колебательный характер при общей ведущей тенденции к поднятию» (1938, стр. 24).

Однако важными в исследованиях М. М. Тетяева являются не его региональные построения, а взгляды на качественные особенности самих движений, отражения их в формах рельефа, выявления их связи с более древними колебательными движениями. Эти взгляды излагаются главным образом в работе «Основы геотектоники» (1934, 1941).

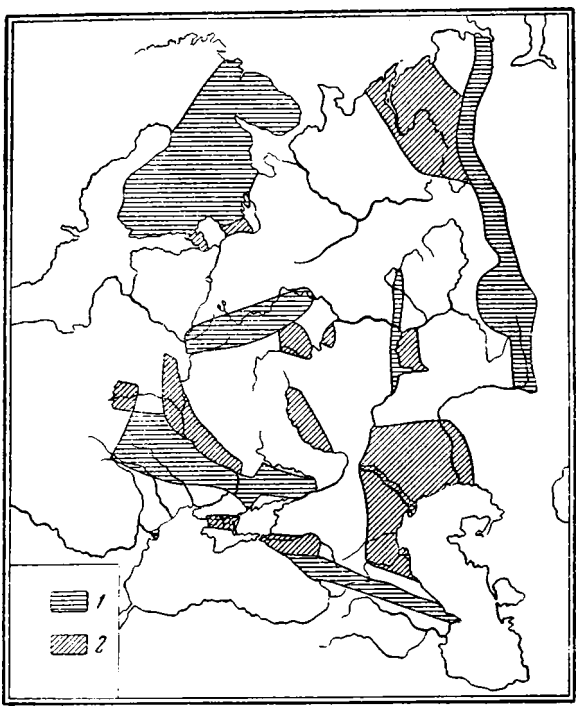


Рис. 68. Карта распределения эпейрогенических колебаний четвертичного периода Европейской части СССР.

1 — преобладание поднятий; *2* — преобладание опусканий (по Г. Ф. Мирчинку, 1933).

Мы, повидимому, не ошибемся, если скажем, что работы Тетяева в этом направлении являются единственными и в отечественной и в иностранной литературе. Высказанные им взгляды позволяют причислить Тетяева к третьему направлению изучения новейшей тектоники. В ряде случаев его взгляды оказываются руководящими как в изучении новейших движений, так и в понимании различных форм рельефа и разрешении некоторых проблем геоморфологии. К такому выводу мы приходим, анализируя особенности новейших тектонических движений не только в пределах Европейской, но и Азиатской части СССР.

Литература

Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Госиздат, 1923.

Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР, ОНТИ, 1934.

Белоусов В. В. Ритм колебательных движений земной коры. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 4, 1940.

Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Труды Ин-та геологич. наук АН СССР, в. 76, 1944.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды Ин-та географии АН СССР, в. XXXIII, 1939.

Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Акад. Наук, X, приложение 8, 1887.
Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Акад. Наук, № 1, 1894.
Личков Б. Л. Основная закономерность вековых поднятий и опусканий. Природа, № 11, 1927.
Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморфолог. ин-та АН СССР, в. 1, 1931.
Личков Б. Л. Об эпирогенетических движениях земной коры на Русской равнине. Труды Геоморфолог. ин-та АН СССР, в. 10, 1934.
Личков Б. Л. Движение материков и климаты прошлого Земли. АН СССР, 1936.
Личков Б. Л. О современной геологической эпохе в истории Земли. Изв. АН СССР, серия геологич., № 3, 1941.
Личков Б. Л. О поясах полесий и происхождении рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 1, 1944.
Личков Б. Л. Эпирогенезис и землетрясения. Природа, № 3, 1944.
Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Моск. конф. АИЧПЕ, в. 2, 1933.
Мирчинк Г. Ф. К вопросу о геологии россыпных месторождений. Сов. Геология, № 5—6, 1940.
Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. ОНТИ, 1935.
Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. Советская Геология, № 16, 1947.
Николаев Н. И. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, серия географич. и геофизич., № 2, 1947.
Николаев Н. И. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Геодезиздат, М., 1948.
Соболев С. С. К вопросу о значении эпейрогенических движений в формировании современного рельефа Украинской ССР. Изв. АН СССР, серия географич., № 4, 1937.
Соболев С. С. Глубина эрозии в Европейской части СССР. Почвоведение, № 9, 1938.
Соболев С. С. Глубина эрозии и эпейрогенические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Соболев С. С. Опыт почвенно-эрозионного районирования Европейской равнины Союза ССР. Проблемы советского почвоведения, т. XI, 1940.
Тетяев М. М. Основы геотектоники. ГОНТИ, 1934, 2-е изд., 1941.
Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
Шатский Н. С. Р. И. Мурчисон. Моск. об-во исп. природы, М., 1941.
Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1943.
Jamieson T. F. On the history of the last geological changes in Scotland. Geol. Soc. Lond. Quart. Journ., v. 21, 1865.
Jamieson T. F. On the casuse of the depression and re-elevation of the land during the glacial period. Geol. Mag., v. 9, 1882.

II. РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

По характеру и особенностям проявления новейших движений на территории Европейской части СССР и прилегающих участков можно выделить четыре крупных района: 1) Скандинавско-Кольский, 2) Восточно-Европейской равнины, 3) Карпатско-Кавказский и 4) Уральский.

В пределах каждого из перечисленных районов могут быть выделены и более дробные участки. Каждый из них характеризуется общностью структурно-тектонических признаков, истории геологического развития и представляет собой территорию с более или менее однотипным рельефом и комплексом развитых в них четвертичных отложений.

Ниже по каждому району дается описание фактического материала, его анализ и выводы в отношении количественной и качественной характеристик новейших тектонических движений.

Автор в своем обзоре не стремился дать исчерпывающей сводки (задача, в настоящее время мало выполнимая), используя в ней, главным образом, доступный, наиболее показательный материал.

А. СКАНДИНАВСКО-КОЛЬСКИЙ РАЙОН

Скандинавско-Кольский район охватывает Скандинавский полуостров, территорию Финляндии и прилегающие участки СССР. К последним относятся Кольский полуостров и Карелия. Северная, западная и юго-западная границы района соответствуют естественным ограничениям Скандинавии. Восточной и юго-восточной границами являются Белое море, линия, соединяющая Онежский залив с южным участком Ладожского и Онежского озер и Финским заливом.

Рассмотрением фактического материала мы затронем только крайнюю восточную часть описанного района, главным образом в пределах территории СССР. При этом дающийся ниже обзор совершенно не претендует на полноту.

Именно для этой области были сделаны первые указания на поднятия берегов, и вся территория Скандинавии считается классической страной для изучения колебательных движений земной коры. Поэтому необходимо хотя бы кратко остановиться на развитии наших представлений в отношении выявления новейших движений.

Сведения по этому вопросу можно найти в работах: А. М. Рундо (1922), Ф. Бергстена (1930), Я. Битиса (1940) и Н. И. Николаева (1948).

Впервые на понижение уровня Балтийского моря обратил внимание Урбах Хьярис (Urbau Hjaruc) в 1702 г. в работе, посвященной морям, озерам и источникам Швеции. Это изменение уровня автор объяснял изменением давления паров в резервуаре, находящемся внутри Земли, перемещением воды в породах. Общее понижение уровня Хьярис объяснял углублением проливов, соединяющих Балтийское море с Северным,— эрозией, благодаря чему уровень Балтийского моря, находившийся выше, постепенно понизился до уровня океана. Позже к этим взглядам присоединился Гисслер, но он колебания уровня моря рассматривал как следствие изменения атмосферного давления.

Двадцать лет спустя, Сведенборг (Swedenborg), также констатируя постоянное понижение уровня Балтийского моря, объяснял его увеличением скорости вращения Земли, в результате которого вода из полярных областей сплывает к экватору.

В 1731 г. для наблюдения за уровнем моря Шведской Королевской Академией Наук была нанесена марка, которая впоследствии неоднократно ставилась вновь. Наблюдения над такими марками с указаниями стояния уровня моря позволили определить и скорость поднятия (см. часть первую).

Несколько лет спустя, упсальский профессор Цельсий и знаменитый ботаник Линней начали путешествие вдоль побережья Швеции с целью собрать материал относительно колебаний уровня моря. В результате и они пришли к выводу о его постоянном понижении. Согласно их гипотезе, это понижение объясняется уменьшением коли-

чества воды вследствие испарения, потребления растениями и т. д. Они даже высчитали, что уровень Балтийского моря понижается на 4—5 фут. (120—150 см) в столетие.

Разрабатывая эту гипотезу далее, Далин (Dalins) приходит к выводу, что в начале культурной эпохи Швеция состояла из отдельных островов. Это заключение шло в разрез с учением церкви, и в 1747 г. на торжественном заседании риксдага духовенство объявило учение Цельсия еретическим и прокляло приверженцев этой теории. Вскоре после этого Броваллиус (Brovallius) выступил с якобы неоспоримым доказательством, что гипотеза уменьшения воды противоречит историческим фактам. После этого все споры прекратились.

В 1765 г. землемер Отто Рунеберг (O. Runeberg) снова возвращается к этому вопросу, однако рассматривает его совсем иначе.

Все предыдущие авторы связывали перемещение береговой линии с понижением уровня моря. Рунеберг же для описываемой территории это явление объяснял медленным непрерывным поднятием земной коры — взгляд, который несколько ранее высказывался М. В. Ломоносовым, объяснявшим аналогичные явления медленными колебательными движениями земной коры. Так в геологической истории появилась замечательная мысль, которая позднее заменила гипотезу обмеления Балтийского моря Хьяриса и гипотезу уменьшения количества воды Цельсия.

Теория Рунеберга вначале не находила сочувствия среди современников, и лишь спустя 30 лет, сперва Плейфер (1802), а позднее Леопольд фон-Бух примкнули к этой точке зрения. Последний исследователь на основании наблюдений, произведенных им во время путешествия по Швеции, Норвегии и Финляндии, пришел к выводу о том, что материк, окружающий Балтику, подвержен медленному поднятию «от Фридрихсгальда до Або и может быть до Петербурга». При этом он отмечал, что «Швеция поднималась более Норвегии, и при том северная ее часть более южной».

Чарльз Ляйэлль указывает, что фон-Бух первый из геологов после личного осмотра высказался в пользу поднятия земной коры в Скандинавии (1856). После же опубликования исследований самого Ч. Ляйэлля в 1835 г. этот взгляд сделался общераспространенным. Его работа «Основные начала геологии» (русский перевод 1866), написанная в середине прошлого столетия, с точки зрения описания фактов по новейшим движениям земной коры в пределах Скандинавии не потеряла своего значения и в настоящее время. Им посвящена XXX глава второго тома («Поднятие и оседание земли, происходящие без землетрясения»).

Несколько позже, в 1848 г., английский геолог Чембер (Chambers R., 1848) вводит новую терминологию. Не признаваемый многими и как бы пристрастный термин «поднятие и опускание материка» он заменил более нейтральным термином «перемещение (сдвиг) береговой линии», который постепенно укореняется в литературе.

С началом исследований ледниковых отложений Скандинавии (1840) появляются мысли о связи вертикальных движений земной коры и перемещений береговых линий с оледенениями. Наиболее определенно эту мысль изложил в 1882 г. Джемсон (Jamieson).

Обобщение наблюдений над реперами было дано в 1880 г. Хольмстромом, который считает установленным факт перемещения береговой линии не только Балтики, но и Каттегата, причем этот сдвиг

всегда имеет отрицательный знак. Величина перемещения меняется как во времени, так и в пространстве: последний максимум относился к половине XVIII в., с тех пор темп перемещения береговой линии стал более слабым. Однако взгляд на перемещение береговой линии как функцию систематических изменений уровня моря находил сторонников и после Хьяриса и Цельсия. Так, в 1792 г. Норденанкарр (Nordenankarr) и в 1888 г. Хольмстром (Holmströms) высказывали мысль, что уровень Балтийского моря, находящийся выше уровня океана, вследствие стесненного стока воды через пролив постепенно сравнивается с уровнем океана.

Этот взгляд стал особенно популярным после того, как к нему присоединился в своем труде «Лик Земли» Э. Зюсс. Подвергнув критическому разбору и геологические и гидрометрические данные, Зюсс связал перемещение береговой линии Балтийского моря с климатическими и гидростатическими факторами. Категорически отвергая поднятия земной коры, он, как и его предшественник, объясняет эти перемещения недостаточным поступлением воды в Балтийское море и постоянным эвстатическим понижением его уровня.

Как известно, после этого Брюкнер, А. Пенк, Зигер и др. отвергли наличие климатических изменений, которые могли бы оправдать взгляды Зюсса. Исследование озер Швеции А. Валленом и др. показало, что вековое убывание уровня их лишь отчасти может быть объяснено климатическими факторами, главным же образом они представляют функцию геологических процессов. Это хорошо было показано на озерах территории СССР для описываемого района Г. Ю. Верещагиным (см. первую часть данной работы) и другими исследователями. Окончательно воззрения Зюсса были опровергнуты многочисленными исследованиями А. де-Геера, Рамсея, Саурамо, Мунте и многими другими.

Теория, объясняющая колебания уровня Балтики вековым поднятием материка, получила в самое последнее время поддержку в новейшем исследовании, принадлежащем Р. Виттингу (1918). Последние известные нам работы, посвященные анализу гидрометрических водомерных наблюдений, принадлежат Я. Битису (1940) и Б. Гутенбергу (1941). Применяя оригинальный метод пересчета и учитывая влияние климатических, эвстатических и космических факторов на поведение уровня моря, Битис дал новую схему современных движений земной коры Балтики, отличающуюся от схемы Виттинга. Иной метод применил Б. Гутенберг, который также составил схему новейших движений этой же территории.

Из чисто геологических исследований последнего времени для территории СССР можно отметить работы С. А. Яковлева (1924—1927), К. К. Маркова (1931 и др.), Б. Ф. Землякова (1936), А. А. Полканова (1937), М. А. Лавровой (1939 и др.), Д. Г. Панова (1937), Г. Горецкого (1944) и многие другие.

Как показывает изложенное выше, для изучения новейших движений данного района применялись как инструментальные (геодезические, гидрологические), так и историко-геологические методы.

Весь описываемый район четко выделяется как область выходов на поверхность кристаллических пород докембрийского фундамента. В структурно-тектоническом отношении он образует так называемый Балтийский щит (Архангельский, 1941; Шатский, 1937).

С геологической точки зрения для всей описываемой территории характерны следующие особенности: 1) почти вся область сложена

докембрийскими кристаллическими породами; 2) с давних времен он представляет собой район интенсивно проявляющейся денудации; 3) в четвертичное время этот участок был центром оледенений и представлял собою область ледниковой денудации; поэтому во многих местах наблюдаются выходы коренных пород, а четвертичные отложения отличаются небольшой мощностью.

К древнейшим четвертичным отложениям описываемого района относят основную морену предпоследнего оледенения, относимого к рисскому веку. Она встречается редко — в западинах коренного рельефа, древних долинах. В юго-восточной части Кольского полуострова на этой морене залегает мощная толща морских отложений с фауной бореальной трансгрессии (рисс-вюрмского века). Абсолютная высота нахождения их определяется в 140—150 м. Перекрываются они основной мореной последнего, вюрмского, оледенения.

По М. А. Лавровой, «эти данные указывают, что в рисс-вюрмский межледниковый период Кольский полуостров испытал значительные эпейрогенические колебания. Если исходить из современного положения морских слоев, то величина поднятия для береговой линии... бореальной трансгрессии выразится числом около 200 м».

Возраст морских межморенных отложений Карелии определяется различными авторами по-разному. Если считать их аналогами бореальных отложений Северного края (М. Лаврова), а не видеть в них интерстадиальные отложения последнего оледенения (Б. Ф. Земляков и др.), то можно говорить, что в различных местах обширной описываемой территории, где сохранились остатки морских межледниковых отложений, перекрытых мореной последнего оледенения, они лежат на различных абсолютных высотах. Все это отчасти указывает и на неравномерность последующих движений земной коры, которые были бóльшими на Кольском полуострове и меньшими в области восточной и юго-восточной Карелии.

Наиболее выяснены позднеледниковые и послеледниковые поднятия Скандинавии. Этим вопросом в различных местах, обобщая данные и других исследователей, занимались В. Рамсей (1898, 1905), И. Седергольм (1911), М. Саурамо (1929), Г. Мунте (1929), Таннер (1930), А. Полканов (1911—1937), А. Иностранцев, Е. Дьяконова-Савельева, Б. Земляков, С. А. Яковлев, К. К. Марков, С. В. Яковлева, М. Лаврова, Г. Горецкий и многие другие, опубликовавшие свои работы за 1920—1940 гг.

Все эти исследователи установили, что параллельно с начавшимся отступанием последнего ледника происходило поднятие материка. Это поднятие устанавливается по положению волноприбойных знаков, намечающих собой уровень моря, абразионных террас, береговых валов и пр. В послеледниковое время поднятие шло неравномерно. Градиент поднятия увеличивался с юго-востока на северо-запад. Ось поднятия в пределах Кольского полуострова в послеледниковое время определяется М. Лавровой приблизительно на юго-запад 240°. Однако вряд ли это правильно. Для Кольского полуострова можно наметить ось, идущую в северо-западном направлении, причем за пределами СССР она отклоняется к западу и затем принимает юго-западное направление. Аналогичная картина наблюдается и в пределах Карелии. Там также может быть намечена самостоятельная ось поднятия, располагающаяся между Ладожским и Онежским озерами и идущая в северо-западном направлении. В Финляндии и Швеции она изменяет свое направление на

юго-западное — основное для всей Скандинавии.

Максимальная величина поднятия за послеледниковое время для средней части Балтийского щита относительно его окраины определяется цифрой более 350 м (Саурамо, 1934).

Для советской территории эти максимальные величины оказываются немногим больше 150 м. Делая соответствующий пересчет, можно определить скорость поднятия в год: она равна 4—5 см для области максимального поднятия и приблизительно 2 см для наиболее поднимающихся участков на территории СССР.

Однако это поднятие идет неравномерно в пространстве и, повидимому, во времени. М. Лаврова, например, указывает неравномерное поднятие центральных частей Кольского полуострова: «На более значительное поднятие их по сравнению с окружающими районами указывают высокие абсолютные отметки отложений флювиогляциальных дельт, расположенных в периферических частях долин, подтопленных ледниковым озером, а также сильное развитие эрозионных процессов в долинах центральной части Хибин» (1939).

Характеристику положения послеледниковых береговых линий дают так называемые эпейрогенические спектры, предложенные В. Таннером (1930, 1933) и составлявшиеся акад. Полкановым (рис. 69). Эти диаграммы показывают первоначальные и неизменные соотношения, существующие среди береговых линий. Каждая линия на диаграмме соответствует поверхности побережья. Все линии, по выражению Таннера, наклонены «к периферии эпейрогенической области, потому что скорость движения земной коры была постоянно больше в центре области, чем на ее периферии» (1933).

В других местах отмечают, что

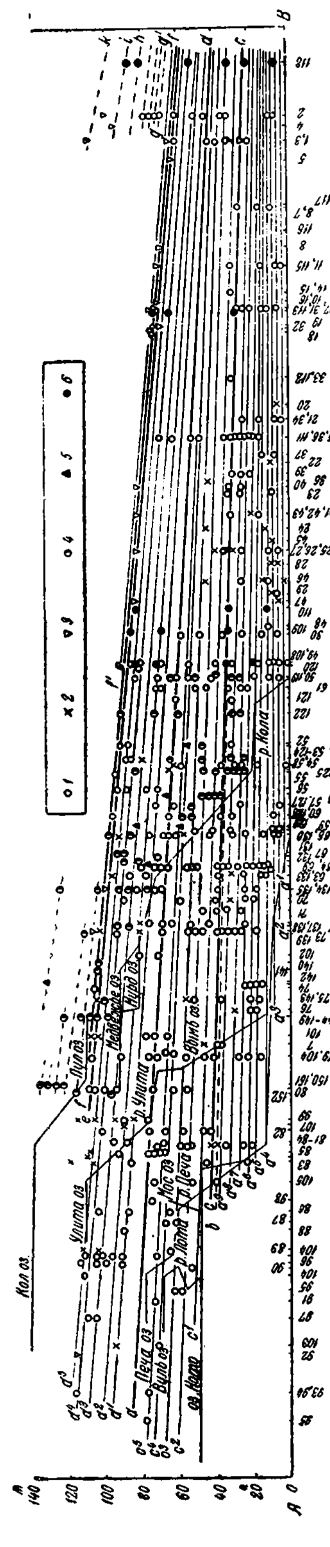


Рис. 69. Спектр эпейрогенического поднятия северо-западной части Кольского полуострова (по А. А. Полканову).
1, 6 — береговые линии террас и 2 — поверхности террас Кольского фиорда; 3, 4 — береговые линии террас и 5 — поверхности террас бассейна р. Колы.

береговые линии оказываются разбитыми сбросами и изогнутыми. Например, для Рыбачьего полуострова (рис. 70) такая картина установлена Таннером (1930) и подтверждается наблюдениями А. Полканова (1937). Аналогичные явления отмечались для береговых линий южной Финляндии Е. Хиппе и М. Саурамо.

Для Карелии Б. Ф. Земляков указывает «скачкообразное исчезновение древних волноприбойных линий в юго-восточной части Онежского озера при переходе от кристаллических пород к отложениям девонского поля». Он объясняет это погружением данного участка земной коры в послеледниковое время. В некоторых местах этим же автором

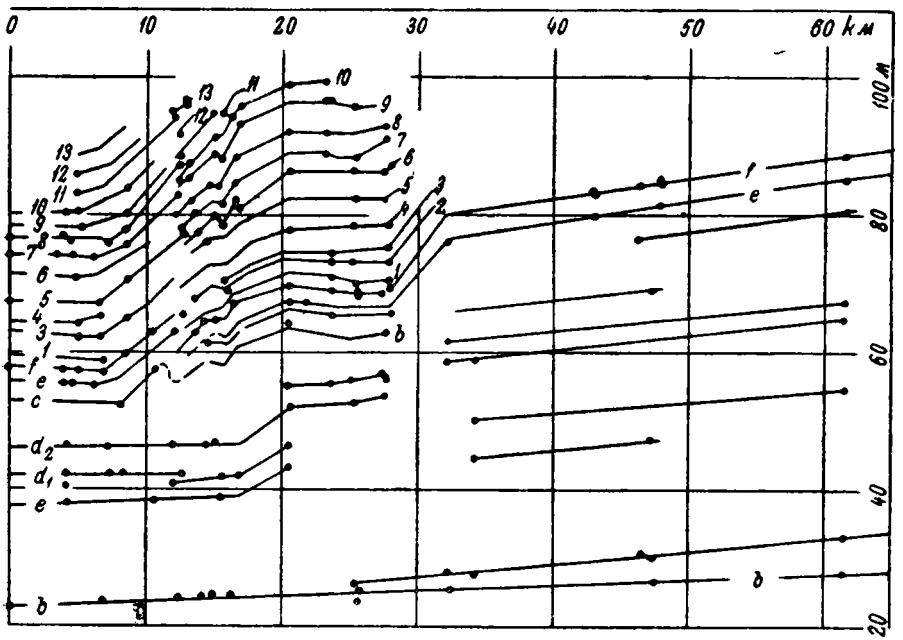


Рис. 70. Послеледниковые моренные уровни на Рыбачьем полуострове, смятые молодыми тектоническими движениями (по Таннеру).

наблюдались и совсем молодые разломы. На р. Повенчанке, в районе оз. Кальезера, например, хорошо образованные «бараньи лбы» оказывались разбитыми трещинами с прекрасными зеркалами скольжения, совершенно не измененными работой льда (рис. 71).

Для восточного побережья оз. Имандры Г. Д. Рихтер и С. Ф. Егоров устанавливают наличие признаков весьма молодых движений, почти современных, выражающихся в перемещении отдельных частей побережья.

Наконец, неравномерные движения земной коры находят отражение также в местных озерных трансгрессиях. Первоначально следы такой трансгрессии были обнаружены Ю. Айлио (1915) на берегах Ладожского озера. Позднее Г. Верещагин (1926) констатировал это явление для берегов оз. Сегозера, у которого северо-западная часть носит следы отрицательных движений береговой линии, а юго-восточная часть — следы положительных движений.

Отмечается это явление (Б. Ф. Земляков, Г. Верещагин) и для Онежского озера, где современная озерная трансгрессия охватывает южное и юго-восточное побережье.

Интересно отметить, что для разрешения этого вопроса применялся не только геоморфологический метод (К. К. Марков, Б. Земляков и др.), но и метод анализа многолетних футшточных наблюдений водомерных постов (Г. Верещагин). Последние данные, однако, позднее были подвергнуты сомнениям на основании работ Е. Берга, который установил смещение некоторых футштоков (выпирания из грунта сваи с футштоком).

Аналогичный процесс перемещения береговой линии был отмечен Б. Земляковым и для оз. Выг.

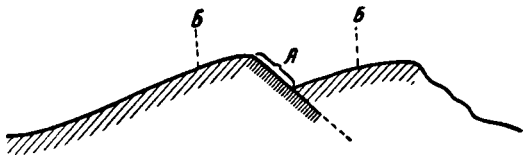


Рис. 71. Схематический профиль «бараньего лба», разбитого тектонической трещиной, из среднего течения р. Повенчанки.
А — зеркало скольжения; *Б* — ледниковая штриховка (по Землякову, 1936).

Как указывает А. Полканов (1937), «в настоящий период поднятие периферической части Кольского полуострова происходит очень медленно, судя по современным широким береговым валам, широким абразионным площадям в коренных породах Рыбачьего полуострова и, наконец, по тем абразионным бороздам, которые мне пришлось наблюдать на острове Брандвахте в гнейсо-гранитах у современного уровня моря» (Полканов, 1937).

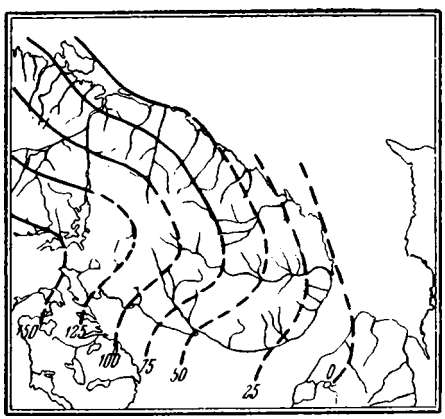


Рис. 72. Изобазы позднеледникового поднятия Кольского полуострова (по Полканову, 1937).

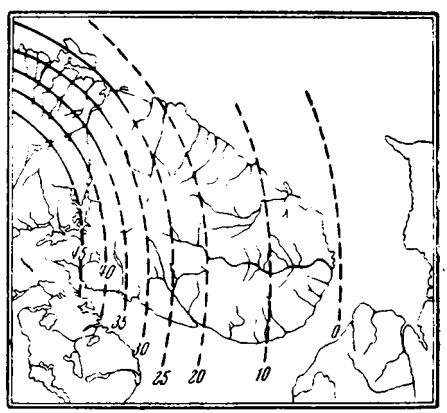


Рис. 73. Изобазы послеледникового поднятия Кольского полуострова (по Полканову, 1937).

Хорошим показателем новейших движений земной коры в пределах Мурманского побережья Кольского полуострова служит реликтовое оз. Могильное на острове Кильдине. Как было указано выше (часть первая), оно возникло в результате отрицательного движения береговой линии в недавнем прошлом.

В центре Кольского полуострова, отмечает Полканов, «поднятие происходит быстрее, о чем можно судить по происходящему и теперь подтоплению берегов и заболачиванию северных оконечностей Нотозера, Пулозера, Мудозера, Уртозера и других озер, удлиненных приблизительно в меридиональном направлении, при одновременном обмелении их южных частей. В северной оконечности Нотозера можно

видеть подтопленное русло р. Туюмы с протоками и островами» (1937) (рис. 72, 73).

На основании положения и археологической датировки могильника на о. Оленьем А. Полканов определяет максимальную величину поднятия (для краевой части) в 0.25—0.5 см год. Для центральных частей Кольского полуострова тот же автор указывает величину 2.5—5 см в год, отмечая, однако, что эти цифры являются преувеличенными.

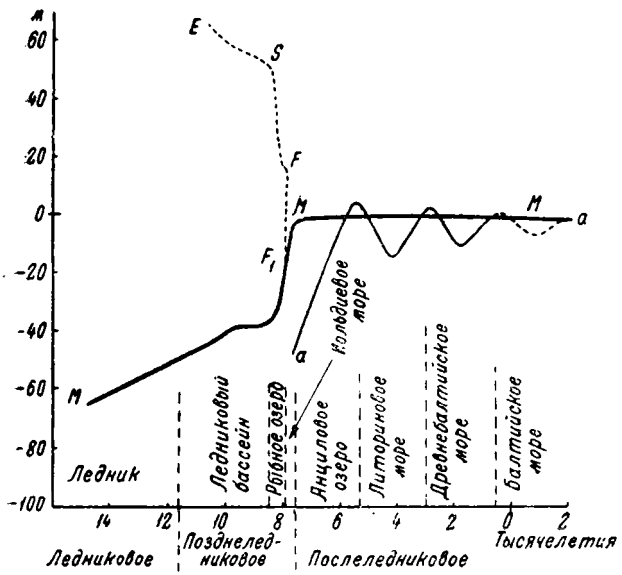


Рис. 74. График колебании земной коры в районе Ленинграда за поздне- и послеледниковое время (по С. А. Яковлеву).

Чрезвычайно подробно вопрос о позднеледниковых и послеледниковых движениях был рассмотрен для района Ленинграда С. А. Яковлевым (1924—1926) и дополнен и откорректирован наблюдениями К. К. Маркова. Работы как первого, так и второго авторов могут считаться в этом отношении классическими исследованиями (рис. 74, 75).

На основании анализа чрезвычайно большого и разностороннего материала С. А. Яковлев приходит к выводу, что в течение послеледникового времени колебания земной коры совершаются не беспорядочно, а закономерно, по принципу затухающих колебаний. Для иллюстрации этой мысли он построил диаграмму вековых колебаний, подчеркивая, что это только схема, так как часть слагающих ее цифр является приближенными, а часть получена путем интерполяции. Но ввиду того, отмечает С. А. Яковлев, что большинство данных установлено путем точных измерений, она в общем дает правильное представление о ходе колебаний земной коры.

Периоды колебаний, по С. А. Яковлеву, имеют одинаковую продолжительность, около 2400 лет (рис. 74).

Особо рассматриваются этим исследователем движения земной коры настоящего момента. «В 1911 г. проф. Сергиевский выполнил нивелировку Ленинграда высокой точности, соединившую марку ординара р. Невы с маркой абсолютной высоты, установленной Ф. Витрамом на Балтийском вокзале. Оказалось, что ординар р. Невы около Адмиралтейства всего только на 0.07 саж., а у Николаевского моста на 0.05 саж. выше нуля футштока в Кронштадте. Таким образом, Ленинград в 1911 г. оказался на 0.262 саж. ниже, чем в 1876 г.». С. А. Яковлев также указывает, что «столь значительное опускание за период времени в 35 лет является сомнительным и обусловливается, вероятно, какими-нибудь ошибками при нивелировках» (1926). Этот

вывод об опускании как бы противоречит выводу Бонсдорфа и Фусса, которые показали, что нуль футштока в Кронштадте постепенно повышается над уровнем моря. Оба исследователя объясняли это поднятием дна Финского залива: по Бонсдорфу — со скоростью 18 см в столетие, а по Фуссу — около 6 см.

Исследуя этот вопрос, С. А. Яковлев построил график колебаний земной коры по данным годовых колебаний уровня моря относительно нуля футштока в Кронштадте с 1841 г. по 1923 г.

Из графика (см. рис. 16, в первой части), построенного с введением различных поправок (ветер, давление и проч.), С. А. Яковлев делает вывод, что местность «не испытывает одно поднятие или одно опускание, а в различные годы подвергается то положительным, то отрицательным незначительным вертикальным движениям. Последние имеют различную величину и совершаются нерегулярно во времени» (1927).

Обобщая эти кривые, С. А. Яковлев приходит к выводу, что до 1860—1870 гг. данный участок поднимался, а в последующие годы поднятие сменилось опусканием, продолжающимся по настоящее время. Свой вывод С. А. Яковлев подтверждает и геоморфологическими данными, выражающимися в том, что за последние 47 лет установлено прекращение роста дельты р. Невы, что может быть, по С. А. Яковлеву, объяснено только опусканием местности (см. стр. 72 в первой части).

Вывод С. А. Яковлева хорошо согласуется с данными финских геодезистов Бломквиста и Ренквиста, которые установили опускание со скоростью (с поправками) в 19 см в столетие на основании наблюдений над колебаниями средних годовых уровней моря за период с 1887 по 1911 г. К такому же выводу об опускании местности южнее линии Выборг — средняя часть Рижского залива — северная Германия — пролив Б. Бельт — Дания пришел и другой финский геодезист Р. Виттинг (1922).

В свете этих данных интересно письмо ван-Эвердингена, директора Обсерватории в Де-Бильдт (Голландия), к Ю. М. Шокальскому (апрель 1927 г.), которое цитируется у А. П. Герасимова (1927). В письме указывается «что вопрос об опускании почвы в Голландии далеко нельзя считать разрешенным окончательно, и во всяком случае неправильно определение величины этого опускания в 1 м в течение столетия. По данным инженера Ramaer, довольно правдоподобна величина опускания в 30 см за период времени с 1800 по 1900 г. Кроме того, движение суши достаточно неправильно, и особая правительственная комиссия, изучав-

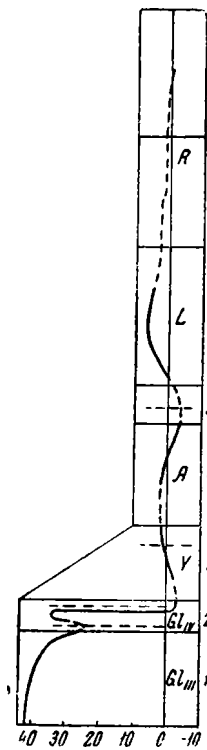


Рис. 75. Кривая вертикальных перемещений береговой линии для северо-западной части Ленинградской области (цифры у горизонтальной шкалы в основании ее — метры; горизонтальные прерывистые линии — границы между отдельными бассейнами).

Gl_{III} — Невское ледниковое озеро; Gl_{IV} — субарктическая позднеледниковая трансгрессия; *J* — иольдиевая регрессия; *A* — анциловая трансгрессия; *L* — литориновая трансгрессия; *R* — литориновая регрессия. Горизонтальные сплошные линии соответствуют климатическим периодам: *1* — арктический; *2* — субарктический; *3* — начало улучшения климата; *4* — бореальный; *5* — переходный; *6* — атлантический; *7* — суббореальный; *8* — субатлантический (по Маркову, 1932—1934).

шая наводнение в Ротердаме, не сочла возможным остановиться на какой-либо определенной величине опускания».

При разрешении вопроса о молодых колебательных движениях земной коры возникает необходимость учета эвстатического фактора, на что первоначально указал Тайлор. Исследования в этом направлении были произведены Нансеном, Рамсеем, Дэли, Марковым, Горецким и др. Выяснение значения гляциального эвстатического фактора привело к очень большим расхождениям в полученных путем вычислений цифрах. Трудную учитываемость этого фактора в изменениях уровня поздне- и послеледниковых бассейнов хорошо доказывают вычисления повышения уровня Мирового океана, которое должно было бы быть в результате полного растаивания современных льдов. Различные исследователи дают следующие величины (табл. 13, Дэли, 1925).

Таблица 13

Автор	Повышение уровня (в м)	Примечание
C. Maclaren (1842)	30	
A. Penck (1881)	16.5	Только антарктический лед
W. Wight (1914)	40	
R. Daly (1915)	11—37	
W. Humphreys (1915)	40	Гренландия 6, Антарктика 34
F. Nansen (1922)	15—25	
W. Ramsey	55—56	

Если вычисления для современных ледников дают такой разнобой, то, естественно, что учесть этот фактор для прошлого представляет колоссальные трудности из-за невозможности получения более или менее точной количественной его оценки.

Работы К. К. Маркова показали, что степень участия эвстатического компонента в происходивших изменениях уровня Балтики определить не удается (1934, стр. 65). Работы же Горецкого (1944) позволяют утверждать, что позднеледниковые трансгрессии совершенно не связаны с климатическим фактором и эвстатическим (гляциальным) изменением уровня объяснены быть не могут.

Новейшие изменения береговой линии Балтийского моря были объектом исследования очень многих геологов.

Движения береговой линии древних поздне- и послеледниковых бассейнов были для нескольких мест побережья сопоставлены А. Г. Хогбомом (1919), который дает графическое изображение их (рис. 76).

Горизонтальная линия чертежа *O* соответствует современному уровню моря; *A* — *B* — опускание южного балтийского озера около 7500 лет до нашей эры; *B* — *C* — иольдиевый морской бассейн; *C* — *E* — анциловый озерный период; *E* — *F* — литориновая морена, трансгрессия.

Точки, отмеченные на кривых, показывают уровень в соответствующее время.

К сожалению, сопоставить данную кривую с аналогичной кривой С. А. Яковлева (рис. 74) и К. К. Маркова (рис. 75) почти невозможно.

Все авторы расходятся в определении возраста отложений. Однако даже при разной стратиграфической оценке новейших отложений можно видеть, что при подробном изучении осадков послеледникового времени в областях, где они сохранились, получается по существу один

результат: выявляется колебательный характер движений уровней существовавших бассейнов. И есть много оснований предполагать, что перемещение береговой линии этих бассейнов связано не столько с климатическими изменениями, сколько с колебательными движениями земной коры. Те разногласия, которые имеются у многих исследователей новейших отложений в вопросах стратиграфии, палеогеографии и др., показывают всю сложность проблемы.

Рассматривая график Хогбома, можно также видеть, что колебательные движения земной коры с бóльшей степенью точности могут быть восстановлены по областям аккумуляции, нежели по областям денудации.

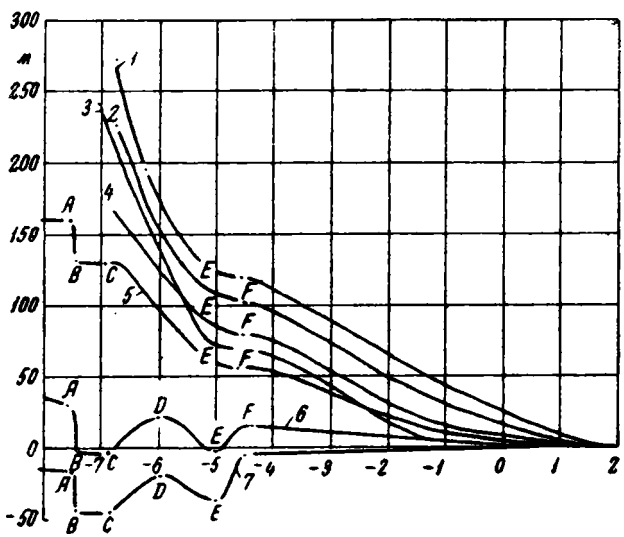


Рис. 76. Графическое изображение движений береговой линии поздне- и послеледниковых бассейнов для некоторых мест побережья Скандинавии. По вертикали отложены уровни моря в м; по горизонтали — время в тысячелетиях:

1 — Angermanland; *2* — Hälsingland; *3* — Kristiania; *4* — N. Upland; *5* — S. Finland; *6* — Kalmar; *7* — Gr. Belt. (по Хогбому, 1919).

Величину суммарного перемещения за послеледниковое и позднеледниковое время Хогбом выразил графически в виде карты для всей территории Фенноскандии (см. карту, рис. 147).

В самое последнее время изучением вопроса о влиянии новейших движений земной коры на изменение уровня Балтийского моря занимался Я. Битис (1940). Обработав большое число футшточных наблюдений по всему обширному побережью Балтийского моря с применением различных поправок, этот автор сумел выявить величину движений земной коры. Данные этого обширного исследования сведены в табл. 14, где для сравнения приводятся вычисленные перемещения земной коры по Виттингу (1918) и Бергстену (1930).

Графическое выражение этих данных дано Битисом в виде схематической карты. Показанные на карте высоты отнесены к среднему уровню Балтийского моря (рис. 77).

Рассматривая эту карту, можно видеть, что наибольшие положи-

Таблица 14

Таблица годовых перемещений земной коры в Балтике по инструментальным данным (в см)

Место	По Битису	По Виттингу	По Бергстену (редукция к 1825—1927 гг.)
Шведское побережье			
Фуруенгрунд	+1.04	—	+0.99
Раган	+0.86 ± 0.05	+1.12	+0.98
Драгхеллан	+0.76 ± 0.04	+0.98	+0.78
Бьерн	+0.60 ± 0.04	+0.66	+0.64
Стокгольм	+0.43 ± 0.04	—	+0.45
Ландсорт	+0.35 ± 0.04	+0.36	+0.27
Вестервик	+0.13 ± 0.04	+0.32	+0.16
Висбю	+0.30 ± 0.10	—	+0.25
Эландд, северный мыс	+0.18 ± 0.04	+0.87	+0.15
Кальмар	+0.17	—	+0.19
Кунгсгольмс форт	−0.03 ± 0.05	0.00	+0.06
Юстад	−0.07 ± 0.04	+0.12	−0.08
Варберг	+0.09 ± 0.05	+0.01	+0.09
Смеген	+0.25	—	+0.26
Финское побережье			
Топилла	+0.88 ± 0.07	+1.03	
Юкспилла	+0.74 ± 0.05	+0.87	
Ваза	+0.66 ± 0.05	—	
Реносаари	+0.52 ± 0.05	+0.74	
Лемстрем	+0.44 ± 0.04	+0.60	
Люперто	+0.43 ± 0.05	+0.61	
Ханка	+0.23 ± 0.06	+0.45	
Хельсинки	+0.29 ± 0.04	+0.08	
Котка	+0.37	—	
Суурсаари	+0.24	+0.10	
Винтри	+0.13 ± 0.05	+0.39	
Эстонское побережье			
Таллин	−0.19	+0.37	
Тахкона	+0.08 ± 0.08	+0.09	
Вилсанди	+0.10 ± 0.08	+0.08	
Вердер	−0.21 (−0.55)	−0.43	
Стенскар	−0.30	+0.44	
Латвийское побережье			
Рига	−0.28 ± 0.07	−0.16	
Колкас	−0.13 ± 0 10	+0.01	
Вентспилс	+0.10 ± 0.06	+0.20	
Лепая	−0.13 ± 0.05	—	
Немецкое побережье			
Пиллау	+0.03 ± 0.05	−0.01	
Столимюнде	−0.09 ± 0.05	—	
Свинемюнде	−0.06 ± 0.04	+0.05	
Аркона	+0.10 ± 0.04	+0.15	
Травемюнде	−0.02 ± 0.05	+0.12	

Таблица 14 (продолжение)

Место	По Битису	По Виттингу	По Бергстену (редукция к 1825–1927 гг.)
Литовское побережье			
Клайпеда	+0.12 ± 0.11	+0.13	
Датское побережье			
Копенгаген	+0.01 ± 0.04	+0.08	
Фредериция	−0.04 ± 0.04	−0.15	
Хиртшалс	+0.05 ± 0.05	—	
Побережье Ленинградской области			
Кронштадт	−0.05		

тельные изменения высот отмечаются у северо-западного побережья Балтийского залива — около 1 см в год. Эта величина равномерно уменьшается по направлению к югу вдоль финского и шведского побережий, снижаясь в Хельсинки до +0.29 см и в Кальмаре до +0.17 см в год. Полученные для этого района результаты в общих чертах хорошо согласуются с данными Бергстена и Виттинга.

Результаты же, полученные Битисом для района далее к юго-востоку, значительно отличаются от цифр Виттинга, что можно хорошо видеть из сравнения карт Битиса и Виттинга (рис. 78). Положительные изменения высот на карте Битиса быстро переходят в отрицательные; изолинии изменения высот скучиваются в зону, которая, слегка касаясь юго-восточного берега Швеции, устремляется на территорию Латвии и Литвы. К югу от этой зоны, на датском и немецком побережьях Балтийского моря, отмечаются совсем незначительные, местами положительные, местами отрицательные изменения высот, находящиеся в границах максимальных ошибок. Поэтому, как указывает Битис, здесь нельзя уверенно судить о происходящих вертикальных движениях земной коры по отношению к уровню Балтийского моря, как это отмечает в своих исследованиях Кюнен (1916).

Возрастающие к юго-востоку от Солнмюде и Лепаи изменения высот как бы указывают на образующуюся складку, ось которой проходит через Лепаю, Ригу и далее на северо-восток. Если это действительно так, отмечает Битис, «то в северной части Латвии и западной части Литвы положительные изменения высоты (абсолютной) должны бы быть еще бо́льшими. Для дальнейшего разрешения этого интересного вопроса очень большое значение имели бы наблюдения уровня в Айнажи; они дали бы возможность судить об изменениях высот у восточного берега Рижского залива» (1940).

Исходя из указанных данных, можно видеть, что в течение известного нам отрезка четвертичного времени область Скандинавии испытывает тенденцию к подъему. Этот подъем происходит неравномерно: центральные части поднимаются более интенсивно, периферические — с меньшей амплитудой. Поднятие во времени происходило с разным знаком. Периоды с проявлением поднятий сменялись временем, когда

проявлялись опускания. Особенно хорошо данная картина выявляется для позднеледникового и послеледникового времени, т. е. за последние 8 000—10 000 лет. Аналогичные колебания, но со значительно большими амплитудами во времени и в пространстве, проявлялись и в предше-

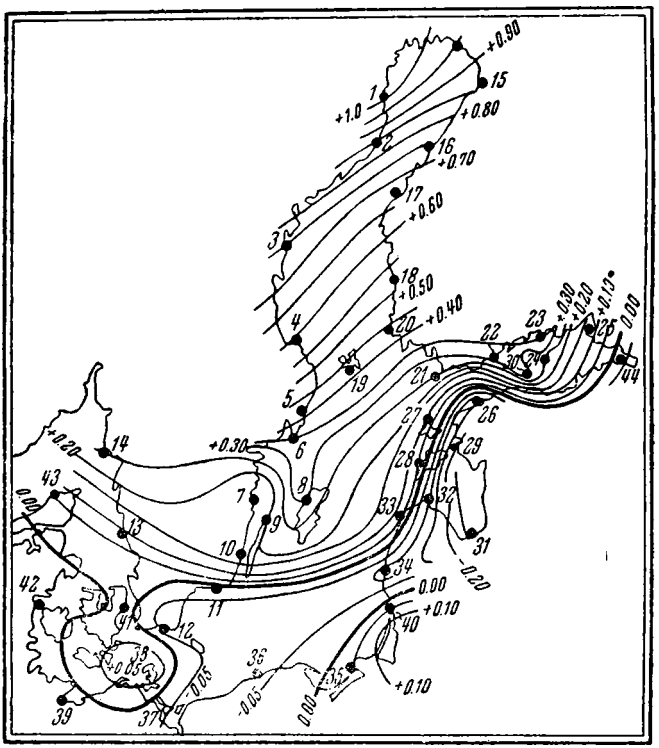


Рис. 77. Изобазы современных движений в Прибалтике (+ относительные поднятия; — относительные опускания; по Битису, 1940).

ствующий отрезок времени. С определенностью можно говорить, что в момент последнего оледенения эта область испытывала подъем, в межледниковое рисс-вюрмское время — значительное опускание.

Колебательные движения земной коры, повидимому, были свойственны не только периферическим участкам Балтийского щита, а захватывали весь массив. Погружению и поднятию, которые мы констатируем на его периферии, подвергалась вся область в целом. Если в настоящий момент следы этих движений сохраняются только по окраинам массива, то из этого можно сделать вывод, что окраины испытывают меньший размах колебаний.

Поднятия одного времени почти целиком уравновешиваются последующими опусканиями. В центральных же частях Скандинавии поднятия значительно преобладали над опусканиями, которые, по всей видимости, имели место.

Колебательные движения земной коры, которые устанавливаются для послеледникового времени, по своему значению мало соизмеримы с теми, которые происходили в предшествующее время (вюрм, рисс-вюрм). Это величины разных порядков.

Колебательный характер движений Фенноскандии, в частности Норвегии, рисуется и Альманном (1919).

На основании подробного анализа морфологии этот автор приходит к выводу, что в доледниковое время происходило весьма значительное поднятие. Размеры этого поднятия, по Альманну, могли соответствовать приблизительно разнице в уровнях береговых платформ и древней поверхности денудации в пределах высокогорного района.

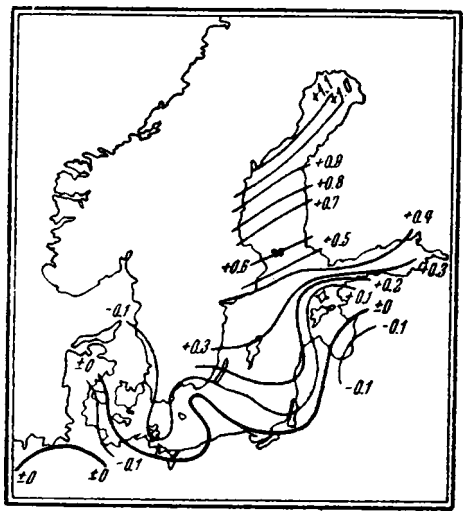


Рис. 78. Изобазы современных движений в Прибалтике. По наблюдениям 1892 — 1912 гг. (+относительные поднятия; —относительные опускания, по Виттингу).

Береговая линия в этот момент располагалась значительно далее современной, так как установлено, что фиорды продолжаются в подводных каналах на глубине 200—300 м, а, может быть, и значительно большей. Таким образом, основная гидрографическая сеть всей Фенноскандии вырабатывалась при значительно более низком положении базиса эрозии. За опусканием следовало второе поднятие, «предшествовавшее непосредственно ледниковому периоду, но которое может относиться и к более позднему периоду» (Бубнов, 1935). Оно отличалось меньшей интенсивностью. Послеледниковое поднятие не достигло высотного положения дочетвертичного времени, а по Бреггеру, не достигнуто даже положение последнего ледникового времени. В прибрежных отмелях Норвегии встречаются на глубине до 200 м литоральные арктические виды ископаемых, синхроничные последнему ледниковому периоду и свидетельствующие, следовательно, о более высоком положении берега в то время (Бубнов, 1935).

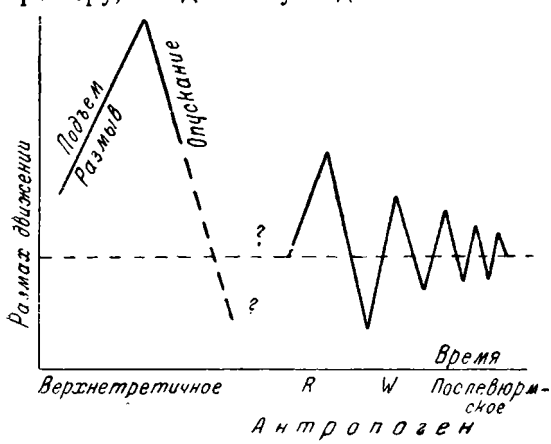


Рис. 79. График колебательных тектонических движений для окраинной части Скандинавии (масштаб не сохранен).

Таким образом, обобщая данные, которыми мы располагаем, можно говорить, что, в первом приближении, весь этот участок земной коры испытывал колебания разных порядков. Беря большие периоды, можно видеть, что в доледниковое время вся эта область испытала поднятие, затем оно сменилось опусканием.

Наблюдающееся в последний отрезок геологической истории поднятие, слагающееся также из колебательных движений, далеко еще не компенсировало предшествующего крупного опускания (рис. 79).

С указанной историей проявления новейших тектонических движений совершенно не вяжутся представления Б. Л. Личкова (1944) о происхождении Ладожского, Онежского озер, Ботнического и Финского заливов, Белого моря, которые он рассматривает как «впадины диастрофического погружения в ледниковых районах»; «все они приурочены к окраинам той территории, которая сейчас поднимается, и явно связаны с современными движениями».

Критикуя представления американца Шепарда (1937) о генезисе североамериканских Великих озер (Верхнее, Мичиган, Гурон, Эри, Онтарио, Медвежье, Невольничье и др.), Личков и им приписывает то же происхождение. Мы думаем, что в определении происхождения всех этих впадин на более правильном пути находится именно Шепард, а не Личков. Первый образование этих впадин связывает с гляциальной и водной эрозией (1937). Нам думается, что именно так и заложились они еще в дочетвертичное время или на грани антропогена и неогена, когда страна была значительно приподнята по сравнению с современным положением базиса эрозии (см. последнюю главу второй части).

Помимо плавных колебательных движений земной коры, для разных мест этого же района указываются и такие, которые приводят к разрывам, отражающимся и на морфологии страны. Некоторые из них явно молодые, другие более древние. По своей величине, размаху эти движения также различны.

С крупными разломами, например, нередко связывают образование Белого моря, Онежского, Ладожского озер и т. д. Более мелкие разломы проявляются в прямоугольном и других типах речной сети, приспосабливающейся к системе трещин и разломов в коренных породах, в определенным образом ориентированных заливах в крупных озерах, в ориентировке более мелких озер и т. д. Например, в Карелии Б. Земляков отмечает во многих местах прямолинейные долины рек и озера, расположенные в тектонических рвах, ограниченных совершенно отвесными стенами. В качестве хорошего примера подобных образований тот же автор называет северное побережье Онежского озера. По данным В. Тимофеева, многочисленные развитые здесь заливы представляют собой типичные фиордообразные тектонические рвы, имеющие строго выдержанное северо-западное простирание. С боков они ограничены высокими, скалистыми, круто падающими в воду берегами и имеют значительную глубину (Кондопожская, Лижемская, Уницкая губы и др.). На дне озера, на продолжении заливов отчетливо прослеживаются глубокие, так же ориентированные депрессии. На продолжении залива на суше можно видеть целую систему узких озер, вытянутых в том же направлении и прослеживаемых на протяжении многих десятков километров. Такого же характера разломы имеются и в других местах Карелии и Кольского полуострова. Так, например, Д. Г. Панов отмечает на побережье восточного Мурмана открытые трещины, имеющие преимущественно меридиональное простирание, которые нередко бывают заполнены мореной. О тектонической природе этих трещин говорит «наличие хорошо сохранившихся тектонических поверхностей», их закономерная ориентировка. Аналогичные разломы обнаружены и в других местах полуострова, например, в контактной зоне Хибинского массива (Мурзаев).

Возраст образования всех указанных разломов во многих случаях не может считаться окончательно установленным. По данным различных исследователей (Седерхольм и др.), занимавшихся разрешением

этой проблемы как на территории СССР, так и Финляндии, возникновение большей части разломов нужно относить к третичному времени (миоцен). Определенная часть этих дислокаций приходится на конец третичного и начало четвертичного времени.

Чрезвычайно хорошая сохранность многих тектонических трещин и разломов при большой скорости процессов физического выветривания, свойственных описываемому району, указывает на относительную молодость их. Этот признак, например, позволил Д. Г. Панову видеть в трещинах, заполненных мореной, трещины ледникового времени, а в незаполненных мореной или другими рыхлыми отложениями (например, делювий) — трещины послеледникового возраста.

В настоящий момент происходят, повидимому, не только медленные движения сводового характера, но и образуются новые разломы и перемещения по сбросовым, возможно, древним линиям, что отражается и на сейсмичности района. Особенной сейсмичностью отличаются районы Колы по оси главного поперечного разлома полуострова, а также берега Кандалакшского залива (Лаврова, 1939).

О сейсмичности всего района в целом можно судить по сводке Зиберга (1932) и сейсмологической карте северной Европы, составленной К. Е. Шальстромом (1930) (для Финляндии — карта Ренквиста, 1930).

Рассматривая карту Шальстрома, можно видеть, что с точки зрения общего числа землетрясений за период с 1600 по 1925 г. выделяются следующие сейсмические районы:

1. Ботнический район, располагающийся вокруг Ботнического залива, с максимумами землетрясений, примерно совпадающими с областью максимального послеледникового поднятия.

2. Район Осло — Венер с центрами, располагающимися вокруг Осло и озера Венер.

3. Западно-Норвежская область.

4. Северо-Норвежская область к югу от Лофотенских островов.

Определенный центр выделяется в районе Финкмаркена.

Однако большинство землетрясений характеризуется незначительной силой. В литературе неоднократно колебания земной поверхности связывались с сейсмическими процессами, между которыми отмечают генетическую связь.

Указанные выше современные движения оказываются настолько большими, что их необходимо принимать во внимание при проектировании и возведении различных сооружений, в особенности таких, которые располагаются на уровне Балтийского и других морей и которые рассчитаны на долгий срок службы (различные гидротехнические сооружения, как береговые молы, доки и проч.).

Большое практическое значение разрешение этого вопроса имеет для района г. Ленинграда, страдающего от периодических наводнений.

Как отмечает Я. Битис, отрицательные движения достигают значительных величин в Риге (около 0.3 м в столетие), причем есть основание думать, что к северу от нее они могут быть еще больше. Если здесь, указывает Битис, игнорировать отрицательные изменения высоты при проектировании и при устройстве, например, канализации или осушительной сети, выпуск воды из которых связан с уровнем моря, то в результате может получиться, что гидравлический уклон со временем уменьшится и правильный режим работы этих сооружений будет нарушен.

Таким образом, изучение особенностей новейших движений, их характера, распространения и проч. имеет для данного района не только теоретическое, но и актуальное практическое значение.

Литература

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.

Бубнов С. Геология Европы, т. II, ч. 1, ОНТИ, 1935.

Берг Е. В. Уровенный режим Онежского озера. Иссл. озер СССР, в. 5, Изв. Гидрологического ин-та, Л., 1933.

Верещагин Г. Ю. Положительное и отрицательное движение береговой линии на оз. Сегозеро. Труды Олонецк. научн. эксп., ч. III, в. 1, 1926.

Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерном поднятии берегов Онежского озера. Труды Олонецк. научн. эксп., ч. III, в. 2, Гос. гидрол. ин-т, Л., 1931.

Герасимов А. П. Медленные движения суши и их изучение. Природа, № 7—8, 1927.

Данилевский Н. В. Геологические и геоморфологические наблюдения по восточному и западному берегу Онежского озера. Изв. ГГО, № 2, 1937.

Дерюгин И. Н. Реликтовое озеро Могильное на острове Кильдин (в Баренцовом море). Природа, № 4, 1927.

Дьяконова-Савельева Е. К. О древних береговых линиях Онежского озера. Труды I Всеросс. гидрол. съезда, Л., 1925.

Дьяконова-Савельева Е. К. и Земляков Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северн. берегу Онежского озера. Изв. Гидролог. ин-та, № 21, Л., 1928.

Земляков Б. Ф. Четвертичная геология Карелии. Петрозаводск, 1936.

Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Лаврова М. А. О результатах исследования четвертичных отложений Кольского полуострова. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Лаврова М. А. К вопросу об эпейрогенических колебаниях Кольского полуострова в четвертичный период. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Лаврова М. А. О географическом распространении бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та географии, XXXVI, 1940.

Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморфологич. ин-та, в. 1, 1931.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии. М., 1866.

Марков К. К. История северо-западной части Ленинградской области в позднеи послеледниковое время. Бюлл. Информ. бюро АИЧПЕ, № 3—4, 1932.

Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда и т. д. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 1, 1933.

Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. об-ва, XV, в. 5, 1933; т. 67, в. 1, 1935.

Марков К. К., Порецкий В. С. и Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 1, 1934.

Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.

Морозова В. Г. Геоморфологический очерк Олонецкого района Карельской АССР. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 4, 1937.

Мушкетов Д. И. Из итогов I межд. сессии Научн. совета Сейсмологич. ин-та АН СССР. Труды Сейсмологич. ин-та, № 17, 1932.

Мушкетовы И. В. и Д. И. Физическая геология. Т. 1, 1935.

Николаев Н. И. К истории установления колебательных движений земной коры в Скандинавии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 12, 1948.

Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцова моря. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 6, 1937.

Панов Д. Г. Четвертичная тектоника восточного Мурмана и связанные с ней проблемы. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Полканов А. А. Очерк четвертичной геологии сев.-западной части Кольского п-ва. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.

Рихтер Г. Д. Основные черты рельефа и структура Северной Европы и Гренландии. Труды I Всес. географ. съезда, в. 3, 1934.

Рундо А. М. Балтийское море в представлении гидрологов ныне и двести лет тому назад. Петроград, 1922.

Таннер В. Соотношения между послеледниковыми геологическими ярусами и археологическими находками в Фенноскандии. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.

Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XI (1), 1937.

Яковлев С. А. Поднимается или опускается Ленинград. Природа, № 2, 1927.

Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и окрестностей. Изв. Научно-мелиорац. ин-та, № 8—9, Л., 1925.

Яковлева С. В. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.

Ahlmann H. W. Geomorphological studies in Norway. Geogr. Annales, 1919.

Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees. Fennia, Helsingfors. 1915.

Bergsten F. Changes of level on the coasts of Sweden. Geograf. Annalen, H. I, Stockholm, 1930.

Bikis J. Zemes garozas kustibu ietekme precizas limetnašanas darbos Baltijas juras pienraste. Latvija Univer., Riga, 1940.

Blomquist E. u. Renquist H. Wasserstandbeobachtungen an der Küsten Finnland. Fennia, B. 37.

De-Geer. Om quartâra nivaförändr. vid Finska viken. Geol-Förm. in Stockholm Förh. Bd. 16, 1894.

Gutenberg B. Changes in sea level postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. of the Geologic. Society of America, v. 52, N° 5, 1941.

Hogbom A. G. Eine graphische Darstellung der spätquartären Niveauveränderungen Fennoskandias. Bull. of Geolog. Inst. of Upsala, XVI, 1919.

Kühnen. Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde etc. Veröff. des Königl. Preussisch. Geodet. Inst., Berlin, 1916.

Renqvist H. Finlands Jordskoly. Fennia 54, № 1, Helsingfors, 1930.

Sahlström K. E. A seismological map of Northern Europa. Stockholm, 1930.

Sauramo M. Comptes Rendus de la Soc. geolog. de Finl., 1934.

Scheppard Fr. Origin of the Great Lakes Bazins. Journ. of Geology, v. XLV, N° I, 1937.

Sieberg A. Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, B. IV, Berlin, 1932.

Suess E. Das Antlitz der Erde, 1888.

Tanner V. Studier över kvartärsysternent i Fennoskandias nordliga debar etc. Bull. Comm. Géol. Finlando, N° 88, Helsinki — Helsingfors, 1930.

Witting R. Hafsyton, geoidyton ach landhöjningen utmed Baltiska hafvet och vid Nordsgön. Fennia, 39, 1915—1918.

Witting R. Le soulévement récent de la Fennoscandie. Geographiska annaler. H. 3—4, 1922.

Б. РАЙОН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Территория данного района почти целиком соответствует территории структурно-тектонического элемента, именуемого Русской платформой. Это равнинная часть Восточной Европы, которая с востока ограничена Уралом, с юга — Усть-Уртом, предкавказской и причерноморской рав-

нинами и Карпатами; на западе она рассматривается в пределах государственных границ СССР; наконец, на севере эта область переходит в прилегающий участок Баренцова моря, а на северо-западе граничит с только что описанным выше районом Балтийского щита.

Вся эта территория изучена хотя и неравномерно, однако достаточно подробно. Можно сказать, что она наиболее исследована по сравнению с другими областями территории СССР. Дать историю изучения этой обширной области на немногих страницах не представляется возможным. Пришлось бы говорить об истории четвертичной геологии в СССР в целом, так как познание новейших осадков связано с классическими работами С. Н. Никитина, В. В. Докучаева, А. П. Павлова, С. С. Неуструева, Г. Ф. Мирчинка, Е. В. Милановского, А. Н. Мазаровича, П. А. Православлева, С. А. Яковлева, В. И. Громова и очень многих других исследователей, которые заложили основы стратиграфии и дали ее обоснование. Однако рассмотрению молодых тектонических движений на этой территории посвящено сравнительно мало работ. Но очень много различных, и прямых, и косвенных указаний можно найти в региональных геологических работах, в особенности в работах последнего времени.

Сводки по вопросам новейшей тектоники в различное время были даны Б. Л. Личковым (1927, 1931, 1934, 1944 и др.), несколько позже Г. Ф. Мирчинком (1933) и С. С. Соболевым (1936—1940).

По отдельным крупным районам описываемой территории о проявлении новейших движений писали: по юго-востоку П. А. Православлев (1930 и др.), М. М. Жуков (1936—1940); по Украине Р. Р. Выржиковский (1928, 1936), Г. Ф. Мирчинк (1936), С. С. Соболев (1936) и др. По разным территориям И. П. Герасимов и К. К. Марков (1939 и др.), А. Н. Мазарович, Б. Л. Личков, В. И. Громов, А. И. Москвитинов, Е. Н. Пермяков и очень многие другие. Перечислить все исследования не представляется возможным. В общих чертах рельеф Восточно-Европейской равнины, по А. А. Борзову, рисуется в следующем виде:

Северная покатость, чрезвычайно полого спускающаяся к Баренцовому морю, представляет собой обширную однообразную невысокую равнину. Равнина, лежащая к югу от северной покатости, слагается из следующих элементов: прежде всего выделяются крупные по протяжению и невысокие возвышенности — на юго-западе Волыно-Подольская, в центре Средне-Русская, по правому берегу Средней Волги — Приволжская, переходящая к югу в Ергени уступом, обрывающимся к долине Маныча, на востоке — Предуральская и Общий Сырт. Абсолютные высоты этих участков в некоторых местах достигают 300—400 м. Между приподнятыми равнинами располагаются обширные низменности, как Прибалтийская на северо-западе, Днепровская вдоль р. Днепра, вдающаяся в бассейн р. Припяти и подходящая вплотную с севера к самым крутым северным обрывам Подольско-Волынской возвышенности.

Между Полесской и Днепровской низменностями, с одной стороны, и Прибалтийской,— с другой растянулась Западно-Русская или Белорусско-Литовская возвышенность, отделенная от Средне-Русской нешироким понижением приловатской низинной полосы. К востоку от Средне-Русской возвышенности залегает аналогичная Днепровской Донская низменность. К востоку и юго-востоку от Приволжской возвышенности располагаются Волжская и Заволжская низины, которые переходят в Прикаспийскую впадину. Последняя теснейшим образом связана с ледниковой северной ванной Каспийского моря (Борзов, 1938).

В структурно-тектоническом отношении данная территория соответствует Восточно-Европейской или Русской платформе, которая имеет почти те же границы и представляет собой гетерогенную область. По наиболее новой структурной схеме, предложенной Н. С. Шатским на основе структурного анализа, в пределах описываемой территории можно выделить (1937, 1941):

1) синклинальную структуру, составленную из Подмосковной синеклизы, поперечного антиклинального перегиба Полесского вала и Польской мульды;

2) южное сводовое поднятие, слагающееся из Воронежского массива, сводового поднятия «главной девонской оси» и Украинского кристаллического докембрийского массива, между которыми располагается Украинская мульда;

3) Западно-Казахстанскую синеклизу, представляющую крупную мульду, граничащую с запада с Предуральским прогибом герцинской складчатой зоны и отделенную от Подмосковной синеклизы — Волго-Уральским поднятием.

Характеристику новейших движений ниже мы даем по перечисленным геологическим структурным элементам.

1. Подмосковная синеклиза

Хорошо выделяясь геологически, Подмосковная синеклиза занимает почти всю северную половину Европейской территории СССР. Ее ограничения Н. С. Шатский дает следующим образом: «Северное крыло синеклизы образуется каменноугольными отложениями, протягивающимися вдоль края Балтийского щита от р. Онеги, примерно, до р. Мсты, южным крылом является широтная полоса палеозоя Подмосковного каменноугольного бассейна, скрывающегося к востоку от Окско-Цнинского вала под мощной толщей мезозойских отложений; вся же площадь между Мстой и верховьями Оки представляет центроклинальное замыкание этой синеклизы». На северо-востоке Подмосковная синеклиза резко обрезается полосой крупных дислокаций Тимана (рис. 80).

Рельеф всей этой огромной территории характеризуется равнинностью и малой изрезанностью. В большинстве случаев амплитуда рельефа определяется в 50—75 м и только местами увеличивается до 100—125 м.

Абсолютные высоты водоразделов не превышают 200—250 м; они приурочиваются к южной половине мульды, постепенно снижаясь к северу.

Характерными особенностями Подмосковной синеклизы, закончившей свое формирование в мезозое, являются следующие моменты молодой геологической истории.

В рисский век почти вся эта территория была перекрыта ледником, оставившим моренные накопления. Интересно отметить, что связь распространения ледника с рельефом была отмечена очень давно, еще Тилло, составившим впервые гипсометрическую карту части Европейской России, и затем подчеркнута Д. Н. Анучиным.

Сравнивая выявленные этой картой черты рельефа с данными геологии, Тилло указал, что «южная граница распространения валунов... представляет два выступа или языка, которыми эта граница выдвигается вперед, тогда как в промежуточной между ними части она от-

ступает гораздо далее назад (к северу). Эти выдвинутые к югу языки приходятся как раз на долину Днепра и Окско-Донецкую низменность, тогда как часть, соответствующая отступлению границы валунов к северу, пересекает Средне-Русскую возвышенность». Таким образом, замечает Тилло, «поступательное движение ледника к югу значительно замедлилось (или встречало большее для себя препятствие) на возвышенности, сравнительно с более низменными местностями на востоке и на западе (где оно такого препятствия не имело). Другими словами, из этого следует, что главнейшие черты в распределении рельефа Средней России должны были сложиться еще в доледниковый период» (Анучин, 1895).

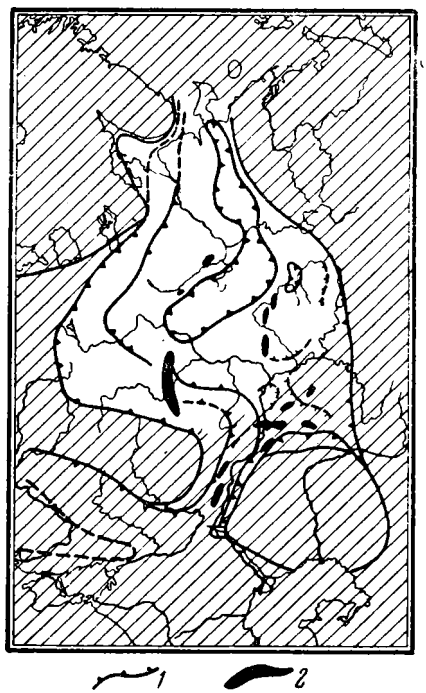


Рис. 80. Структурная схема, показывающая положение Подмосковной синеклизы на Русской платформе (не заштриховано).

1 — стратиграфические границы антроколита; *2* — черные пятна — «валы» платформы (по Н. С. Шатскому, 1941).

На юго-востоке продвижению ледника препятствовали Приволжская возвышенность, Вятский вал (К. Пестовский, 1936). Огибая их, ледник продвинулся в область современного водораздела Камы и Вятки, образуя небольшой язык.

Учитывая тесную связь границ распространения рисского оледенения с характером эпейрогенических движений отдельных участков Русской равнины, на которую указывают Г. Ф. Мирчинк, С. Бубнов и др., можно думать, что и следующий за Днепровским и Донским Камский язык, хотя и значительно слабее выраженный, также не лишен этой связи. Это тем более вероятно, что описываемый язык совпадает с одной из осей сложной Подмосковной синеклизы, идущей с северо-запада на юго-восток, параллельно Тиману. Таким образом, можно думать, что в распространении рисского ледника и на северо-востоке определенную роль играли молодые движения земной коры, которые имели дифференцированный характер.

Интересно распространение с этой точки зрения и вюрмского оледенения.

Считая достаточно обоснованной ту границу, которую рисует Г. Ф. Мирчинк (карта четвертичных отложений Европейской части СССР, Большой Советский Атлас Мира), можно видеть, что вюрмский ледник перекрывал почти половину Подмосковной синеклизы.

Бросается в глаза то обстоятельство, что в основных чертах граница вюрмского оледенения напоминает границу рисского. Если в западной части это сходство намечается слабо, хотя определенно видно, что граница вюрмского оледенения приподнимается к северу при пересечении Средне-Русской возвышенности, то в восточной части сходство выражено более ярко. В верховьях бассейна р. Сев. Двина, по р. Вы-

чегде эта граница образует ясно выраженный выступ к юго-востоку, который совершенно совпадает с таковым в границах рисского оледенения. Можно думать, что этот параллелизм не случаен. Весьма вероятно, что и в вюрмское время осевая часть Подмосковной синеклизы, вытянутая параллельно Тиману, давала себя чувствовать, реагируя на слабые отрицательные движения земной коры более, чем соседние смежные участки (см. карту, рис. 147).

К этому же заключению нас приводит и рассмотрение межледниковых и позднеледниковых отложений. И прежде всего в этом отношении дает материал рассмотрение границ бореальной и позднеледниковой ингрессий, охвативших северную часть Подмосковной синеклизы.

Этот район, расположенный между Тиманом и р. Онегой, во многих отношениях изучен еще недостаточно.

Стратиграфией четвертичных отложений и вопросами молодых движений этого района занимались Рамсей (1898, 1904), М. А. Лаврова (1933—1940), Г. В. Горбацкий (1932), Н. М. Покровская (1937), Я. Д. Зеккель (1935, 1940), М. Н. Карабасников (1937), А. А. Малахов (1939), А. И. Яунпутнин (1939) и др.

Как отмечают многие авторы (Лаврова, Зеккель, Рамсей и др.), современная гидрографическая сеть в основе была заложена еще в дочетвертичное время. Однако в настоящий момент отдельные отрезки ее имеют различный возраст и происхождение. Например, как указывает Лаврова (1937), современная долина Северной Двины приурочена к депрессии в палеозойском плато, слабо наклоненной к северо-западу. Эта депрессия, повидимому, в основе тектонического происхождения, подвергалась интенсивной выпахивающей деятельности ледника. Дно ее имеет слабое падение в сторону Двинского залива и располагается на глубине 76 и более метров. По данным того же автора, депрессия, расширяется в северо-западном направлении, и ей соответствует долина Сев. Двины. Выше устья р. Пинеги долина Сев. Двины унаследовала древнюю эрозионную ложбину, выработанную в палеозойских породах.

Интересно отметить, что с депрессией связано изменение мощности отдельных горизонтов четвертичных отложений, ее выполняющих (межледниковые отложения), и смена фаций и биоценозов. Например, наиболее глубоководные отложения бореальной ингрессии залегают только во впадине, обнажаясь близ Архангельска и сменяясь выше по течению отложениями иных, более мелководных фаций.

О проявлении молодых тектонических движений для всего этого района мы можем судить главным образом по высоте залегания бореальных отложений, относимых к рисс-вюрмскому веку, и по высоте террас поздне- и послеледникового возраста.

Однако единого мнения о причинах ингрессии в настоящий момент нет.

Некоторые исследователи отдают предпочтение эвстатическому фактору, другие изостатическому. Тем не менее положение террас и волноприбойных знаков, повидимому, все-таки указывает на последующие движения земной коры.

Высота береговой линии межледникового бореального моря на описываемом участке определяется различными исследователями на различном уровне. Во многих случаях, как это показал М. Н. Карабасников (1937), различие в высоте, указываемое разными авторами, объ-

ясняется отсутствием точной топографической основы и дефектами барометрического нивелирования. Возможно, что в других случаях разница в положении может быть объяснена и неравномерными тектоническими движениями (Лихарев).

Для бассейна Сев. Двины уровень бореального моря М. Н. Карабасников считает возможным проводить на 80 м абсолютной высоты. Эта цифра определяет вместе с тем и среднюю величину поднятия участка после рисс-вюрмского века, если считать, что тектонический фактор являлся главнейшим из факторов, вызвавших бореальную трансгрессию (см. часть первую).

Необходимо отметить абсолютную высоту волноприбойной линии позднеледниковой трансгрессии (иольдиевого моря). По данным С. В. Яковлевой (1933) (рис. 81), положение следов позднеледниковой трансгрессии позволяет говорить о неравномерном движении земной коры на рассматриваемом участке, выражающемся в косом поднятии суши в послеледниковое время.

Относительно низкое положение волноприбойной линии на о. Жижчин по сравнению с близко расположенными Соловецкими островами (30 м против 50 м) позволяет думать, что тектоническая депрессия на месте Двинского залива давала себя чувствовать меньшей амплитудой подъема и в послеледниковое время.

О характере движения более восточных участков мы можем судить по высоте террасы послеледниковой трансгрессии, называемой тут беломорской.

По имеющимся данным, в низовьях р. Сев. Двины высота береговой линии не превышает 6 м (Филиппович). К востоку, по данным Я. Д. Зеккеля (1935), эта высота изменяется, и к востоку от р. Кулоя ни Я. Д. Зеккелем, ни Рамсеем следов беломорской послеледниковой трансгрессии найдено не было.

Таким образом, и эти данные указывают на косой подъем и относительное погружение восточных частей описываемого района, которые происходили в последние 5000—8000 лет.

В дополнение отметим, что в нижнем течении р. Сев. Двина, у Концегорья, отмечается современное погружение древней аллювиальной террасы. По данным Лавровой (1937), терраса в этом месте покрыта торфяником, который в настоящее время частично затоплен водой. Явление это указывает на современное опускание района Архангельска, которое можно связать с бо́льшей подвижностью тектонической депрессии, располагающейся на месте устьевых частей р. Сев. Двины и Двинского залива.

В крайней восточной части описываемого района располагается Чешская губа. Наличие ее как-то не вяжется с теми мелкими реками, которые в нее впадают. Впервые на это обратил внимание Рамсей (1904) и в недавнее время Я. Д. Зеккель (1935, 1940).

Рамсей показал, что реки Кулой и Пинега прежде были одной мощной рекой, сливавшейся на севере с р. Мезенью и затем по долинам Чижи и Чеши впадавших в Чешскую губу. Вероятно, в то время на месте Чешской губы располагалась дельта этой крупной реки (Зеккель).

Рамсей в своем выводе был, повидимому, совершенно прав. Как следует из новейших работ, древняя гидрографическая сеть имела иную ориентировку, чем современная (Яунпутнин, 1939). Большие размеры этой губы, отсутствие следов послеледникового бассейна по берегам, интенсивный размыв морем Канина полуострова в узкой части, отмеча-

емый Г. В. Горбацким (1932),— все это, возможно, указывает на относительно большее прогибание этого участка, которое намечается по положению террасы послеледниковой ингрессии.

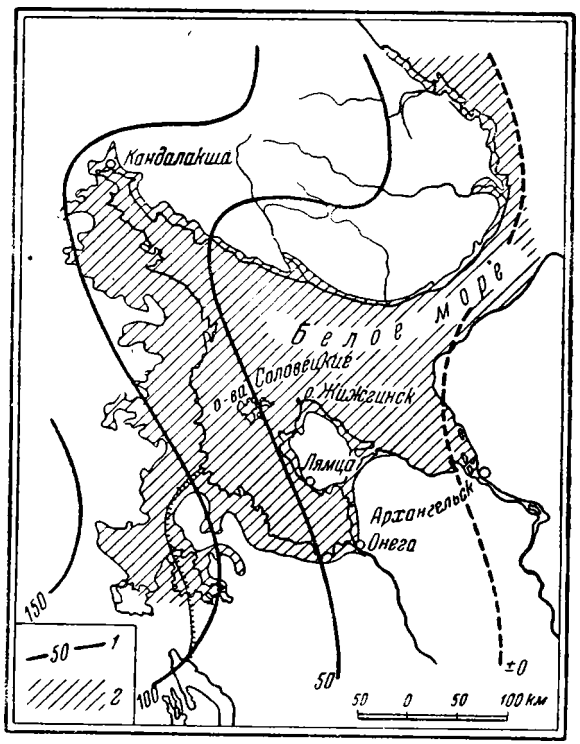


Рис 81. Схема распространения позднеледниковой трансгрессии и изобазы поднятия суши с позднеледникового времени.

1 — изобазы поднятия; *2* — площадь, занятая ингрессией (по С. В. Яковлевой).

Для описываемого участка, как и для сопредельных районов, намечаются во вторую половину четвертичного времени колебательные движения земной коры. Эти движения были искажены некоторыми эвстатическими движениями океана, отрицать которые невозможно (см. первую часть).

После отступания рисского ледника район испытывал погружение, которое обусловило бореальную ингрессию в рисс-вюрмский век. Уровень моря, как показала Лаврова (1937), в то время не был постоянным: он испытывал колебания, приводившие даже к размыву бореальных отложений (рис. 82). В начале вюрмского века отрицательные движения сменились положительными, которые после отступания вюрмского ледника снова изменились на отрицательные. Последние вызвали послеледниковую ингрессию, но уже значительно меньшего масштаба, чем бореальная ингрессия. Последующий подъем снова сменился опусканием, обусловившим послеледниковую ингрессию, уже совершенно не-

значительную по величине. Таким образом, движения земной коры носят колебательный, как бы затухающий характер (рис. 83).

В пространстве эти движения были неравноценными: западная часть испытывала движения (в частности положительные) более интенсивные;

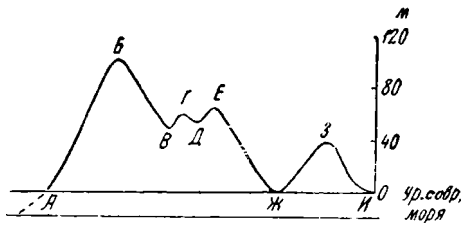


Рис. 82. Схематическая кривая колебаний морского уровня в межледниковый рисс-вюрмский век (по Лавровой). Может быть объяснена перемещениями береговой линии, связанными с колебательными движениями земной коры.

восточная — более слабые. Кроме того, намечаются два участка: Двинский залив и устье р. С. Двина и участок, примыкающий к Чешской губе, которые, по всей видимости, испытывают тенденцию к некоторому погружению на фоне указанных поднятий. Иными словами, положительная слагаемая движений у них меньшая, чем в других местах.

Все указанные особенности колебательных движений хорошо объясняются связью с основными структурными элементами. Максимальные погружения совпадают с осевой частью Подмосковной синеклизы и депрессией на месте современного Белого моря, заложившейся, по данным Н. С. Шатского, еще в палеозойское время.

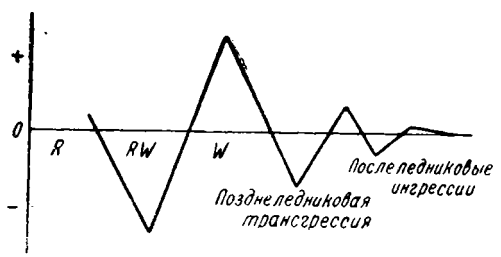


Рис. 83. Схема, показывающая характер колебательных движений северной части Подмосковной синеклизы (масштаб не сохранен).

Таким образом, большие погружения по оси Подмосковной синеклизы чувствовались и в рисское, в рисс-вюрмское, вюрмское и послеледниковое время. Если наибольшая скорость прогибания Подмосковной синеклизы падает на палеозой, значительно меньшая на мезозой (Н. С. Шатский), то в кайнозое эти движения продолжают проявляться в еще более ослабленном виде. Все это убедительно доказывает унаследованный характер новейших движений, которые следуют плану более древних.

При этом оказывается, что западная часть синеклизы вела себя несколько иначе, чем восточная. Ярко выраженного прогибания по другой оси синеклизы, имеющей северо-восточное направление, тут подметить не удается.

Для этой части (район Москвы), как уже отмечалось Г. Ф. Мирчинком (1933), характерны террасы размыва (верховья р. Варги, выше Юрьевца, верхнее течение р. Москвы, Днестра выше Могилева), которые указывают на молодые поднятия различной интенсивности.

Как видно из более новых данных (Москвитин, Мирчинк), таким строением отличаются террасы молодого вюрмского и послевюрмского возраста. Более же древние аллювиальные отложения — миндельские, отчасти и рисс-вюрмские — оказываются погребенными в переуглубленных долинах под отложениями более молодыми (Мирчинк, Москвитин и др.). Все это с определенностью указывает на то, что и данный участок синеклизы испытывал молодые колебательные движения земной коры, в которых в начале четвертичного времени отрицательная слагающая преобладала над положительной и в конце четвертичного времени наблюдалось преобладающее поднятие.

На это указывает прежде всего строение террас. Кроме того, Г. Ф. Мирчинк отмечает, что в промежуток времени между образованием средней и верхней террас долина р. Москвы достигла значительной дряхлости и образовались меандры, которые при последующем формировании рельефа были врезаны (1933). Об этом во многих местах говорит и строение пойменного уступа.

Этот вывод, пожалуй, можно распространить не только на московский участок, но и на значительно больший район Подмосковной синеклизы. На эту мысль наводят данные Е. Н. Щукиной (1933), Г. Ф. Мирчинка (1935), В. А. Новского (1939) и др.

Указывая на поднятия в районе рр. Москва — Днепр, Г. Ф. Мирчинк говорит, что этот процесс поднятия не связан с предшествующей тектонической историей края. «Но как раз эта местность характеризуется мощным развитием ледниковых образований; мощен здесь был и ледниковый покров. Скорее всего, здесь поднятия были связаны с восстановлением равновесия после разгрузок от льда» (1939).

Не разделяя этого взгляда, мы заметим, что указываемое движение представляло собой сложный процесс, в котором отдельные моменты поднятий сменялись, повидимому, некоторым погружением. При этом колебательные движения охватывали всю Подмосковную синеклизу, проявляясь в различных частях ее по-разному. В целом же за четвертичное время весь этот район относительно других смежных участков (Балтийский щит, Приволжская возвышенность, Высокое Заволжье, Азовско-Подольский массив) был районом очень слабого, неравномерного поднятия. Оценивая величину этого движения (пренебрегая колебательным его характером), можно говорить о величине в 0.5 мм за 10 лет. Неравномерность движений особенно ярко проявляется в области развития вторичных дислокаций, какими являются Окско-Цнинский вал, Вятский вал и др.

На своей карте распространения эпейрогенических колебаний четвертичного периода Г. Ф. Мирчинк (1933) в районе правобережья р. Волги и в области Вятского вала также отмечает «преобладание поднятий» (см. рис. 68). Обоснованием этого поднятия, по Г. Ф. Мирчинку, главным образом, является то, что рисский ледник, спускавшийся к югу в областях, испытывавших относительные погружения, по до-

линам Днепра и Дона, не мог проникнуть в долину р. Волги у Казани. В дорисское время Волги в районе Казани не существовало, и вся область, соответствующая Вятскому валу, Жигулевскому поднятию, и участок правобережья испытывали поднятия.

Как показали более поздние исследования (Е. В. Шанцер, Е. И. Тихвинская), в районе г. Казани обнаружены эрозионные желоба с отметкой дна до 25 м ниже уровня моря, выполненные отложениями, относящимися к миндель-рисскому, миндельскому (Е. В. Шанцер) и более древнему доминдельскому времени (Е. И. Тихвинская).

Представляется вероятным, говорит Е. И. Тихвинская (1939), предполагать, что доминдельская (?) эрозионная котловина р. Волги была в свое время продолжением Ветлужской, которая через верховье рр. Пижмы и Вам продолжала собой реку, протекавшую севернее вдоль западной окраины Вятского вала (см. работы Н. Г. Кассина, Г. Н. Фредерикса). Значительно позднее была заложена рисская эрозионная котловина. Вдоль нее, как предполагает Тихвинская, шло начальное продвижение рисского волжского ледникового языка, отступание которого к устью р. Суры совпало с начавшимся поднятием Вятско-Улеминского вала палеозойских пород, пересекавшего Волгу ниже устья р. Илеть. Поднятие вала сопровождалось некоторым опусканием зоны Сурского прогиба. Тихвинская предполагает, что возможно, вследствие этого в области Марийского Полесья отсутствуют миндельские осадки, которые оказываются погребенными под рисскими.

Наличие молодых поднятий хорошо доказывается и геоморфологическим анализом. Так, например, Б. Ф. Добрынин считает, что если бы поднятие вала произошло в мезозойскую эру и более юных движений тут не было бы, то не может быть никаких сомнений в том, что данный вал уже в континентальную стадию мезозоя был бы нацело снивелирован. Нельзя объяснять существование орографически выраженного Вятского вала и чисто литологическими особенностями пород — выходом менее поддающихся размыву известняков, как это делает П. Кротов. С таким предположением, как указывает Б. Ф. Добрынин (1933), не вяжутся: 1) большая высота вала, намного превышающая средний размер среза гидрографической сетью; 2) форма верхних частей вала, в виде сильно выпуклых, правильно сводовых вершин; 3) большая высота не только осевой известняковой зоны вала, но и западной половины, сложенной мягкими и нестойкими породами татарской толщи, каковые должны были бы быть гораздо сильнее размыты. Достаточно хорошо эта область молодых поднятий вырисовывается и на карте глубин главнейших местных базисов эрозии (рис. 27).

В районе Вятского вала эта глубина достигает 100—125 м, тогда как в смежных областях опусканий она снижается до 25—50 м. Особенно четко выявляются амплитуды по правому берегу р. Волги, где они достигают 150 и местами 200 м и соответствуют южной оконечности Вятско-Улеминского вала.

Анализируя материал по району, Н. Г. Кассин приходит к следующему выводу. Со среднемелового времени вся область в пределах рассматриваемого Вятского вала была сушей. Развивавшаяся гидрографическая сеть имела главное направление стока в области ложбин тектонического происхождения, лежащих по бокам Вятского вала. Реки, протекавшие по ним, к четвертичному времени текли на север и северо-запад. «В это же время вертикальные передвижения на отдельных

участках создали ряд новых неровностей, и благодаря этому и гидрографическая сеть получила частью новые направления» (Н. Г. Кассин, 1928).

Мне кажется, что именно с молодыми тектоническими движениями вала можно связать углубление русла р. Вятки, омоложение речной системы и перехват речной сети (рек, текущих по восточной стороне Вятского вала: верхняя Вятка, верхняя Белая Холуница, р. Чепцы и др.), на которые указывает Н. Г. Кассин. В некоторых случаях этот захват произошел в послеледниковое время, что, по Н. Г. Кассину, объясняется наступлением более влажного климата.

Такую же область относительного поднятия представляет собой, по-видимому, и Окско-Цнинский вал, рядом с которым явно намечается область погружения в районе Мещерской низменности (Г. Ф. Мирчинк) и участка, примыкающего к валу с востока. На это указывает постель четвертичных отложений по р. Оке, которая оказывается приподнятой в месте пересечения вала и значительно опущенной в стороны от него (Н. И. Николаев, 1933).

По существующим взглядам (Архангельский, 1941), Русская платформа непосредственно продолжается в пределы Баренцова моря. Последнее примыкает к северной окраине Европейской территории СССР и располагается между Новой Землей, Землей Франца-Иосифа и Шпицбергеном. Анализируя имеющиеся данные, мы пришли к выводу, что для всей этой территории характерны колебательные движения земной коры с тенденцией к опусканию, наметившейся еще в дочетвертичное время.

Достаточно определенно о характере движений района Баренцова моря говорит Ф. Нансен (1938). Он считает, что в конце четвертичного периода вся область была приподнята на 400 или 500 м по сравнению с современным положением.

«Возможно,— пишет Нансен,— что это было то самое время, когда подводные горные хребты между Шотландией, Фаррерскими островами, Исландией и Гренландией настолько превышали тогдашний уровень моря, что эрозия могла за этот срок снизить их уровень в седловинах на 500 м». Нансен представляет, что все дно Баренцова моря, рельеф которого он дает на рисунке 32, было тогда сушей. Именно в это время выработались основные черты рельефа этой обширной равнины. В последующее время этот автор отмечает неоднократные колебания уровня моря.

Чтобы оценить абсолютную величину погружения при допущении равномерности этих движений во времени, можно привести следующие цифры: центральные части моря испытывали погружение со скоростью в 0.5 мм в год, или 5 см в 100 лет. Однако нужно подчеркнуть, что цифры эти весьма провизорны, ибо движения происходили неравномерно не только во времени, но и в пространстве.

По данным некоторых исследователей, в настоящее время Баренцево море находится в трансгрессивной стадии (Кленова). К этому выводу, однако, необходимо отнестись весьма критически. По всему Мурманскому побережью отмечено очень много фактов, свидетельствующих об обратном — регрессивной стадии. В работах П. И. Башмакова даже указываются темпы подъема берегов Норвегии, соседних с районом Мурманска,— 1.8 м в столетие.

Такая же картина отмечается и для других пунктов. Правда, для

некоторых других мест есть указания на интенсивное положительное перемещение береговой линии, выражающееся в разрушении берегов.

Однако при решении вопроса о влиянии тектонического фактора на положительное перемещение береговой линии и соответствующий размыв берега должны быть приняты во внимание интенсивность и особенность денудационных процессов, состав пород берега, наличие вечной мерзлоты и многие другие факторы. Учет их позволяет притти к выводу, что Баренцово море в настоящее время находится не в трансгрессивной, а в регрессивной фазе. Правда, в отношении участка Мезенского побережья мнения расходятся. Рамсей считал, что берега стабильны. Не обнаруживают признаков современного поднятия Кальянов и Андросова (1938). Более определенно высказывается В. П. Зенкович (1941), указывающий на погружение берега. В доказательство он приводит интенсивное разрушение побережья, наличие в некоторых местах (ограниченных участках) торфяных берегов, основание которых уходит ниже средних сизигийных приливов; наличие против устьев рек лайденных отложений с корнями и стеблями растений, также значительно ниже уровня сизигийного прилива.

Все приведенные В. П. Зенковичем факты, надо заметить, малоубедительны и не доказывают его точку зрения. Опускание этой части побережья вполне возможно, но этот вывод требует дальнейших исследований и доказательств.

2. Поперечный перегиб Московско-Польской синеклизы

(Полесский вал)

Полесский вал Н. С. Шатским рассматривается как поперечный антиклинальный перегиб Подмосковной и Польской синеклиз, соответствующий наибольшим поднятиям сводов Балтийского щита и Украинского массива. Этот перегиб представляет собой сложное образование; на его фоне намечаются слабые прогибы (рис. 84).

В отношении молодых тектонических движений этого района можно делать выводы по характеру аллювиальных террас, их строению, взаимоотношению, распространению и т. д. Ввиду того, что северная половина района перекрыта ледниковыми отложениями последнего оледенения и морфологически оказываются выраженными только самые молодые террасы, наши суждения пока ограничиваются только позднеи послеледниковым временем.

В южной половине описываемого участка, пожалуй, наоборот, с большей определенностью можно говорить о молодых движениях нижне- и среднечетвертичного времени и в меньшей степени о послеледниковых.

По району и смежным областям указания на молодые движения земной коры можно найти в работах: И. В. Даниловского (1925—1937), А. Ермилова (1938), А. М. Жирмунского (1926—1934), Б. Л. Личкова (1925—1934), С. Ленцевича (1926—1930), Г. Ф. Мирчинка (1933 и др.), Д. Н. Соболева (1928—1931), Л. Савицкого (1928) и др.

Изучение речных долин приглинтовой полосы позволило И. В. Даниловскому притти к следующим выводам. В большинстве случаев это

долины очень мелкие. Глубина их доходит до 25—45 м; ширина долин незначительная, расширение наблюдается только в местах древних озеровидных впадин. В главных реках (Ловать, Шелонь) Даниловский насчитывает не менее пяти террас; в крупных притоках — три-четыре и у второстепенных притоков (Черновка, Б. Смота у Ловати; Белая, Полонка, Мота и др. у Шелони) или у небольших речек наблюдается одна-две террасы. В долинах всех рек обнаруживается ясно выраженная закономерность — более молодые террасы всегда оказываются более короткими, чем древние. В отношении системы главных рек — Ловати и Шелони — Даниловский приходит к следующим выводам: обе они «имеют своим базисом эрозии оз. Ильмень, а главными, непрерывно прослеживаемыми террасами у них являются три нижние, ибо, как это было доказано для Ловати и Куньи, а также для Шелони (Даниловский, 1931—1932), их верхние террасы представляют следы протоков из первичных озер, существовавших в момент заложения этих рек; отсюда следует, что повышение всех террас вниз по течению должно указывать на троекратное понижение уровня оз. Ильменя в связи с косым поднятием местности к северу после окончательного отступания последнего ледника» (1932).

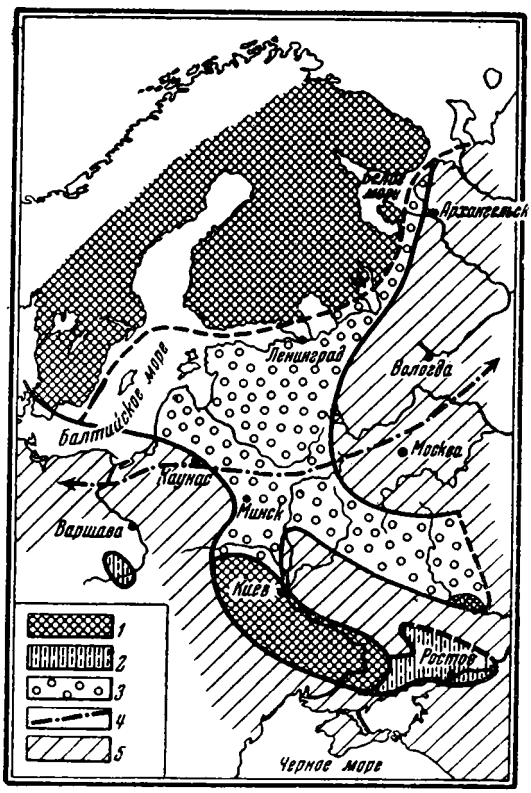


Рис. 84. Структурно-тектоническая схема, показывающая положение поперечного перегиба Московско-Польской синеклизы.

1 — докембрийские массивы; *2* — герцинские складчатые сооружения, выходящие на поверхность; *3* — Полесский вал (поперечный перегиб) и склоны докембрийских массивов; *4* — оси герцинских мульд; *5* — герцинские и мезозойские мульды (по Н. С. Шатскому, 1937).

Изучая долины левых притоков р. Невы (Мги, Тосны, Славянки, Ижоры), Даниловский пришел к выводу, что первая терраса соответствует литориновому времени, вторая — анциловому времени. Наиболее высокая и древняя терраса определяется им как позднеледниковая.

Сопоставляя все факты, Даниловский (1932) приходит к заключению, что указанные террасы рек северо-западной области, расходящиеся к устьям рек, связаны с косыми эпейрогеническими движениями земной коры, вызванными освобождением соответствующих ее участков от нагрузки ледников последнего оледенения. В настоящее время, по всем данным, происходит медленное и косое поднятие области в направлении на север. Надо заметить, что отмечаемые Даниловским поднятия не соответствуют установлению нулевых изобаз, вычисляемых по градиентам поднятий для различных отрезков послеледниково-

го времени (например, С. А. Яковлевым). Это обстоятельство определенно указывает на общее тектоническое движение земной коры положительного знака, которое по-разному проявлялось в различных структурно отличавшихся районах. В отношении причин этих движений никаких объективных доказательств правильности точки зрения Даниловского мы не имеем, и вряд ли ее можно принять.

На молодые поднятия указывает и А. М. Жирмунский, изучавший историю развития рельефа в бассейне р. Лучесы и на водоразделе рр. Зап. Двины и Днепра. Образование уступа от второй террасы р. Лучесы к первой Жирмунский связывает с эпейрогеническими движениями в конце неовюрма и регрессией иольдиевого моря; формирование первой надпойменной террасы, имеющей 2—5 м высоты, завершилось к концу анцилового времени, и, наконец, уступ этой террасы образовался между анциловым и литориновым временем (А. М. Жирмунский, 1935).

Для более южных участков влияние тектоники может быть выявлено достаточно хорошо. В ряде работ А. М. Жирмунский подчеркивал значение Полесского девонского вала в разделении рисского ледника на два языка — Южно-Польский и Днепровский. В более поздней работе А. М. Жирмунский (1934) указывает, что главный девонский вал Северо-Западного края в районе слияния его с Полесской и Оршанско-Орловской ветвями не задержал движения к югу ни рисского, ни вюрмского ледников, обладавших на этой широте большой силой надвига, но он, повидимому, остановил продвижение к югу неовюрмского ледника. Весьма возможно, добавляет Жирмунский, что это же явление имело место и на Валдайских высотах и что нагромождение конечных морен в Валдайском районе также является не причиной образования этих высот, а следствием отраженных здесь тектонических процессов дочетвертичного времени. Нужно думать, что весь этот район в целом и в верхнетретичное и в четвертичное время испытывал движения земной коры. Доказательством этому служит восстановленный бурением древний рельеф, выработавшийся отчасти в верхнетретичное и отчасти в начале четвертичного времени. По данным Я. Ермилова (1938), размах рельефа этого времени достигал 200 м, тогда как в настоящее время он не превышает 100 м. Эти древние долины, восстанавливаемые бурением, оказываются выполненными четвертичными отложениями, мощность которых достигает 120—130 м.

Наконец, характерный изгиб вюрмской морены к востоку от г. Минска, быть может, также можно связать с влиянием Полесского вала, испытывавшего в четвертичное время относительный подъем, по отношению к которому на смежных участках к востоку и западу имело место прогибание. Возможно большую мощность четвертичных отложений в районе г. Минска (по П. А. Тутковскому до 117.5 м, 1916 г.) можно связать также или с относительным прогибанием или с эрозионным переуглублением. Наиболее ярко молодые тектонические движения проявляются в районе рр. Припяти — Березины. Они установлены для этого района трудами Г. Ф. Мирчинка, Б. Л. Личкова, Д. Н. Соболева, Л. Савицкого и др.

По мнению Д. Н. Соболева (1931), к началу четвертичного периода в районе р. Припяти существовало широтно ориентированное Полесское корыто. Но сток из него шел на запад, так как Полесский вал еще сохранял свое водораздельное значение. Четвертичную историю этого района Г. Ф. Мирчинк (1933) рисует следующим образом:

«Перед началом четвертичного периода в западном Полесье, к западу от Полесского вала, происходили медленные эпейрогенические опускания, вследствие чего там стали образовываться озерно-болотные отложения. Тот же процесс привел к образованию там в миндель-рисское время в ледниково-озерном бассейне ленточных глин. Предледниковые воды рисского времени еще не имели стока из бассейна Припяти в бассейн Днепра». Последующие, продолжающиеся и в послевюрмское время опускания в Полесье привели к образованию Пинских болот. О том, как велики болота, можно судить по тому, что восточнее р. Случи одно болото, окружающее обширное озеро Князь, занимает площадь до 400 км^2 (Жирмунский, 1934).

Таким образом, в районе р. Припяти на фоне медленных поднятий района (на которые указывают террасовые уступы) проявляется относительное прогибание, составляющее главную причину заболоченности современного Полесья. В последнее время Л. Савицкий (1928) обратил внимание на то, что кривая уровня р. Припяти указывает на проявление в среднем течении реки препятствия, вызвавшего затруднение нормального стока, что, по всей вероятности, является следствием совсем молодого эпейрогенического поднятия. Начало заболачивания Полесья он относит к послеледниковому времени, так как в анциловое время эрозионный процесс в долине Припяти достиг своего максимума (Жирмунский, 1934).

На основании полученных данных о намечающемся поднятии самого последнего времени, Д. Н. Соболев и А. М. Жирмунский высказали предположение, что р. Висла рано или поздно отнимет у Днепра все Полесье до их старого водораздела, проходившего по Полесскому девонскому валу, ввиду того, что молодые поднятия приводят к увеличению уклона Полесья к западу.

Это тем более вероятно, что в течение четвертичного времени такое разобщение, связанное, повидимому, также с молодыми движениями, уже происходило. Оно намечается Д. Н. Соболевым (1931) для рисс-вюрмской межледниковой эпохи, когда восстановился сток из Полесья на запад; однако это положение требует проверки и доказательств.

Аналогичную область опусканий Г. Ф. Мирчинк видит в районе р. Березины к востоку от девонского Полесского вала. Движения в этом районе продолжались и в послевюрмское время. Вследствие этого нижняя надпойменная терраса р. Березины имеет заметно меньшую величину (4—5 м), чем в других местах (Мирчинк, 1933) (рис. 85).

Таким образом, мы видим, что молодые четвертичные движения земной коры проявлялись на всей описываемой территории поперечного перегиба Московско-Польской синеклизы. В конце третичного времени вся описываемая область испытывала интенсивные поднятия и эрозионное расчленение. В последующее время происходили колебательные движения земной коры, которые приводили к смене поднятий и опусканий. Эти движения не были равномерными во времени и в пространстве. Наряду с участками, в которых значительно преобладала положительная слагающая движений, намечаются такие, где ощутимую величину имела и отрицательная слагающая, в результате чего на общем фоне поднятий происходило замедление его и имели место относительные опускания. В настоящий момент вся область испытывает слабые положительные движения, однако, и они не являются равномерными.

Дифференцированный характер движений приводил к накоплению разной мощности четвертичных отложений. Этими движениями объяс-

няется и распространение ледников рисского и вюрмского века. С движениями земной коры связаны и общие морфологические черты этой области, ими отчасти объясняется и перераспределение гидрографической сети.

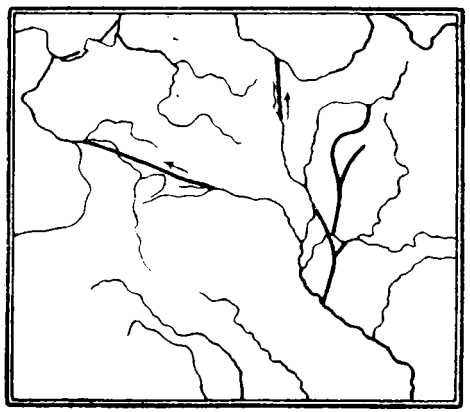


Рис. 85. Схема распределения гидрографической сети дорисского времени в среднем Приднепровье. Жирная линия— дорисская гидрографическая сеть (по Г. Ф. Мирчинку, 1933).

На этом участке можно видеть также связь молодых движений со структурно-тектоническими элементами земной коры; области, испытывавшие определенную тенденцию движений в дочетвертичное время, сохраняют эту тенденцию и на протяжении последних страниц геологической истории края. Так, например, девонский Полесский вал испытывает тенденцию к подъему. В бассейне р. Припяти, где проходит небольшой слабый прогиб, которым Украинская синеклиза соединяется с Польской мезозойской мульдой, относительное прогибание сохраняется и в течение четвертичного времени.

На примере этого района можно видеть, что вся область испытывала колебательные движения, строго дифференцируясь по структурно-тектоническим элементам. Поэтому генетически связывать их с ледником и считать компенсационными или изостатическими, как это делает, например, Даниловский и др., нет никаких оснований.

3. Украинский кристаллический докембрийский массив

С выходом докембрийского фундамента связан ясно выраженный структурный элемент Русской платформы — Украинский кристаллический докембрийский массив.

Рассматривая гипсометрическую карту Украины, легко выделить, в соответствии с морфологическим расчленением Украины, данным Н. И. Дмитриевым (1934), два участка: Волынско-Подольское плато и Приднепровско-Азовское плато. Первый участок характеризуется значительной приподнятостью и абсолютными отметками, значительно превышающими 200—300 м. Второй участок относительно понижен, абсолютные высоты не превышают 150—200 м.

На картах «глубин главнейших местных базисов эрозии», составленных С. С. Соболевым (рис. 27, 28), весь этот район хорошо выделяется значительным расчленением рельефа. В первом участке амплитуда рельефа достигает величины 170—220 м и более, причем максимальный размах рельефа приходится на среднее течение р. Днестра, постепенно уменьшаясь к востоку. В восточной части, отвечающей второму участку, глубина долин не превышает 125—150 м. При этом наиболее расчлененными оказываются участки Приднепровского плато, непосредственно примыкающего к р. Днепру, и область Азовского плато. На севере рельеф резко изменяется, местность приобретает равнинный характер с незначительным расчленением. Как отмечает Н. И. Дмитриев, северная граница почти на всем протяжении выражена в рельефе в виде невысокого уступа. Она вместе с тем представляет собой и северную границу сплошного распространения лёсса, а также северную границу сарматских отложений. На юге эта приподнятая область ограничивается Причерноморской береговой равниной, соответствующей Причерноморской впадине.

Во всех долинах описываемого района отмечаются хорошо выраженные речные террасы (Выржиковский, Ласкарев, Мирчинк, Полянский, Д. Соболев, Личков, С. Соболев и др.). На основании их изучения и выявления общего геоморфологического облика района большинство исследователей приходит к выводу о проявлении в пределах этого района молодых тектонических движений.

На них, для крайних западных районов, указывал уже Гейссейр (1893), приписывая обрыву Волынско-Подольского плато флексурно-сбросовое происхождение четвертичного возраста.

Выясняя характер и особенности террас района левобережья р. Днестра под Каменец-Подольском и в бассейне р. Горыни, Г. Ф. Мирчинк (1936) приходит к выводу, что поднятие, происшедшее в послеминдельское время (после формирования аллювия четвертой террасы) по северной окраине Волынско-Подольского плато, к западу от Шепетовки, сопровождалось сбросами, захватившими неогеновые образования, и в других местах пологими флексурообразными изгибами. «Я не хочу, конечно, настаивать на том, что весь уступ Волынско-Подольского плато, от Львова до Шепетовки,— говорит Г. Ф. Мирчинк,— обязан своим происхождением радиальным дислокациям, но есть, однако, вполне определенные данные о крупных четвертичных движениях эпейрогенического характера» (1936).

Само плато, по данным того же Г. Ф. Мирчинка, а также Ласкарева, Выржиковского, С. Соболева и др., в течение четвертичного времени испытывало медленное поднятие, которое, однако, не было равномерным. Г. Ф. Мирчинк доказывает, что интенсивное поднятие плато происходило в миндель-рисское время. Свой вывод он основывает на материале личных наблюдений, а также и на данных Полянского (1929).

Максимальное поднятие проявляется по р. Днестру в районе антиклиналоподобного поднятия на линии Бердо — Нароль.

Рассматривая поднятие этого района, можно притти к выводу, что оно носит сводообразный характер. Это доказывается фактами, уже изложенными Г. Ф. Мирчинком (1936). Он указывает, что, по данным Чижевского (1928), выше Нижнова (выше по Днестру) террасы становятся гораздо ниже, врезанные меандры исчезают, пойма Днестра становится широкой и Днестр начинает меандрировать по своей пойме. Наи-

более высокая терраса (6-я терраса Полянского) на территории Галиции, в среднем, располагается на абсолютных высотах в 340—350 м, местами до 400 м. Вверх по Днестру эта терраса с карпатской галькой не встречается выше 310 м абсолютной высоты. Ниже по Днестру она также снижается.

Доказательством молодых движений земной коры является также своеобразная геоморфология Подолии, отмеченная Р. Выржиковским. Он указывает, что многие верховья рек отличаются широкими долинами, пологими очертаниями склонов, обширными заболоченными поймами с обилием торфяников. Ниже по течению долины каньонообразны, глубоко врезаны в твердые коренные породы. Продольный профиль неправильный, невыработанный. Устья долин в большинстве случаев «висячие». Оценивая эти факты, Р. Выржиковский считает, что они указывают на поднятие отдельных частей Подолии, причем наиболее

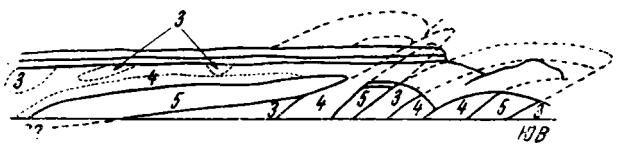


Рис. 86. «Гора Пивиха». Схема чешуйчатой серии взбросов-надвигов у г. Градижска между «Извозом Чупрыниным» и оврагом Градижским.

1 — надморенная лёссовая серия; *2* — валунный суглинок; *3* — миндель-рисские пески с *Paludina diluviana*; *4* — миндельские белые сыпучие пески; *5* — киевский мергель (по Резниченко, 1933).

интенсивное поднятие охватило область, протягивающуюся полосой параллельно р. Днестру и пересекающую среднее течение рр. Лядава, Мурафы и т. д.

Допуская равномерность движений за четвертичное время, можно считать, что весь описываемый участок испытывал поднятие со средней скоростью в 2—3 см в 100 л. (0.25 мм в год). По всей видимости, величины движений (поднятий) на севере и юге были значительно меньшими. Отличными эти движения оказываются и в восточной половине, где поднятия носили также неравномерный характер. Наибольшее поднятие в этой части было у Кременчуга (С. С. Соболев, 1937).

Нам представляется, что неравномерность движения выражается также в асимметрии: северо-восточный край массива оказывается более приподнятым, а погружение его к северу идет с бо́льшим градиентом, чем на юге.

Левобережье р. Днепра представляет собой, по мнению С. С. Соболева (1937), низменность в виде покатого крыла свода, которое в связи с присутствием или отсутствием ледовой нагрузки то опускалось, то поднималось (т. е. эта низменность была районом с переменными направлениями эпейрогенических движений).

Интересной особенностью рассматриваемого участка является наличие в районе правобережья р. Днепра (Канев, Пивиха) дислокаций. Относительно природы их существуют различные точки зрения. В. В. Резниченко считает их интенсивными тектоническими нарушениями пликативного характера, происшедшими в миндель-рисское время (рис. 86). Д. Н. Соболев связывает эти нарушения с динамическим воздействием ледника, считая их, таким образом, гляциодислокациями.

Г. Ф. Мирчинк (1936) объясняет часть нарушений оползнями, полагая, что в основном тут имели место тектонические движения, которые оказывали препятствие движению ледника, вследствие чего произошли гляциодислокации.

Совершенно аналогичную точку зрения развивает и Р. Выржиковский, высказавший этот взгляд в том же году (1936).

Г. Ф. Мирчинк указывает, «что зона ограничения азовско-подольского горста не отличалась покоем с самого момента заложения северо-украинской впадины. Об этом говорят явления интенсивного размыва и несогласия между келловеем и сеноманом, между сеноманом и палеогеном... Следовательно, можно предполагать, что именно в это время произошло заложение каневских дислокаций. Факты высокого залегания миндельских образований в Каневе, исключительно низкого залегания постели четвертичных образований в Переяславле, высокого залегания миндельских аллювиальных образований в Пивихе, ненормальной приподнятости террасы у Прохоровки можно объяснить тем, что во время, непосредственно предшествующее рисскому, территория, примыкающая к северо-восточному краю Азовско-Подольского горста по правобережью Днепра, вновь подверглась нарушениям дифференциального характера».

Так, в районе г. Пивихи, пишет Г. Ф. Мирчинк, местность, представлявшая в миндельское время пониженную часть долины р. Днепра, в которой откладывались речные отложения, поднялась на десятки метров. Такое же явление имело место и под Прохоровкой. Наоборот, территория Переяславля, Озерищ, Трощинского грабена Резниченко, а, может быть, и территория его Ольшанского грабена подверглись опусканию на 70—100 м. Этим-то и объясняется, что миндельские аллювиальные отложения, залегающие обычно в Северо-Украинской впадине примерно на одной высоте над Днепром, здесь оказались ненормально приподнятыми либо опущенными. Что касается формы проявления этих нарушений, указывает Г. Ф. Мирчинк, то можно допустить, что именно в это время приняли современную форму Трактемировско-Бучагский и Каневский горсты, а, может быть, и Мошногорский горст Резниченко, и Переяславско-Озерищинская впадина, и впадина Трощинского грабена. Г. Ф. Мирчинк допускает возможность проявления здесь радиальных дислокаций, не исключая, однако, при этом возможности поднятия и опускания без нарушения сплошности пород (Г. Ф. Мирчинк, 1936).

Интересно отметить, что каневские дислокации располагаются в такой зоне, где предполагают достаточно крупные разрывы и более древнего возраста. Так, например, геофизические исследования (1937) севернее р. Смотричи, вдоль северо-западной границы кристаллической полосы, обнаружили большой сброс, амплитуда которого оценивается до 3 км (К. И. Маков, 1939). К. И. Маков полагает, что этот разлом произошел в последевонское время. Для этой же области отмечаются разломы и более молодые, образовавшиеся в конце мела и послемеловые. Таким образом, радиальные дислокации Каневского района четвертичного времени располагаются в таком участке, где и до антропогена проявлялись движения такого же характера (рис. 87).

Описываемый участок испытывал в течение четвертичного времени поднятие, которое, однако, по своей амплитуде было меньшим, чем в западном участке Украинского массива.

Допуская равномерность этих движений в четвертичное время, можно думать, что они происходили со скоростью 1—1.5 см в 100 лет (0.2 мм в год). Необходимо подчеркнуть, что расчет этот чрезвычайно приближенный и в нем не учтены неравномерности колебательных движений. В краевых частях описываемой площади эта скорость должна быть еще меньшей.

Таким образом, в течение четвертичного времени весь Украинский массив испытывал неравномерные колебательные движения с преобладанием положительной слагающей. Более интенсивно поднимались

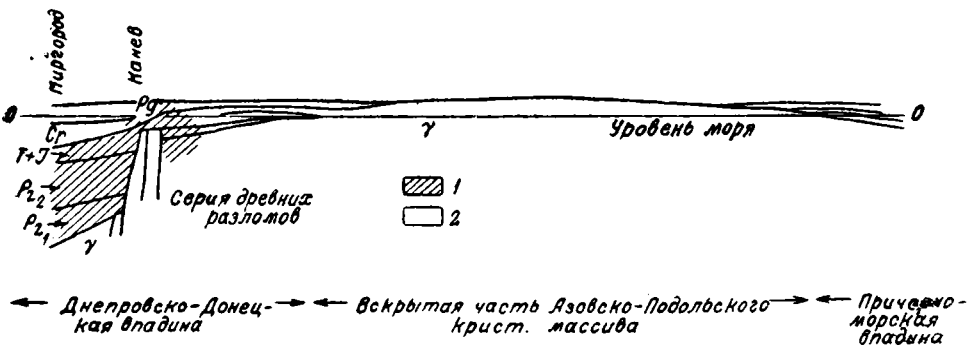


Рис. 87. Гипотетический геологический профиль через Днепровско-Донецкую впадину в Азовско-Подольский кристаллический массив.

1 — осадочный комплекс, захваченный процессами складкообразования; *2* — нескладчатый комплекс (по К. И. Макову, 1939).

крайние северо-западные, юго-восточные части и район Кременчуга, остальные части менее интенсивно. Ось поднятия, повидимому, вытянута в северо-западном направлении.

4. Волго-Уральское поднятие и Воронежский массив

Южный борт Подмосковной синеклизы представляет собой склоны и выход докембрийских кристаллических пород, соответствующих Воронежскому массиву. В отношении этого района можно говорить, что он испытывал относительно бо́льшие положительные движения, чем смежные участки (рис. 88).

По мнению Г. Ф. Мирчинка, после регрессии палеогенового моря этот район представлял собой относительно приподнятую сушу. «Об этом,— говорит он,— свидетельствует интенсивное развитие нашей овражной сети и то, что ледник максимального рисского оледенения обошел ее своими Донским и Днепровским языками с двух сторон» (1933).

Действительно, рассматривая карту глубин местных базисов эрозии С. С. Соболева (рис. 27), мы видим, что долины и овражная сеть на участке, соответствующем выходу кристаллических докембрийских пород, оказываются очень развитыми. Глубина эрозии достигает 150—175 м и более. Все это указывает на длительность процессов эрозии, которые, однако, протекали на всем этом участке неоднородно.

Район выхода кристаллических докембрийских пород на Дону на

западе постепенно переходит в Средне-Русскую возвышенность. Южная часть ее соответствует склону докембрийского кристаллического массива. Рассматривая этот участок, можно видеть, что в восточной части глубина эрозии долин и оврагов значительно больше, чем на западе.

Хорошо выраженные террасы в долинах протекающих здесь рек представляют собой в большинстве случаев террасы размыва. Все это

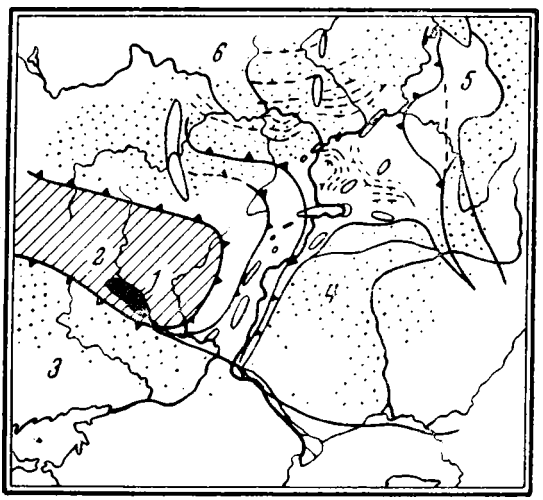


Рис. 88. Тектоническая схема района Волго-Уральского поднятия и Воронежского массива (заштриховано).

1 — докембрийский массив; *2* — область развития среднего и верхнего девона; *3* Донецкий передовой прогиб герцинид; *4* Западно-казахстанская синеклиза; *5* — поперечное поднятие передового прогиба герцинид; *6* — Московская синеклиза (по Н. С. Шатскому, 1941).

определенно указывает на то, что в течение четвертичного времени район испытывал, повидимому, неравномерные движения, которые выразились в бо́льших поднятиях в восточной части и меньших в западных участках. Заключение Г. Ф. Мирчинка (1933) о том, что «вероятнее всего, здесь поднятий не было и местность оставалась стабильной», можно применить только к западному участку. Восточный испытывал поднятия, отличающиеся, однако, значительно меньшей величиной, чем на Азовско-Подольском массиве и в Донбассе.

Как совершенно справедливо указывал Г. Ф. Мирчинк (1933), Воронежский массив сыграл подпруживающую роль в стоке талых ледниковых вод, и на участке к северу от него может быть отмечен относительно прогибающийся район. За это убедительно говорят данные последних исследований М. Н. Грищенко (1939) по неогеновым и четвертичным отложениям бассейна р. Дона. Грищенко установил в пределах бассейна среднего и верхнего Дона четыре законченных эрозионных цикла. Они сводились к интенсивным размывам и последующим заполнениям долины аллювиальными и флювиогляциальными отложениями. Как было показано Грищенко, долины этих циклов по отношению к современному уровню р. Дона оказывались сильно переуглубленными (рис. 89 и 90).

Не совсем соглашаясь с Грищенко в определении возраста различных аллювиальных толщ, выполняющих эти переуглубленные долины, можно с определенностью утверждать, что процесс этот начался еще в верхнеплиоценовое время и такое же направление имеет и в четвертичное время.

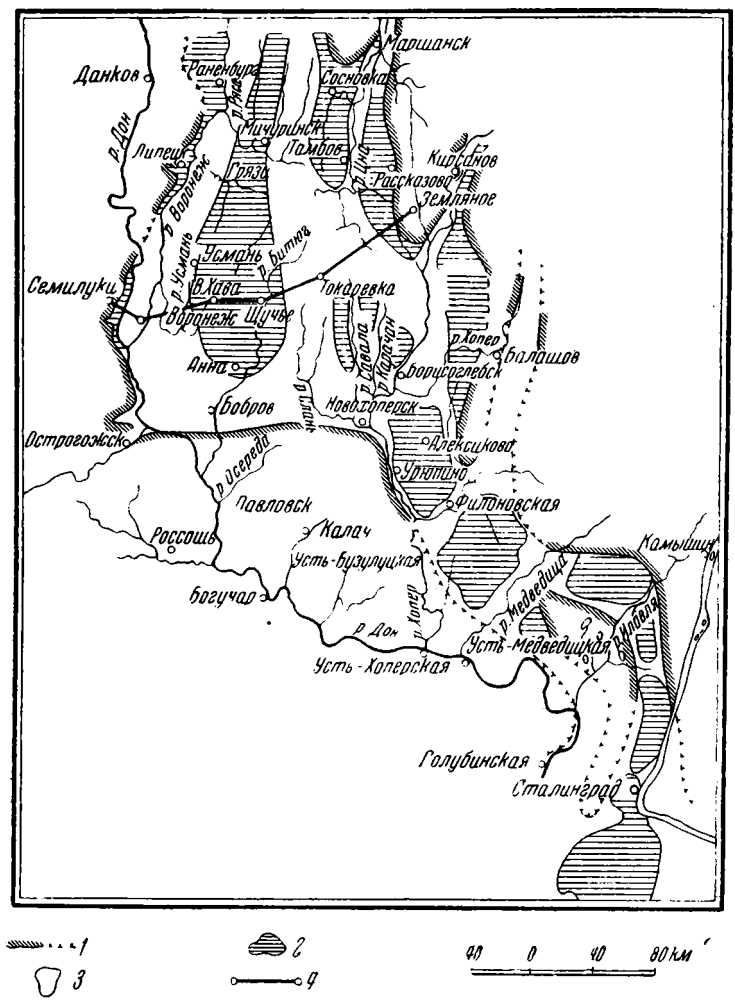


Рис. 89. Распространение ергенинской формации.

1 — контуры древней долины; *2* — площади, покрытые ергенинскими отложениями; *3* — не заштрихованы площади распространения плиоценовых и более молодых осадков в долинах последующего размыва; *4* — линия геологического разреза (см. рис. 91, по Грищенко).

Молодые погружения в указываемом районе подтверждаются также и указаниями Г. Ф. Мирчинка о том, что культурный слой верхнепалеолитической стоянки Боршево II уходит под уровень р. Дона и перекрывается делювиальными и современными аллювиальными образованиями (1933).

Рассматривая величину и характер процессов размыва и аккумуляции в долине р. Дона, можно заключить, что молодые движения имели колебательный характер с явным преобладанием отрицательной слагающей, указывающей на относительное погружение. Однако последние исследования Д. М. Коненкова (1947) значительно изменяют стратиграфическую схему прежних авторов для верхнего плиоцена и антро-

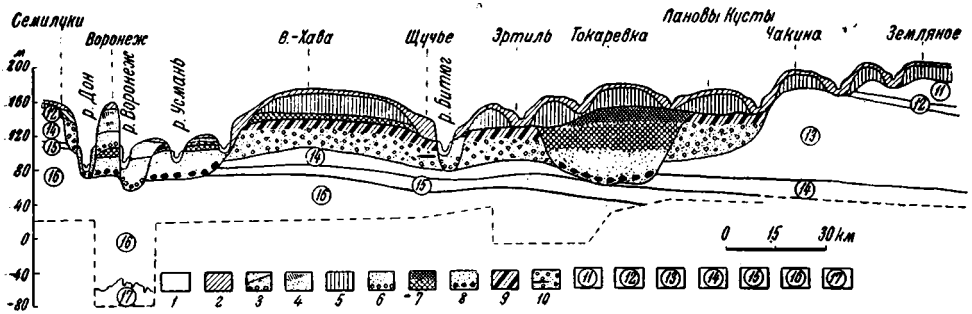


Рис. 90. Геологический разрез по линии Семилуки — Воронеж — Токаревка — Земляное (по Грищенко).

1 — современные аллювиальные отложения, *2* — покровные суглинки водораздела и делювиальные террасы оврагов и балок. *3* — аллювиальные и флювиогляциальные отложения первой высокой террасы, *4* — аллювиальные отложения второй высокой террасы и надморенные озерно-болотные отложения, *5* — морена, *6* — флювиогляциальные предледниковые отложения (основание второй высокой террасы), третья высокая терраса, *7* — неогеновые аллювиальные озерные глины с плиоценовой флорой, *8* — неогеновые аллювиальные и флювиогляциальные (?) отложения, четвертая высокая терраса, *9* — неогеновые пестроцветные глины типа сыртовых, *10* — неогеновая ергенинская песчано-глинистая толща с прослоем вулканического песка. *11* — отложения сантона, *12* — отложения сеномана, *13* — отложения альба. *14* — отложения апт-неокома, *15* — юрские отложения. *16* — девонские отложения. *17* — докембрийские отложения.

погена бассейна р. Дона. По данным этого исследователя, общая история плиоцена и антропогена оказывается очень близкой той, которая рисуется для соседнего, Волжско-Камского, бассейна.

К востоку от рассмотренного участка полоса поднятий протягивается в направлении к Уфимскому плато. Это так называемое Волго-Уральское поднятие Н. С. Шатского (1937, 1941).

Характер и особенности движения земной коры оказываются достаточно хорошо выясненными для района Самарской луки (Е. В. Милановский, А. Н. Мазарович, Е. Н. Пермяков, Н. И. Николаев).

В континентальный период неогена вся рассматриваемая область подвергалась интенсивному поднятию и эрозионному расчленению. Размах рельефа в верхнемиоценовое время (до акчагыла) мог оцениваться в районе правобережья в 500—800 м. В течение плиоцена вся территория испытала значительное опускание, и эрозионные ложбины были выполнены морскими, лагунными и речными отложениями. Процесс отложения осадков продолжался и в последующее, апшеронское, время. На грани этих двух ярусов возможно предполагать незначительное поднятие, сопровождавшееся размывом акчагыльских отложений. Аккумуляция за это время дошла до абсолютной отметки 180—200 м. В последующий четвертичный период поднятия, вызывавшие размывы, сменялись опусканиями, сопровождавшимися аккумуляцией речных отложений. Размах колебаний был неравномерным во времени. Особенно интенсивный размыв соответствовал миндель-рисскому времени, когда р. Волга на всем протяжении оказалась переуглубленной. Это поднятие отмечается как для Вятско-Улеминского вала, так и для Самарской

луки и других мест. В послеминдель-рисское время характер колебаний приближается к затухающей кривой.

За послеплиоценовое время весь район испытывает определенную тенденцию к подъему.

Не учитывая колебательного характера движений, можно говорить, что за четвертичное время район испытывал положительные движения с максимальной скоростью в 0.2 мм в 1 год или 2 см в 100 лет. Скорость движений была неравномерной — значительно большей в районе идиоморфных складок — куполов и валов — и меньшей между ними. В пределах самой структуры различные участки также отличались различной подвижностью. Так, например, в пределах купола Самарской луки амплитуда движений была максимальной в Жигулевском районе и уменьшалась в западном направлении.

Дифференцированные движения являются характерными для всего описываемого района. Они отмечаются почти для каждой выявленной локальной тектонической структуры в пределах всей Приволжской возвышенности. Например, относительно больший подъем испытывают участки, приуроченные как к крупным структурно-тектоническим элементам (Доно-Медведецкий вал, Саратовские дислокации и др.), так и к более мелким.

Явление поднятия в пределах всего указанного правого берега р. Волги может быть доказано и геоморфологическим анализом района. Характерным для него является значительно развитая овражно-балочная сеть. По побережью Волги овраги и балки очень глубоки, ветвисты, интенсивно размываются. Во многих местах овраги образуются в дне старых балок, что указывает на молодость движений. Во многих случаях овраги и балки в устье являются висячими. Вряд ли эту особенность можно связывать только с боковой планацией р. Волгой правого берега. На факт молодого поднятия указывает также тип стариц в широкой пойменной части Волжской долины, который З. Н. Барановской (1937) был назван старицами-протоками и который, вопреки мнению указанного автора, указывает не на одряхление реки, а на интенсивный размыв при увеличивающемся уклоне вследствие поднятия земной коры (Николаев, 1947).

Нам кажется, что именно с положительными движениями можно связывать также и перераспределение гидрографической сети на водоразделе бассейнов Дона и Волги, на которые указывал А. Н. Мазарович (1927) (р. Камышинка — р. Иловля, р. Бердия — р. Балыклейка).

Надо отметить, что характер движений в описываемом районе был различен. Помимо неравномерных движений, для ряда мест были отмечены и дизъюнктивные дислокации четвертичного возраста. Так, например, образование Александровского грабена, расположенного между р. Балыклеем и с. Пролейкой, по мнению Е. В. Милановского, надо относить к дохвалынскому времени (1940) и связывать или со второй половиной рисского времени или с началом рисс-вюрмского века. Как этот раскол, так и другие Е. В. Милановский генетически ставит в связь с крупными опусканиями в Заволжье. Он указывает, что весьма большой интерес представляет дифференциальный характер этих движений для правобережья р. Волги и низменного Заволжья, что обусловлено глубокими различиями в геологической истории и структуре обоих районов. Этим следует объяснить юные расколы и сбросы вдоль Волги, как раз в области соприкосновения двух разнородных глыб земной

коры, где возникали сильные напряжения, разрешавшиеся отдельными резкими дислокациями (Милановский, 1932).

Обширная область, располагающаяся между Волгой и Уралом, так называемое Волго-Уральское поднятие (Н. С. Шатский, 1941), испытала сложную историю. В целом и ее можно характеризовать как область, имеющую тенденцию к поднятию. Эта особенность, прежде всего, ярко отражается на морфологии района. Так, по карте глубин местных базисов эрозии (рис. 27) следует, что размах рельефа изменяется от 100 до 250 м. Наибольшей амплитудой рельефа отличаются участки водораздела между Камой и Самаркой, названные А. Н. Мазаровичем «Высоким Заволжьем». Здесь размах рельефа достигает максимальных величин, изменяясь от 150 до 250 м.

Не менее приподнята и расчленена территория в бассейне р. Уфы, соответствующая Уфимскому плато. Здесь размах рельефа достигает 200 м.

Прослеживая описанный сильно расчлененный участок к югу, можно видеть, что размах рельефа значительно сокращается по направлению к р. Уралу и Прикаспийской впадине, где он не превышает 100—125 м.

Наличие сильной расчлененности, большая глубина речных долин, присутствие полного комплекса террас, относящихся не только к четвертичному времени, но и к верхнему плиоцену, позволяют говорить о длительном поднятии рассматриваемого участка.

Однако более подробное изучение отдельных участков этого района (Розанов, 1944) показывает, что на фоне общего, хорошо выявившегося поднятия могут быть констатированы и локальные движения. Анализ большого числа буровых данных позволил для долин рек Б. Кинель, М. Кинель и др. установить тесную связь мощности комплекса аллювиальных отложений с местными тектоническими поднятиями, как Бугурусланское, Султангуловское и др. (Розанов, устное сообщение). В сводовых частях поднятий мощность оказывается меньшей, чем по склонам и в промежутках между отдельными структурами. Карта изопахит, построенная по аллювию, непосредственно выявляет расположение структур и, с точки зрения Розанова, может явиться методом их выявления.

Все приведенные факты указывают, что выявленные купольные структуры, с которыми связана нефтеносность и газоносность района и время образования которых относится к мезозою, испытывали локальные движения и в антропогене. В дальнейшем было бы очень интересно применением точных инструментальных методов установить и современные движения земной коры, которые должны быть для данного участка также дифференцированными.

Поднятие района Уфимского плато было доказано М. М. Толстихиной (1931) и приведено в сводке Г. Ф. Мирчинка (1933). Исследуя участок плато в районе рек Уфы, Ай и Юрезани, М. М. Толстихина устанавливает четыре террасы: три верхние, представляющие собой эрозионные уступы, несущие небольшой мощности аллювий, и первая надпойменная терраса, сложенная рыхлыми древнеаллювиальными образованиями.

Наличие на водоразделах песчано-галечных пород с галькой, чуждой местным породам и, повидимому, принесенной из центральной зоны Урала, позволяет предполагать поднятие центральной части Уральского хребта, вызвавшее усиление эрозионной деятельности. Эрозионные террасы, быстрое углубление долин, обусловившее сохранение врезанных

меандр, встречающиеся местами висячие долины, заложенные в известняках,— все это указывает на поднятие Уральского плато в течение четвертичного времени и, возможно, в новейшее время. За это же говорит общий наложенный — эпигенетический — характер речных долин (р. Уфа).

Ряд фактов позволяет М. Толстихиной предположить, что поднятие Уфимского плато было неравномерным. По всей видимости, оно увеличивалось по направлению к центральной зоне Уральского хребта.[1]

По данным последних исследований Н. А. Преображенского (1941), Ожигановой О. И. (1941), детальных исследований Н. Е. Дик и др., в бассейне Камы, Белой и Уфы установлено значительное переуглубление речных долин, доходящее в районе Камских полян до 101 м (правый берег р. Камы — по данным Н. В. Миртовой, 1941); в долине р. Уфы до 100—110 м.

Во всем этом районе узкая глубокая долина типа каньона выполнена темноокрашенными глинами и отчасти суглинками. Значительно выше они перекрываются палеонтологически охарактеризованными акчагыльскими отложениями с многочисленными *Cardium* и *Mactra* (Миртова, Преображенский, Дик и др.).

Толща темносерых глин и суглинков содержит, по данным Миртовой, исключительно пресноводную фауну и флору и представляет собой отложения застойных (озерных) вод, более древние, чем акчагыльские осадки. Миртова выделяет ее под названием «болгарской» толщи и относит к нижнему плиоцену.

Данное строение речных долин указывает, что в конце миоцена или начале плиоцена вся страна испытала интенсивное поднятие, которое сопровождалось энергичной разработкой гидрографической сети. Выработались глубокие, каньонообразные долины. В течение плиоцена происходило значительное погружение, в результате чего долины были выполнены осадками. Процесс погружения не был постепенным и, по-видимому, прерывался моментами некоторых поднятий.

На рубеже плиоцена и антропогена общий знак движений изменился на положительный, который был преобладающим в течение всего четвертичного времени.

Расчет скорости движения за четвертичное время, при допущении равномерности этих движений, показал величину в 0.15 мм в год.

Не менее хорошо могут быть доказаны положительные движения и для Высокого Заволжья, где А. Н. Мазарович и другие авторы выделяют хорошо прослеживающиеся террасы, относящиеся не только к четвертичному времени, но и к плиоцену. Анализ рельефа Высокого Заволжья привел А. Н. Мазаровича к выводу, что в настоящее время мы наблюдаем усиленное омоложение рельефа и размыв в бассейне р. Самарки далеко не дошел до своего расцвета. Эту особенность, нам кажется, можно связать не только с климатическими изменениями, как это делает А. Н. Мазарович, но видеть в этом также влияние и молодых положительных движений, которые еще не компенсированы эрозионной деятельностью.

[1] В статье Д. С. Соколова «О новейшей геологической истории Уфимского плато» (Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXIII (3), 1948) приводятся новые данные, доказывающие крупное поднятие в неогеновое время. Схема тектонических движений, установленная Д. С. Соколовым, хорошо подтверждает выводы, изложенные в нашей работе, так как анализ имеющихся материалов позволяет установить не только неогеновые поднятия, но и четвертичные, величину которых в настоящее время необходимо несколько умерить.

Сложный рельеф Высокого Заволжья, по А. Н. Мазаровичу, создался в течение нескольких геологических эпох и отразил на себе действие разнообразных геологических процессов. Анализ этого рельефа позволяет выделить в его истории эпохи эрозии, чередующиеся с эпохами аккумуляции континентальных отложений. Некоторые эпохи раз-

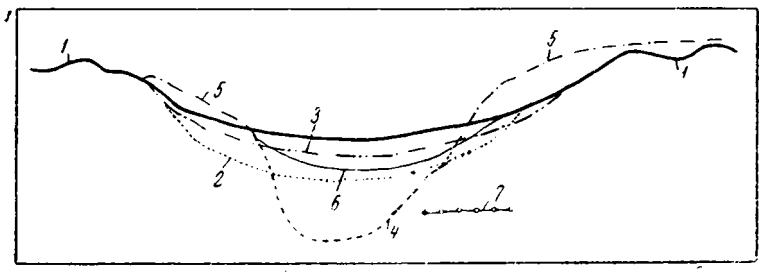


Рис. 91. Изменение рельефа Высокого Заволжья в течение рисской эпохи.

1 — поверхность к концу эпохи отложения сыртовых глин, *2* — форма впадин, заполненных акчагылом, *3* — форма впадин, выполненных сыртовыми глинами, *4* — эрозионные формы рисской эпохи (переуглубление долин), *5* — форма заполнения долин в течение рисской эпохи, *6* — аккумулятивные формы на склонах (шлейфы песков и суглинков), *7* — современный уровень дна речных долин (по А. Н. Мазаровичу, 1930).

мыва приводили к крупным переуглублениям речных долин и балок. По аналогии с хорошо изученной долиной р. Волги, в настоящее время процессы размыва и аккумуляции можно связывать с положительными и отрицательными движениями земной коры.

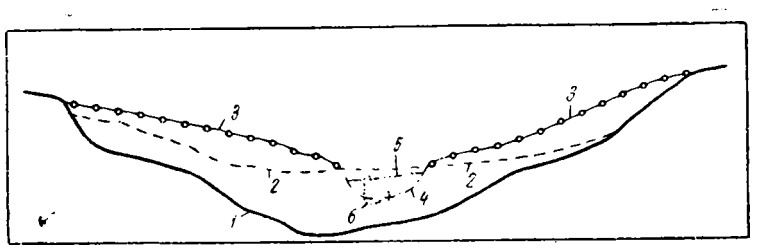


Рис. 92. Изменение рельефа Высокого Заволжья между концом рисской эпохи и современной эпохой.

1 — рельеф времени переуглубления долин, *2* — поверхность аккумуляции в рисскую эпоху, *3* — поверхность аккумуляции рисс-вюрмской эпохи, *4* — эрозия начала вюрмской эпохи, *5* — поверхность вюрмской аккумуляции, *6* — современный размыв (по А. Н. Мазаровичу, 1930).

Таким образом, и для этого района можно говорить о проявлениях колебательных движений. Эти колебания и отражение их в эволюции рельефа хорошо могут быть иллюстрированы профилями, составленными А. Н. Мазаровичем, показывающими изменение рельефа во времени (рис. 91, 92).

Нужно отметить, что движения земной коры во всей области Высокого Заволжья и Закамья происходили, по всей видимости, неравномерно. Так, Е. И. Тихвинская (1939) образование в Закамье и в Среднем Заволжье области сильного опускания слоев (рр. Сок, Шешлех, Толкиш,

с. Сюкеево) связывает с предакчагыльским временем. Об опусканиях свидетельствуют пониженное залегание татарских отложений в центральной части очерченной области, факты флексурообразного опускания в ее сторону оси Шугуровской антиклинали и другие данные. Размеры предакчагыльского опускания, по Е. И. Тихвинской, в настоящее время могут быть оценены лишь ориентировочно. Максимальным оно было в области Вятско-Лаишевского прогиба, уменьшаясь к северу и в направлении области развития брахиантиклиналей — Сокско-Шешминской, Елабужской, Ижевской и др., которую Тихвинская называет Сокско-Шешминским валом.

Эта область опусканий верхнетретичного времени подчеркивается и геоморфологическими данными, в особенности наблюдениями над высотой водораздельных пространств в разных местах при их сложении одноименными в возрастном, а часто и в фациальном отношении свитами. Такое сравнение дает амплитуду этих движений порядка 125 м (Бугульминское плато по сравнению с Лаишевским прогибом). Для других участков (Бугульминское плато — р. М. Черемшан, ниже р. Марасы) эта величина достигает 230 м.

Наряду с областями относительного опускания можно отметить и области относительного воздымания, которым свойственны юные формы рельефа. Это Бугульминское плато, соответствующее «Шугуровскому тектоническому узлу» Тихвинской, и Мамадышская зона поднятий.

«Здесь,— говорит Тихвинская,— в зоне прохождения краевой западной гряды Сокско-Шешминского вала, можно предположить наличие недавних движений, вызвавших омоложение форм рельефа» (1939).

Нет никакого сомнения в том, что намеченные области воздыманий и относительных опусканий являлись таковыми и в более позднее время — четвертичное. За это говорит общая морфология, многие факты, известные нам для смежных участков, и доказательства, уже приведенные Г. Ф. Мирчинком (1933). Указанной зоне относительного погружения, например, отвечает так называемый Болгарский бассейн, где широко развиты плиоценовые и четвертичные отложения, имеющие весьма значительную мощность.

Не останавливаясь на рассмотрении этого вопроса более подробно, мы отметим, что многие факты, показывающие опускание этой области, положенные Г. Ф. Мирчинком в обоснование его взгляда, в настоящее время получают иную трактовку и оценку.

Местность, располагающаяся непосредственно к югу от опусканий, как отмечалось, характеризуется меньшим размахом рельефа. Принципиально она не отличается от Высокого Заволжья. Вся разница заключается лишь в том, что величина положительных движений для этого района оказывается меньшей. Вместе с тем и здесь наблюдается дифференциальный характер движений. На фоне зоны воздымания, какими являются Общий Сырт, Пермская ось Заволжья, наблюдаются участки относительного прогибания или поднятий с меньшей амплитудой — Вольская мульда, Иргизская впадина, Ташлинская впадина.

Таким образом, на рассмотренном участке четко вырисовывается связь молодых тектонических движений со структурно-тектоническими особенностями края.

Подводя некоторые итоги сказанному, можно отметить, что на всей описанной территории проявлялись колебательные движения разной интенсивности, дифференцированные по структурам.

Особенности ритма этих движений, их повторяемость, графически

впервые были показаны Е. Н. Пермяковым (1938). Исходя из ряда теоретических соображений (палеоклиматическая кривая Миланковича и др.), Пермяков показал относительные колебания (поднятия и опускания) местных базисов эрозии для различных районов Самарской луки.

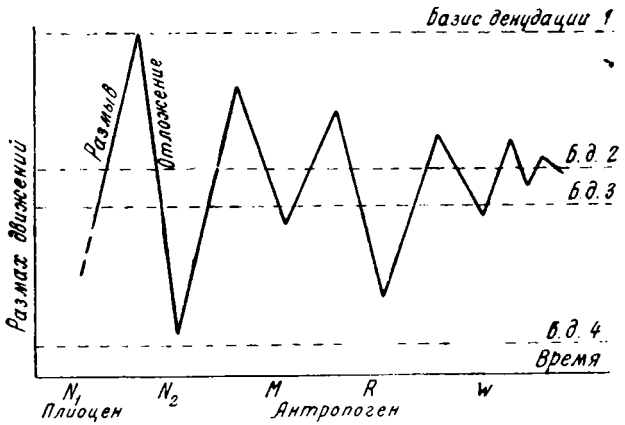


Рис. 93. График колебательных движений района Поволжья (масштаб не сохранен). Пунктир — положение базиса денудации (*Б. д.*)

1 — в случае совпадения *Б. д.* с уровнем моря, *2* — в районе Средней Волги, *3* — для Заволжья (Высокое Заволжье, Общий Сырт). *4* — для водораздельных областей.

К сожалению, как это было показано нами в работе 1938 г. (рукопись МГРИ), возраст некоторых четвертичных комплексов в долине р. Волги Пермяковым был определен неверно, поэтому неправильно определено и переуглубление долины р. Волги (см. рис. 60). Как следствие, и график, предлагаемый Пермяковым, фактически не верен. Однако он сохраняет свое принципиальное значение (рис. 94).

Если построить график колебательных движений с учетом и плиоценовой истории района, он будет иметь несколько отличный вид. При этом чрезвычайно любопытным свойством его будет применимость к любой точке описанного района. Тип движений, их ритм были всюду одинаковыми, и основным отклонением является размах движений, что на графике определяется различным положением горизонтальной линии — базиса денудации. Для участков, испытывавших большее погружение, положение базиса денудации на графике будет более высоким (*1, 2* на рис. 93) и, наоборот, для участков, испытавших большее поднятие, линия базиса денудации будет располагаться более низко (*3, 4* на рис. 94).

Рассматривая движения в основных чертах, можно видеть, что для всего района характерно крупное и длительное поднятие, которое сменилось интенсивным погружением местности в последний отрезок геологического времени. Новейшая история характеризуется новым подъемом, не компенсировавшим еще предыдущего направления движения.

Это — крупные, основные штрихи. В деталях каждое движение — и опускания и подъема — было очень сложным, представляя накладывающиеся одно на другое колебательные движения разного периода и различной амплитуды. Пока мы их оставляем без дальнейшего анализа.

Таков сложный спектр движений, который вскрывается на фактическом материале описанного района.

5. Украинская мульда

Участок Украинской мульды, соответствующий Донецкому бассейну, при свойственных этому району значительных высотах характеризуется большой амплитудой рельефа, достигающей 150—220 м (рис. 27). Благодаря такой врезанности долин в них хорошо развиты древние террасы, достигающие значительных высот. Так, например, на Донце у Изюма С. С. Соболев указывает террасу высокого уровня, до 103—117 м над рекой (Соболев, 1936). Такое строение речных долин и четвертичных отложений с определенностью указывает на тенденцию к подъему всей описываемой территории. При прослеживании Украинской мульды на северо-запад величина подъема ее уменьшается, и она постепенно переходит в относительно прогибающуюся часть. Ось прогиба, идущего в пределах среднего Днепра, не совпадает с осью Украинской мульды. Но, как это было отмечено разными авторами (Е. И. Оппоков, Б. Л. Личков, Г. Ф. Мирчинк), во времени наблюдалась миграция оси, которая, начиная с верхнемеловой эпохи, перемещается в юго-западном направлении (рис. 94).

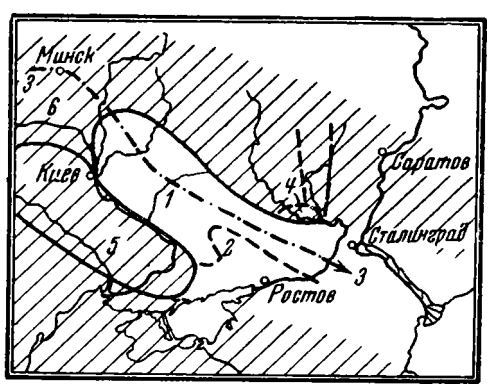


Рис. 94.

Положение украинской мульды (*1*) среди других структурно-тектонических элементов Русской платформы, *2* — герцинские складчатые сооружения, выходящие на поверхность, *3* — ось мульды, *4* — Воронежский докембрийский массив, *5* — Азовско-Подольский докембрийский массив, *6* — Молесский вал (по Н. С. Шатскому, 1937).

По данным Г. Ф. Мирчинка (1933, 1936), миндельское время в области молодого прогиба Украинской впадины характеризуется широко развитыми аккумулятивными процессами, которые продолжаются и в миндель-рисский век, когда отлагаются не только речные, но и озерно-болотные образования.

Тенденция к прогибанию проявляется и в более позднее время. С самыми молодыми движениями того же направления связывается заболачивание низовьев левых притоков р. Днепра (рис. 95, 96).

В последнее время В. Г. Бондарчук (1937) отмечает связь определенных форм рельефа так называемой Донецко-Днепровской мульды с соляными структурами, развитыми в северо-западной ее половине.

Автор обращает внимание на характерные отклонения течения рек Сулы, Псла, Ворсклы. Географическое расположение описанных отклонений, пишет Бондарчук, в области Днепро-Донецкой впадины обнаруживает определенную закономерность. Наибольшее число отклонений от нормального строения речных долин падает на приосевую часть этой впадины.

Анализ мощности меловых и палеогеновых отложений приводит Бондарчука к выводу, что образование соляных структур началось в мелу и происходит до сих пор. В частности, эпейрогенические движения, указывает он, в начале четвертичного периода в пределах Днепро-Донецкой впадины зафиксировали образование соляных структур в такой степени, что вызванные ими нарушения залегания третичных отложений сказались на направлении эрозии рек. В. Г. Бондарчук считает, что характер форм рельефа и построения гидрографической сети приосевой части впадины является важным признаком для определения географического расположения соляных структур (Бондарчук, 1937).

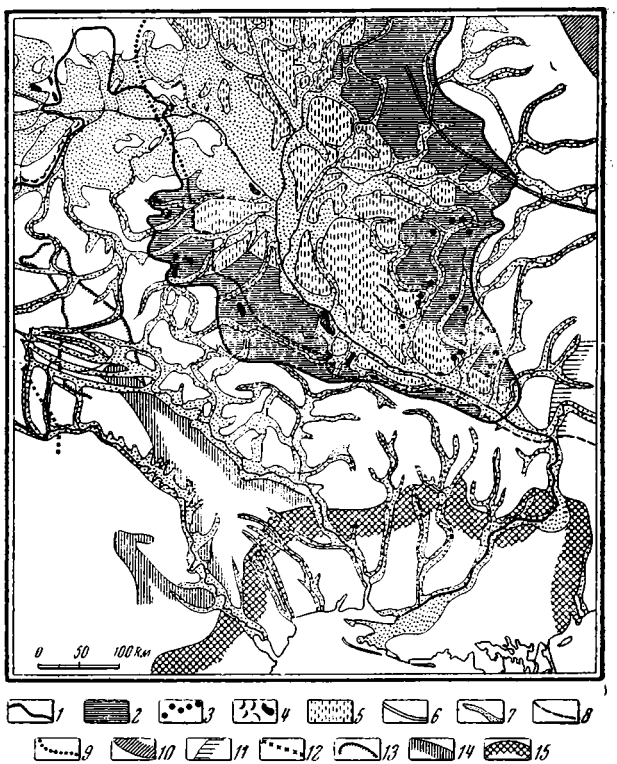


Рис. 95. Геоморфологическая карта области Днепровского ледникового языка и Южной Украины (по Д. Соболеву).

1 — граница оледенения; *2* — маргинальный моренный пояс; *3* — валунные скопления в восточном крыле маргинального пояса; *4* — конечные морены (насыпные); *5* — языковый бассейн; *6* — край юго-западной закраины Центрально-Русской плиты; *7* — речные долины и долинные (в том числе и флювиогляциальные) отложения; *8* — северо-восточная граница Украинской плиты; *9* — восточная граница оси Полесского моста; *10* — юго-западный край центрально-русской плиты; *11* — подземное продолжение донецкого карбона; *12* — толтры; *13* — границы среднего сармата; *14* — границы балтского яруса; *15* — границы нормального плиоцена.

Таким образом, для описываемого участка, помимо общих, региональных колебательных движений земной коры, могут быть отмечены локальные движения, еще очень слабо изученные, связанные с мелкими, местными тектоническими структурами в пределах Днепровско-Донецкой впадины.

Рассматривая характер проявления молодых движений земной коры в пределах Европейской части СССР, И. П. Герасимов (1939) отмечает, что на них существенное влияние оказывало развитие покровов материковых льдов. Это влияние, по И. П. Герасимову, в общем свелось к появлению дополнительной нагрузки и к замедлению и приостановке поднятий в тех районах, где был ледник. К числу таких районов, между

прочим, И. П. Герасимов относит и Приднепровскую и Придонскую низины. «Ледниковые языки,— пишет он,— выполнившие эти низины, обусловили замедление в скорости поднятий их. Это обусловило, в связи с продолжающимся поднятием окружающих возвышенных равнин, относительное (а не абсолютное) опускание обеих низин» (1939).

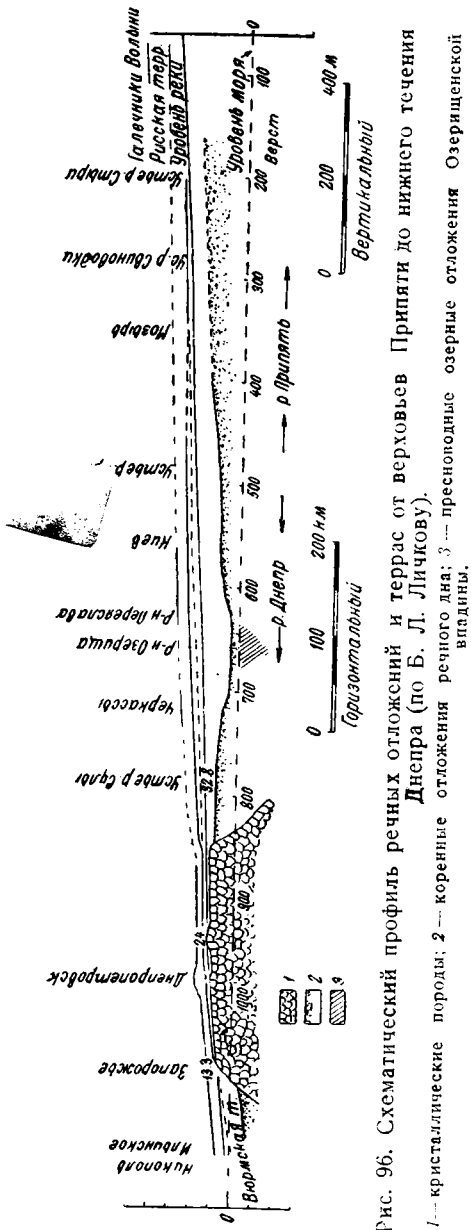


Рис. 96. Схематический профиль речных отложений и террас от верховьев Припяти до нижнего течения Днепра (по Б. Л. Личкову).

1 — кристаллические породы; *2* — коренные отложения речного дна; *3* — пресноводные озерные отложения Озерищенской впадины.

Мы никак не можем согласиться с И. П. Герасимовым, когда он опускание Днепровской и Донской низин, хотя и относительное, ставит в связь с ледниковой нагрузкой. В этом отношении И. П. Герасимов следует взглядам Б. Л. Личкова. Как мы увидим ниже, не ледниковая нагрузка (языков ледника) обусловила образование указанных впадин, а, наоборот, они (ледниковые языки) образовались как следствие структурно-тектонических особенностей рассматриваемого района, а сами впадины начали намечаться еще в дочетвертичное и доледниковое время.

6. Западно-Казахстанская синеклиза

Северная треть Каспийского моря и примыкающая с севера Прикаспийская впадина составляют своеобразную часть Русской платформы. Изучением ее со стороны проявления молодых тектонических движений занимались многие геологи. Одни из них разрешали этот вопрос, исследуя борта Прикаспийской низменности (А. Д. Архангельский, А. Н. Мазарович, Е. В. Милановский, Ф. П. Саваренский и др.), другие выводили молодые движения на основании тщательного изучения стратиграфии и геоморфологии самой впадины или отдельных ее участков, а также анализа исторических фактов (главным образом работы П. А. Православлева).

Совершенно новую страницу в изучении этого района открыли работы М. М. Жукова. Последний умело применил комплексный метод, в котором стройно сочетались методы стратиграфический, геоморфологический тектонический (анализ мощностей), палеогеографический и палеонтологический.

Если выводы, сделанные М. М. Жуковым, в некоторых своих частях

и не могут быть окончательно доказанными и с некоторыми из них трудно согласиться, то в целом они подкупают своей стройностью, возможностью освещать самые разносторонние вопросы стратиграфии, тектоники и геоморфологии.

Ниже, давая самую краткую характеристику молодых движений Прикаспийской впадины, мы используем, главным образом, как опубликованные работы М. М. Жукова, так и другие литературные источники.

Вся указанная территория сложена преимущественно четвертичными отложениями и представляет собой слабо наклонную равнину, в которой наиболее низкие части заняты водами Каспия, лежащими на абсолютных отметках минус 27 м. Только в немногих местах на поверхность выходят более древние коренные породы, образуя своеобразные купольные структуры (Богдо, Эльтон, Чапчачи, Индерское, Челкар и др.).

Основные черты тектонического строения всего района были созданы до четвертичного периода. Однако и в четвертичное время, как указывают и П. А. Православлев и М. М. Жуков, происходили достаточно интенсивные тектонические движения. Для них характерна дифференцированность, т. е. в различных местах впадины движения имели различный знак и интенсивность.

Первоначально молодые движения с определенностью были указаны Н. И. Андрусовым и П. А. Православлевым. Последний отмечает, например, что в районе Индерского озера дислокациями захвачены не только палео- и мезозойские породы, но и акчагыльские, а также позднекаспийские, до бакинских включительно,— вся площадь перебита сбросами и [illegible]тами разнообразных направлений. В низовьях р. Урала, по П. А. [illegible]славлеву, тектоническими нарушениями захвачены как бакинские [illegible] более юные наземнопресноводные образования, частью, быть может, аналоги хазарского яруса Нижнего Поволжья (1923—1930).

П. А. Православлев указывает молодые движения и к западу от р. Урала, где под выравнивающим покровом позднейших хвалынских и других осадков Каспия и, частью, аттельских субаэральных образований наблюдается полого-волнистая поверхность, образованная, повидимому, куполообразными складками и соответствующими им синклинальными изогнутостями того же типа, что и упомянутые брахискладки Уральского района (Православлев, 1939).

На аналогичные факты указывают также работы и М. М. Жукова. Для разных мест он отмечает резко выраженные несогласия в залегании отдельных ярусов четвертичного комплекса, резкое колебание в уровнях залегания отдельных ярусов на небольшом расстоянии (р. Урал). За проявление тектонических движений в Урало-Эмбенском районе в четвертичное время говорит и такой факт, описанный М. М. Жуковым. Всюду по северной окраине Прикаспийской впадины хвалынские морские слои лежат трансгрессивно на морских бакинского возраста. У северного подножья Усть-Урта взаимоотношение обратное — бакинские слои распространены шире хвалынских, т. е. наблюдается регрессивное залегание последних. По М. М. Жукову (1945), это указывает на послебакинское поднятие Усть-Урта. «Этот же участок испытывает движение в позднехвалынское время и обусловливает миграцию дельты р. Эмбы к северу. Если в раннюю фазу дельта Эмбы опиралась серединой своего основания на Карагон, то после отмеченного вторичного за четвертичный период поднятия перемещается километров на 100 к северу, к промыслам Искине, Байгунас» (Жуков, 1945).

Аналогичные движения, а также площадные поднятия различных участков указываются М. М. Жуковым и для других районов Прикаспийской впадины.

В течение четвертичного времени продолжают свое формирование и соляно-купольные структуры, в изобилии развитые в Прикаспийской впадине (Православлев, Успенская, Жуков, Мокринский и др.).

М. М. Жуков отмечает характерные изгибы р. Урала, которая огибает Челкарский и Индерский куполы, а также ветвление той же реки в районе хутора Яманки (между г. Гурьевым и с. Индерским). Эти изгибы обусловливаются молодыми движениями, местно проявляющимися в области соляно-купольных поднятий.

Наконец, надо иметь в виду, что уступы по границе Прикаспийской впадины, хорошо выраженные в рельефе, очень многими объясняются опускани[illegible]е. Некоторые геологи допускают осложнение этого опускания п[illegible]иферии сбросами (Жуков, Саваренский и др.). Дальнейшее пол[illegible]е структурных особенностей Прикаспийской впадины мы будем основывать целиком на работах М. М. Жукова (1945 и др.).

Северная треть современного Прикаспия начала функционировать как морская Каспийская впадина на рубеже понта и акчагыла. Если понтическое море в его распространении на север еще удерживается Донецко-Мангышлакским горным сооружением, то эта преграда исчезает с наступлением акчагыльского времени. Происходит, по-видимому, довольно быстрое опускание северной части Прикаспия, и воды акчагыльского моря заливают ее, ингрессируя длинными языками в бассейны рр. Волги и Урала (рис. 97).

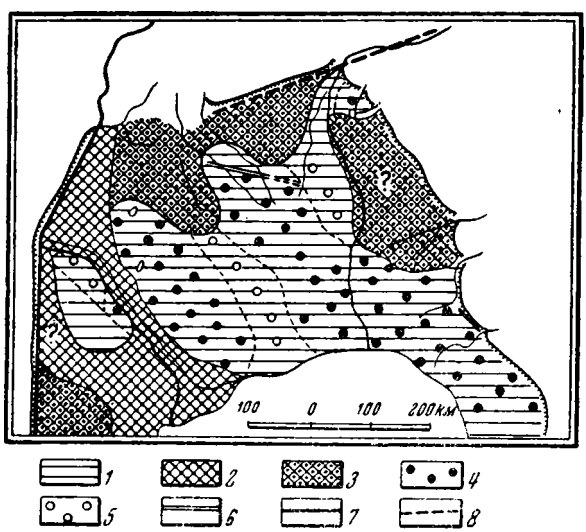


Рис. 97. Тектоническая схема северной части Прикаспийской впадины.

1 — участки поднятия, с маломощным покровом четвертичных отложений или лишенные его; *2* — участки опущенные, заполнявшиеся осадками в конце плиоцена и в четвертичном периоде; *3* — участки опущенные, заполнявшиеся осадками преимущественно в плиоценовое время; *4* — зоны проявления соляно-купольных нарушений; *5* — зоны вероятного сосредоточения круглокупольных структур; *6* — линейно выраженное поднятие; *7* — зоны сбросовых нарушений; *8* — предполагаемые сбросы (по М. М. Жукову).

В это время намечается интенсивное погружение впадины по северной ее окраине, где мощность акчагыла более 272 м (Кашкентойчал). К югу от широты с. Фурманова можно предполагать резкое сокращение мощности акчагыла с сотен метров до нескольких десятков.

В последующее, апшеронское, время фокус прогиба мигрировал к югу и, по данным М. М. Жукова, располагался в г. Астрахани, где мощность достигает 435 м, и в близлежащих степях (300—400 м). Этот прогиб располагался южнее широты оз. Баскунчак.

Четвертичные отложения севера Прикаспийской впадины обычно

характеризуются небольшими мощностями: на большей части территории они не превосходят 30 м. В районах солянокупольных поднятий наблюдается полное выклинивание четвертичного покрова. Если на большей части территории мощность отложений колеблется от 0 до 30 м, то некоторое ее увеличение (до 25—30 м) наблюдается у подошвы Общего Сырта, в области бывшего акчагыльского прогиба.

Прогиб западной окраины севера Прикаспия, наметившийся в апшеронское время, особенно сильно ощущается в четвертичное время, но районы максимального сосредоточения мощностей апшеронских и четвертичных слоев не совпадают в деталях. Последнее частично должно быть отнесено за счет неполноты данных о мощностях плиоцена, однако можно с уверенностью констатировать следующее. Апшеронский прог районе г. Астрахани продолжает развиваться в четвертичный пер Мощность осадков последнего здесь достигает большой величин 5 м.

Отчетливо вырисовывается, по М. М. Жукову, ось прогиба, ориентированная на северо-запад. Положение оси нисколько не совпадает с протяжением Волго-Ахтубинской долины, отклоняясь от нее к северу. От г. Астрахани ось прогиба направляется к г. Енотаевску, далее выходит на левобережье р. Волги, между Соленым Займищем и оз. Баскунчак, ближе к последнему. К западо-юго-западу от г. Астрахани четвертичный покров уменьшается.

Таким образом, можно говорить, пишет М. М. Жуков (1945), что в четвертичном периоде наметилась тенденция к прогибанию на юго-западе северного Прикаспия, причем прогибание идет по двум зонам, разделенным между собой поднятием, совпадающим с направлением оси Донбасс — Мангышлак.

В отношении северо-восточной окраины Прикаспия, для которой фактических данных еще мало, М. М. Жуков предполагает, что к северу от оз. Индерского и древней дельты р. Уила и до оз. Челкара располагается также область плиоценово-четвертичного прогиба. Она совпадает с тем пространством, где слепо оканчивается ряд речек, спускающихся с восточного борта Прикаспийской впадины (рр. Чидерты, Улента, Булдурты, Калдагойты и Джаксы-бай), и известна под именем Байгутинской западины. Западина эта — бессточная. Возникновение этой западины в современном рельефе М. М. Жуков связывает с тектоническими причинами. Он считает ее обширным межкупольным понижением, заключенным между крупнейшими в Прикаспии соляными куполами: Индерским на юге и Челкарским на севере.

Суммируя данные по мощностям плиоценовых и четвертичных отложений, М. М. Жуков приходит к следующим выводам:

«Суммарными максимальными мощностями эти отложения характеризуются в основном на территориях, прилегающих к бортам Прикаспийской впадины, намечая тем самым ее максимально опущенные участки. Опускание краевых участков впадины происходит не одновременно. Наиболее древнее опускание — предакчагыльское и акчагыльское — сосредоточивается на севере, у подножья Общего Сырта. В апшеронском веке происходит опускание западной окраины впадины. В четвертичное время это западное опускание территориально дифференцируется, разделяется на две депрессии поднятием участка, совпадающего с линией Донбасс — Мангышлак. О времени возникновения предполагаемой Байгутинской депрессии пока нет никаких оснований говорить.

Суммарная мощность плиоцена и четвертичных слоев в депрессиях достигает весьма значительной величины».

В центральной части нашей области наблюдается широкое развитие солянокупольных проявлений. Учитывая большое число их, можно говорить, указывает М. М. Жуков, как бы об общей поднятости центральной области северного Прикаспия. Для нее характерна и незначительная мощность новейших отложений.

Неравномерные прогибания различных участков Прикаспийской впа[illegible] вызывали тектонические подвижки в областях солянокупольны[illegible]ушений. Они происходили разновременно и известны на Челка[illegible] Индерском, Баскунчакском и других куполах. Характер образования этих структур на примере Индерского купола был изучен В. В. Мокринским (1939). Особенностью этого района он считает интенсивность проявлений тектогенеза и угловые соотношения несогласно пластующихся отложений, которые остаются примерно одними и теми же для всей периферии купольного поднятия, очерченной одним и тем же радиусом. Все это объясняется ясно выраженным поступательным подъемом купола вверх и центральным положением точки максималь-

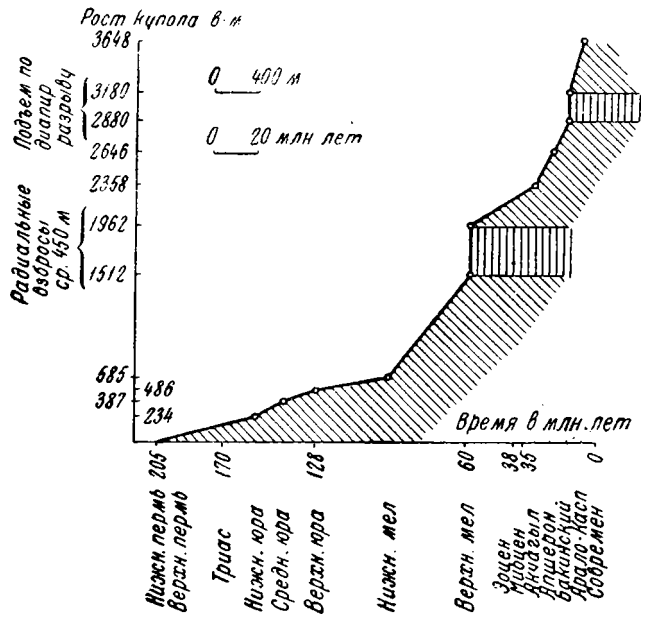


Рис. 98. График роста соляных куполов (Индерский купол) (по Мокринскому).

ного подъема. Процесс куполообразования под влиянием тектонических напряжений и значительных статических нагрузок, которые были обусловлены, как мы видели, и молодыми прогибаниями, начался, по Мокринскому, в верхнепермское время и непрерывно протекал до фазы «прорванной» формы, образовавшейся у главного купола уже в четвертичное время. Этот рост во времени Мокринский иллюстрирует графиком, построенным на основании фактического замера угловых расхождений между двумя смежными толщами стратиграфического разреза и на основании найденного по ним соответственного значения

истинного подъема центральной точки купола (исчисление времени по Холмсу, рис. 98).

Помимо солянокупольных поднятий, М. М. Жуков намечает еще и линейное поднятие, ограничивающее с юга предсыртовую депрессию, где максимальной мощности достигают акчагыльские слои.

Рассматривая интересную карту мощностей четвертичных отложений, опубликованную М. М. Жуковым (1941), можно отметить следующую особенность. На большей территории Прикаспийской впадины (рис. 99) мощность четвертичных осадков колеблется от 0 до 20 м. Некоторое увеличение ее отмечается Жуковым у подошвы Общего Сырта (до 25—30 м), соответствуя области предшествующего акчагыльского прогиба.

Интенсивное увеличение мощности отмечается в северо-западной части впадины, где осадки увеличиваются до 100 м, а в средней части этого отрезка, к северо-западу от Астрахани, колеблется от 100 до 200 м (в Астрахани они достигают 115 м). Жуков связывает это увеличение с прогибом земной коры, который наложился на прогиб апшеронского времени.

Однако, учитывая данные по смежному району с севера, возможно дать и другое объяснение этим фактам, а именно объяснять депрессию ложа четвертичных отложений не как прогиб, а как эрозионное понижение. Жуков отрицает подобную возможность, потому что в таком случае это ложе должно было бы выработаться во время низкого стояния вод Каспия на рубеже апшеронского и бакинского веков. «При подобном допущении следовало бы представить себе,— пишет Жуков,— каньонообразное понижение, сравнительно узкое и глубокое, на дне которого располагались бы речные осадки начала бакинского времени. На самом деле наблюдается иное» (Жуков, 1939).

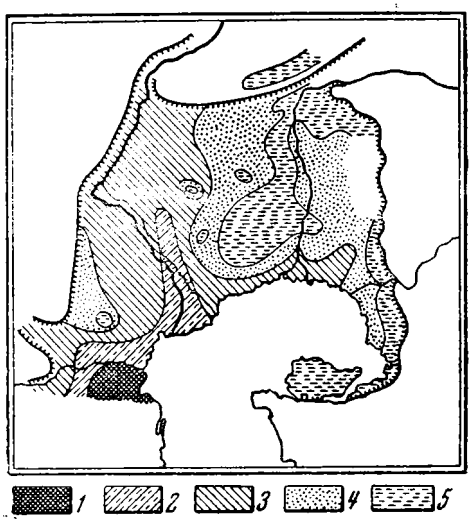


Рис. 99. Схема, показывающая мощности четвертичных отложений Прикаспийской впадины.

1 — более 200 м; *2* — 100—200 м; *3* — 25—100 м; *4* — 10—25 м; *5* — менее 10 м (по М. М. Жукову, 1941).

С данным положением можно, пожалуй, согласиться. Однако если учесть, что глубинный размыв в доакчагыльское время, в нижнем плиоцене, широко проявился на вышележащем отрезке долины р. Волги, то можно думать, что он нашел свое отражение и в области Прикаспийской впадины. В таком случае увеличение мощности апшеронских отложений, наблюдаемое в районе Астрахани, суммарная мощность плиоцена и антропогена, достигающая здесь 630 м, объяснимы и без привлечения тектонических прогибаний, простым выполнением существовавшей доакчагыльской депрессии.

Это тем более вероятно, что суммарная мощность осадков, которые должны были выполнять плиоценовую депрессию в районе Самарской луки, оценивается цифрой не менее 300—350 м.

Трудно отрицать влияние и тектонического фактора. По всей видимости, в определенные эпохи данный фактор сказывался в накоплении и плиоценовых и, быть может, антропогеновых осадков в такой относительно подвижной области, как Прикаспийская впадина. Тем не менее, факт залегания акчагыла в Астраханской скважине на верхнемеловых отложениях (А. А. Богданов, 1934) весьма показателен. И нам представляется, что оценка этого факта, даваемая В. П. Батуриным, который отмечает, что в это время накапливалась мощная продуктивная толща на юге в определенной палеогеографической обстановке, имеет большие основания и заслуживает дальнейшего рассмотрения (Батурин, 1937). К этому вопросу мы вернемся в следующих разделах данной работы.

Рассматривая характер движений для описываемого участка Прикаспийской впадины, можно отметить следующие особенности их:

1. В верхнеплиоценовое и четвертичное время весь район испытывал тенденцию к опусканию.

2. Погружение во времени не было постоянным и сменялось периодами поднятий. Такие поднятия могут быть отмечены на грани каждого века, когда морские отложения сменялись континентальными.

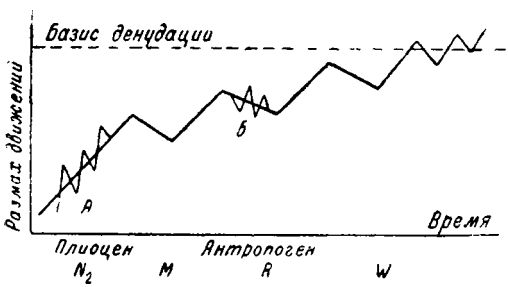


Рис. 100. График колебательных тектонических движений для района г. Астрахани (масштаб не сохранен).

А'— осцилляции Апшеронского бассейна. Колебания береговой линии обязаны более мелким тектоническим движениям; *Б* — то же для хазарского бассейна.

На фоне более крупных колебательных движений земной коры устанавливаются и более мелкие в пределах каждого века (например, хазарского), которые представляют собой небольшие осцилляции моря, в настоящий момент еще не окончательно выявленные, но определенно отмечаемые (рис. 100).

Наиболее хорошо они выявлены, пожалуй, для хвалынского времени.

Повидимому, еще более мелкими колебательными движениями, в значительной мере завуалированными гидрологическими и климатическими факторами, являются те, которые устанавливаются по изменениям уровня Каспийского моря (рис. 101, 102), по историческим данным и по геологии молодых отложений в районе низовьев р. Волги (кемрудская, джарджанская и саринская фаза Каспия).

3. Погружения Прикаспийской впадины в пространстве не равномерны. Фокусы прогиба в различные отрезки времени испытывают, как это было установлено М. М. Жуковым, миграцию. Вместе с этим выделяются и такие участки, которые на фоне общего опускания испытывают как бы некоторую тенденцию к подъему (центральная часть Прикаспийской впадины, створ Донбасс — Мангышлак).

4. Совершенно самостоятельно в отношении молодых движений ведут себя участки с соляными куполами. Они испытывали в течение четвертичного времени тенденцию к поднятию, сохранившуюся еще и в настоящее время и идущую на фоне общего прогибания.

5. Величину опускания в цифрах, хотя бы в относительных, оценить чрезвычайно трудно. Во-первых, для различных участков они будут

различными. Во-вторых, при расчетах очень трудно учесть сложность указанных колебательных движений вследствие наложения одного на другое движений с различной амплитудой. И, наконец, надо иметь в виду, что величину опусканий вывести только по мощности отложений нельзя — необходимо принять во внимание и абсолютную высоту залегания тех или иных отложений, которая, повидимому, подвергалась значительным изменениям во времени.

Если не принимать во внимание колебательного характера движений, то величина скорости опускания за четвертичное время для района Астрахани может быть выражена ориентировочно цифрой в 0.2 мм в год. Если же эту скорость опускания вычислить только по хвалынским отложениям, принимая во внимание абсолютную высоту их залегания в центральной части впадины (Астрахань), получится совершенно иная цифра, приблизительно равная около 2 мм в год.

Однако нет никаких сомнений в том, что и эта цифра не отражает действительной скорости колебаний, которые очень изменчивы во времени и, повидимому, временами отличались еще большими скоростями.

6. Для Северного Прикаспия в настоящий момент отмечаются медленные положительные движения земной коры (Православлев, Жуков, Лавров).

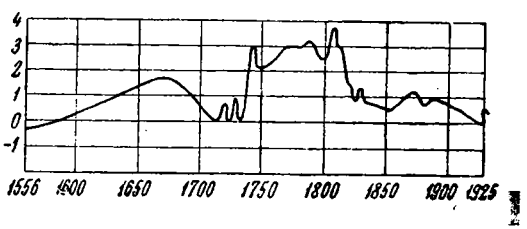


Рис. 101. Кривая колебаний уровня Каспийского моря (по Л. С. Бергу).

7. По наличию фактических данных и палеогеографическим построениям весьма вероятно предположение, что в пределах Прикаспийской впадины и в доакчагыльское время проявлялся речной размыв. Выпол-

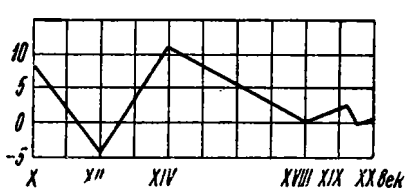


Рис. 102. Кривая колебаний уровня моря по футштоку в Баку (по П. А. Православлеву).

нение эрозионных ложбин должно было привести к местным увеличениям мощности верхнеплиоценовых и антропогеновых осадков.

Размыв осуществлялся в условиях проявления поднятий всей страны.

Литература

Андросова В. П. Геоморфологические работы по восточному и северному побережью Канина полуострова. Труды ВНИРО, т. V, 1938.

Архангельский А. Д. Среднее и нижнее Поволжье, материал к его тектонике. Землеведение, 1911.

Архангельский А. Д. К вопросу об истории послетретичного времени в Низовом Поволжье. Труды Почвенн. комитета, т. 1, в. 1, 1912.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, 1937.

Башмаков П. И. Изменяются ли глубины и очертания берегов северных морей. Сов. Арктика, 2, 1938.

Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии Н. Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани. Труды Ленингр. о-ва естествоисп., т. 1, XIII, в. 2, 1932.

Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XII (3), 1934.

Бондарчук В. Г. О геоморфологии Днепро-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур. Разведка недр, № 2, 1937.

Бондарчук В. Г. Обзорная карта четвертичных отложений Украинской ССР, м. 1 : 2 500 000. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Борзов А. А. Геоморфология Европейской части СССР. МГУ, Сектор заочного обучения, 1938.

Вахрушев Г. В. Четвертичные отложения Башкирии. Уч. зап. Сарат. универс. Геол.-почв. сер., т. 1 (XIV), в. 2, 1938.

Верещагин Г. Ю. Положительное и отрицательное движение береговой линии на оз. Сегозере. Труды Олонецк. научн. эксп., ч. III, в. 1, 1926.

Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Труды Олонецк. научн. эксп., ч. III, в. 2, Гос. гидр. ин-т, Л., 1931.

Выржиковский Р. Р. Геологический очерк МАССР. Вестник Укр. геол. ком., в. 10, 1927.

Выржиковский Р. Р. Новейшие движения земной коры на Украине. Пробл. сов. геологии, № 5, 1936.

Герасимов И. П. Каспийское море в четвертичный период. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.

Герасимов И. П. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Зап.-Сибирской низменностей. Изв. Гос. геогр. о-ва, 5, 1936.

Герасимов А. П. Медленные движения суши и их изучение. Природа, № 7—8, 1927.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды Ин-та географии АН СССР, в. XXXIII, 1939.

Горбацкий Г. В. Плиоценовые отложения и рельеф юго-восточного побережья п-ва Канина. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. XIV, в. 6, 1932.

Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четв. периоду СССР, ГГУ, 1936.

Губкин И. М. Проблема акчагыла в свете новых данных. АН СССР, 1931.

Даниловский И. В. История отложений и форм рельефа в Пропойском и Быховском районах. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Даниловский И. В. Геологические и геоморфологические наблюдения по восточному и западному берегу Онежского озера. Изв. Гос. геогр. об-ва № 2, 1937.

Даниловский И. В. Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных долин и их террас в области РСФСР. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. 1, 1932.

Дмитриев Н. И. Геоморфологические расчленение Украины. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 66, в. 1, 1934.

Добрынин Б. Ф. Геоморфология Марийской автономной области. Землеведение, т. XXXV, в. 2 и 3, 1933.

Дьяконова-Савельева Е. Н. О древних береговых линиях Онежского озера. Труды I Всерос. гидрол. съезда, Л., 1925.

Ермилов Я. М. Рельеф Валдайской возвышенности в доледниковое время. Пробл. физич. геогр., V, 1938.

Ермолаев М. М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. Труды Ин-та по изучен. Севера, в. 40, 1929.

Жирмунский А. М. Новые данные по тектонике, геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений БССР и Западной области РСФСР. Труды ЦНИГРИ, в. 17, 1934.

Жирмунский А. М. История рельефа в бассейне Лучесы и соседней части водораздела р. Зап. Двины и р. Днепра. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 87, в. 6, 1935.
Жуков М. М. Миграция дельт рр. Волги, Камы и Урала за послеледниковое время. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. СОПС АН СССР, 1945.
Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. Бюлл. МОИП, серия геологич., т. XV (3), 1937.
Жуков М. М. Результаты изучения четвертичных отложений в Урало-Эмбенском р-не в 1936 г. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Жуков М. М. Четвертичные отложения низового Поволжья. Труды МГРИ, т. 1, 1936.
Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Нижне-Волжского края. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, 1935.
Жуков М. М. Каспийские осадки низового Поволжья, ГГРУ, т. XI, 1934.
Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. Учен. зап. МГУ, в. 48, серия географ., 1941.
Зеккель Я. Д. К истории речной сети Печорского бассейна. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1940, № 6.
Зеккель Я. Д. Развитие гидрографической сети как фактор осушения озер и болот. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, в. 6, 1935.
Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карелии, Петрозаводск, 1936.
Карабасников. О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Сев. Двины. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.
Кассин Н. Г. Общая геологич. карта Европ. части СССР, лист 107 (Вятка). Труды Геол. ком., новая серия, в. 158, 1928.
Кленова М. В. Происхождение рельефа дна Баренцова моря. Природа, № 2, 1933.
Кленова М. В. Погруженные береговые линии Баренцова моря. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Кобозев П. С. и Хабаков А. В. Происхождение северных увалов. Зап. Мин. об-ва, № 1, 1931.
Ковда В. А. и Лебедев Н. Н. К новейшей истории Каспийской равнины. Докл. АН СССР, V, 1938.
Краснова Н. Г. К вопросу о развитии дельты реки Урала. Учен. зап. МГУ, XVI, 1937.
Крокос В. И. Некоторые данные по геологическому строению южнорусских рек. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., № 42, 1918.
Кротов П. Вятский увал. Землеведение, кн. III, 1894.
Лавров А. П. Современные изменения береговой полосы Северного Каспия. Учен. зап. МГУ, в. 48, серия географическ., 1941.
Лаврова М. А. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна, Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.
Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины от устья р. Ваги до Концегорья. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. I, 1937.
Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Лаврова М. А. О географическом распространении бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та географии, XXXVI, 1940.
Ласкарев В. Геологические исследования в юго-западной России, 17-й лист Общей геол. карты Европейской России. Труды Геол. ком., 77, 1914.
Лебедев Н. Н. Эрозионные циклы Заволжья. Пробл. Волго-Каспия. Труды Ноябрьск. сессии АН СССР, 1933, т. 1, 1934.
Левинский И. Предварительный отчёт о гидрогеологических исследованиях, произведенных в 1914 г. в вост. части Херсонской губ. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, в. 6—7, 1917.
Ленцевич. С. Отношение между островами Вислы и Днепра. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. 1, 1932.
Личков Б. Л. К вопросу о террасах Днепра. Геол. ком., в. II, 1928.
Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморф. ин-та, в. 1, 1931.
Личков Б. Л. О геологическом прошлом европейских рек. Пробл. физ. географии, в. III, 1936.
Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления послетретичных отложений Поволжья. Изв. АН СССР, т. XXI, № 9—11, № 12—14, 1927.
Мазарович А. Н. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья. Землеведение, т. 29, кн. 3—4, 1927.

Жирмунский А. М. История рельефа в бассейне Лучесы и соседней части водораздела р. Зап. Двины и р. Днепра. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 87, в. 6, 1935.
Жуков М. М. Миграция дельт рр. Волги, Камы и Урала за послеледниковое время. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. СОПС АН СССР, 1945.
Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. Бюлл. МОИП, серия геологич., т. XV (3), 1937.
Жуков М. М. Результаты изучения четвертичных отложений в Урало-Эмбенском р-не в 1936 г. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Жуков М. М. Четвертичные отложения низового Поволжья. Труды МГРИ, т. 1, 1936.
Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Нижне-Волжского края. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, 1935.
Жуков М. М. Каспийские осадки низового Поволжья, ГГРУ, т. XI, 1934.
Жуков М. М. О дифференцированных вертикальных движениях берегов Каспия за четвертичное время. Учен. зап. МГУ, в. 48, серия географ., 1941.
Зеккель Я. Д. К истории речной сети Печорского бассейна. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1940, № 6.
Зеккель Я. Д. Развитие гидрографической сети как фактор осушения озер и болот. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 67, в. 6, 1935.
Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карельской АССР. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Земляков Б. Ф. Четвертичные отложения Карелии, Петрозаводск, 1936.
Карабасников. О высоте береговой линии межледникового моря в бассейне р. Сев. Двины. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.
Кассин Н. Г. Общая геологич. карта Европ. части СССР, лист 107 (Вятка). Труды Геол. ком., новая серия, в. 158, 1928.
Кленова М. В. Происхождение рельефа дна Баренцова моря. Природа, № 2, 1933.
Кленова М. В. Погруженные береговые линии Баренцова моря. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Кобозев П. С. и Хабаков А. В. Происхождение северных увалов. Зап. Мин. об-ва, № 1, 1931.
Ковда В. А. и Лебедев Н. Н. К новейшей истории Каспийской равнины. Докл. АН СССР, V, 1938.
Краснова Н. Г. К вопросу о развитии дельты реки Урала. Учен. зап. МГУ, XVI, 1937.
Крокос В. И. Некоторые данные по геологическому строению южнорусских рек. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., № 42, 1918.
Кротов П. Вятский увал. Землеведение, кн. III, 1894.
Лавров А. П. Современные изменения береговой полосы Северного Каспия. Учен. зап. МГУ, в. 48, серия географическ., 1941.
Лаврова М. А. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна, Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.
Лаврова М. А. О стратиграфии четвертичных отложений Сев. Двины от устья р. Ваги до Концегорья. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. I, 1937.
Лаврова М. А. К вопросу о возрасте морских межморенных отложений г. Петрозаводска и р. Мги. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Лаврова М. А. О географическом распространении бореального моря и его физико-географическом режиме. Труды Ин-та географии, XXXVI, 1940.
Ласкарев В. Геологические исследования в юго-западной России, 17-й лист Общей геол. карты Европейской России. Труды Геол. ком., 77, 1914.
Лебедев Н. Н. Эрозионные циклы Заволжья. Пробл. Волго-Каспия. Труды Ноябрьск. сессии АН СССР, 1933, т. 1, 1934.
Левинский И. Предварительный отчёт о гидрогеологических исследованиях, произведенных в 1914 г. в вост. части Херсонской губ. Ежег. по геол. и минер. России, т. XVII, в. 6—7, 1917.
Ленцевич. С. Отношение между островами Вислы и Днепра. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. I, 1932.
Личков Б. Л. К вопросу о террасах Днепра. Геол. ком., в. II, 1928.
Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморф. ин-та, в. 1, 1931.
Личков Б. Л. О геологическом прошлом европейских рек. Пробл. физ. географии, в. III, 1936.
Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления послетретичных отложений Поволжья. Изв. АН СССР, т. XXI, № 9—11, № 12—14, 1927.
Мазарович А. Н. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья. Землеведение, т. 29, кн. 3—4, 1927.

Мазарович А. Н. Основные черты истории рельефа высокого Заволжья. Землеведение, 32, в. 1—2, 1930.
Мазарович А. Н. Континентальные процессы формирования рельефа в Средн. Заволжье. Труды II межд. конф. АИЧПЕ, в. III, 1933.
Малахов А. А. Четвертичные отложения и геоморфология бассейна р. Мезени. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Марков К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 1, 1933.
Марков К. К. Иольдиево море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. геогр. об-ва, в. 5, 1933; т. 67, в. I, 1935.
Марков К. К. Об основных вопросах изучения четвертичного периода. Пробл. физич. географии, III, 1936.
Марков К. К. и Благовещенский Г. Ландшафты северо-запада Европейской части СССР в их эволюции в поздне- и послеледниковое время. Пробл. физич. географии, т. IV, 1937.
Марков К. К., Порецкий В. С., Шляпина Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 1, 1934.
Милановский Е. В. Александровский грабен в Южном Поволжье. Изв. Ассоц., т. II, в. 3—4, 1929.
Милановский Е. В. Геологический путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова. Путевод. экск. II четв. геолог. конференц., М., 1932.
Милановский Е. В. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода, ч. IV, в. 2, 1935.
Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья, 1940.
Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.
Мирчинк Г. Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, 1935.
Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР, ГГУ, Матер. по четвертичн. периоду СССР, 1936.
Мирчинк Г. Ф. Четвертичные движения правобережной части Украинской кристаллической полосы. Изв. АН СССР, № 1, 1936.
Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. ГГУ, Матер. по четвертичн. периоду СССР, 1936.
Мирчинк Г. Ф. Четвертичные движения Правобережной Украины. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Мирчинк Г. Ф. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 33, геол. серия, № 10, 1940.
Можаровский Б. А. Выступление в прениях по поводу доклада Архангельского А. Д. на ноябрьской сессии АН СССР. Труды ноябрьск. сессии, 1933. Проблемы Волго-Каспия, 1934.
Мокринский В. В. Схема Индерского куполообразования в западном Казахстане. Труды XVII Межд. геол. конгресса, 1937, т. II, 1939.
Морозова В. Г. Геоморфологический очерк Олонецкого района Карельской АССР. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 4, 1937.
Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской обл. Учен зап. МГУ, серия географич., в. XXXI, т. 1, ч. 1, 1939.
Моткевич Е. К истории водораздела Вычегды и Мезени. РГО, т. 67, в. 4, 1935.
Мушкетов И. В. Геологические исследования в Киргизской степи в 1894 г. Труды Геол. ком., т. XIV, № 5, 1896.
Нансен Ф. Шпицберген, 1921.
Нейштадт М. И. Роль торфяных отложений в восстановлении истории ландшафтов СССР. Пробл. физ. геогр., VIII, 1939.
Николаев Н. И. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Спасского района. Изд. Мособлисполкома, кн. 6, 1933.
Николаев Н. И. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Шиловского района. Изд. Мособлисполкома, кн. 8, 1933.
Николаев Н. И. Четвертичные отложения окрестностей старой Рязани. Извест. Москов. Г. Г. Треста, т. III, в. 2, 1935 г.
Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 2, 1935.
Николаев Н. И. и Поляков Б. В. Эпейрогенические движения в Сев. Прикаспии и значение кривой русла рек для их установления. Пробл. сов. геологии, № 3, 1937.

Николаев Н. И. О возрасте четвертичной волжской фауны млекопитающих. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XV (6), 1937.
Николаев Н. И. Геология и гидрогеология южного Заволжья. Гостоптехиздат, 1941.
Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений. МГРИ. Вопросы теоретической и прикладной геологии, № 2, 1947.
Новский В. А. Новые данные о междуморенных отложениях в террасах Рыбинского р-на. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 5, 1939.
Ожиганова О. И. О террасах района г. Уфы. Труды Геол. управл. Башкирской АССР, в. 2, 1941.
Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Мем. Геол. отдел. об-ва. ЛЕАЭ, в. 5, 1925.
Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцова моря. Изв. Гос. геогр. об-ва, № 6, 1937.
Панов Д. Г. Палеогеография Сов. Арктики в четвертичное время. Труды Ин-та географии, XXXVI, 1940.
Первухин М. А. Каспийское побережье от Астраханского залива до Апшерона. Учен. зап. МГУ, XIX, 1938.
Пермяков Е. Н. К познанию геологической истории района Жигулевского купола. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. XIII, в. 4, 1935.
Пермяков Е. Н. Геологическая история долины р. Волги у Жигулей и ее значение для строительства проектируемой Куйбышевской ГЭС, АН СССР. Труды Геол. ин-та, 1938.
Пестовский К. Н. О пределах распространения ледниковых отложений и происхождении некоторых форм рельефа в бассейне рр. Волги и Вятки. Пробл. сов. геолог., № 3, 1936.
Пидопличка И. Г. Новые материалы по четвертичной палеонтологии Украинской ССР. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, т. IV, 1939.
Покровская И. М. Результаты анализа древесных пород подморенных отложений на р. Неглинке (г. Петрозаводск). Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.
Покровская И. М. Некоторые данные микропалеоботанического изучения межледниковых отложений на рр. Сев. Двина и Волга. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. 1, 1937.
Покровская И. М. Палеоботаническая характеристика морской подморенной толщи в г. Петрозаводске. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Православлев П. А. К геологии окрестностей Баскунчакского озера. Изв. Варш. ун-та, 1902—1903.
Православлев П. А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений. Изв. Варш. ун-та, 1905—1908.
Православлев П. А. Кривая русла и современный базис эрозии Нижней Волги. Труды Ленингр. об-ва естеств., Отд. геол. и минерал., т. I, XI, в. 4, 1926.
Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. гидрол. бюро, 1926.
Православлев П. А. Северо-западное побережье Каспия. Изв. Центр. гидрол. бюро, в. VIII, 1929.
Православлев П. А. Современные движения земной коры в Южно-Каспийской области. Труды III Всес. съезда геологов, в. 1, Ташкент, 1930.
Преображенский Н. А. Четвертичные отложения калининско-ярославского Поволжья. Труды Геол. упр. Башкирской АССР, в. 2, 1941.
Преображенский И. А. Опыт сопоставления четвертичных отложений Русской равнины. Труды Геол. упр. Башкирской АССР, в. 2, 1941.
Розен. Материалы по изучению колебаний уровня Северного Каспия. Изв. Центр. гидрометеор. бюро НКПС, УМТ, в. VIII, 1929.
Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. Труды ГГРУ, 44, 1931.
Сакс В. Н. К вопросу о стратиграфии ледниковых отложений Белоруссии. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, IV, 1934.
Селивановский Б. В. О палеогеографической характеристике среднего и нижнего течения Вятки и времени прорыва Вяткой Вятского увала в области Кукарской Луки. Пробл. сов. геологии, № 1, 1934.
Синюгина Е. Я. Геоморфология центральной части Русской равнины на примере бассейна р. Б. Истры. Пробл. физической географии, VI, 1938.
Соболев Д. Н. К геоморфологической характеристике Киевского Полесья. Вестн. Геол. ком., 1928, т. 3, № 6.
Соболев Д. Н. По поводу работы Б. Л. Личкова «К вопросу о террасах Днепра», в. II, Киев, 1928.

Соболев Д. Н. К геологии и геоморфологии Полесья. Вестн. Укр. геол.-разв. упр., в. 16, 1931.
Соболев Д. Н. Пролог к изучению долинного и террасового ландшафтов Украины. Изв. Гос. географ. об-ва, № 1, 1937.
Соболев С. С. Террасы р. С. Донца и его притоков. Харьков, 1936 (оттиск).
Соболев С. С. Значение эпейрогенических движений в формировании современного рельефа и аккумуляции лёссов Украинской ССР.
Соболев С. С. Карта глубины эрозии УССР и некоторые вытекающие отсюда вопросы. Пробл. сов. почвоведения. Сб. 1, 1936.
Соболев С. С. К вопросу о значении эпейрогенических движений в формировании современного рельефа Украинской ССР. Изв. АН СССР, серия географ., № 4, 1937.
Соболев С. С. Глубина эрозии в Европейской части СССР. Почвоведение, № 9, 1938.
Соколов Н. А. К истории причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение, т. VI, № 2—3, 1904.
Солнцев Н. А. Остров Колгуев. Учен. зап. МГУ, XIX, 1938.
Тихвинская Е. И. Четвертичные образования Приказанского района. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Тихвинская Е. И. Четвертичные образования Татреспублики. Геол. Татарск. АССР в пределах 109 л., ч. 2, 1939.
Тихвинская Е. И. Тектоника Татарск. АССР. Геол. Татарск. АССР в пределах 109 л., ч. 2, 1939.
Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции. Сов. геология, № 1, 1941.
Толстихина М. Некоторые данные о новейшей тектонической истории Уфимского плато. Изв. Всес. геол.-разв. объед., в. 87, 1931.
Шанцер Е. В. О возрасте долины Волги у Казани. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV (1), 1937.
Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины. Докл. АН СССР, т. XXXI, № 5, 1941.
Щукина Е. Н. Террасы верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1933.
Эпштейн С. В. Материалы к геологии четвертичн. отложений. Труды ЛГРТ, в. 7, Л., 1934.
Яковлев С. А. Поднимается или опускается Ленинград. Природа, № 2, 1927.
Яковлев С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и окрестностей. Изв. Научно-мелиорац. ин-та 1924—1926 гг., № 8—13.
Яковлев С. А. О стратиграфии морен Русской равнины, 1939.
Яковлева С. В. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1938.
Янковский В. М. Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфология Малоземельской тундры. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Яунпутнин А. И. Итоги изучения четвертичных отложений западной половины Северной области. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Фредерикс Г. Н. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 108. Труды Геол. ком., новая серия.
Федорович Б. А. Новые данные об Аральском типе бухтовых берегов. Пробл. физической географии, XI, 1941.
Gronlie C. T. Contribution to the Quaternary geology of Novaya Zemlya. Scientific Results of the Norwegian Exped. to Nowaya Zemlya, 21, 1924.
Kraus E. Erdkrustschwankungen in Lettland Geografiski Roksti, II, Riga, 1930.
Lencewicz S. Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens. Prou. Wykopane Zokl. Geogr. Univ., N° 8, 1926.
Nansen F. The batimetrical features of the polar Seas. Repport scient. results Norw. Expedition 1893—96, v. IV, 1902.
Nansen F. Spitzbergen, 1921.
Ramsay W. Beiträge zur Geologie der recenten und pleistocanen Bildungen der Halbinsel Kanin. Fennia, Bd. 21, N° 7, 1904.
Ramsay, W. Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit, Helsingfors, 1898.
Sawicky Z. Kzut oka na Dylawynni i na zagadnienie zabagnienia Polesia Inzynierya Rolna N° 6, 1928.
Teisseire W. Grzbict gologozko-krzemeniecki jako zjawisko orotektoniczm. Kosmos, 1893, VIII—IX.

В. РАЙОН УРАЛЬСКИХ ГОР И ПРЕДУРАЛЬЯ

Область, которую охватывает данный район, протягивается меридионально, начинаясь на севере с островов Новой Земли, Вайгач и заканчиваясь на юге равнинами Усть-Урта. С востока ее ограничивают Западно-Сибирская низменность и равнинные пространства района Тургайской возвышенности. На западе она сливается с уже описанной областью Восточно-Европейской равнины.

В орографическом отношении весь этот обширный район можно разделить на две части: 1) область предгорий, характеризующуюся относительно слабо расчлененным рельефом с небольшими амплитудами, куда входят Малоземельская и Большеземельская тундры, Уфимское плато и область Уфимского и Чкаловского Предуралья, и 2) собственно горный Урал. Последний делят на Северный Урал, обнимающий крайнюю северную часть хребта до 60° с. ш., Средний Урал, протягивающийся от 60-й параллели почти до Златоуста (55° 10′ с. ш.), и Южный Урал, который протягивается до р. Урал и к югу переходит в Мугоджары.

Рельеф горной части Урала характеризуется вытянутыми грядами почти меридионального направления, различной высоты. В пределах Пай-Хоя высоты достигают 300—400 м; Северный Урал имеет высоты, доходящие до 1600—1800 м; такими же отдельными вершинами характеризуется и Южный Урал. Средний Урал относительно понижен, отметки наивысших вершин достигают 1000, редко 1500 м. Мугоджары имеют высоту, достигающую 500—650 м.

Изученность новейшей тектоники всей описываемой области очень неравномерная. Надо сказать, что эти вопросы стали рассматриваться сравнительно недавно; опубликованные данные ограничиваются всего несколькими работами, вышедшими до 1941 г.

Однако за последние годы вопросы геоморфологии и новейшей тектоники подверглись подробному изучению. Исследования проводились коллективом Четвертичного отдела Геологического института Академии Наук СССР под руководством В. И. Громова (К. В. Никифорова, Е. Н. Щукина, Л. Д. Шорыгина и др.), сотрудниками Министерства Геологии СССР, группой геологов Башкирского геологического управления (Н. А. Преображенский, И. В. Орлов и др.), Северной базой Академии Наук СССР (Г. А. Чернов, В. В. Ламакин и др.) и многими другими организациями.

Все эти работы дали большие результаты в изучении новейших отложений, их стратиграфии, ее обосновании и в выявлении новейшей геологической истории. Вместе с этим наметились и спорные вопросы, которые получили разное разрешение у проводивших исследование коллективов. К сожалению, мы не имели возможности ознакомиться со всеми новыми данными и критически их проанализировать. Для своей работы мы использовали опубликованный материл. Естественно, что при настоящем положении вещей дать исчерпывающую характеристику новейшей тектоники Урала не представляется возможным. Это — задача будущего.

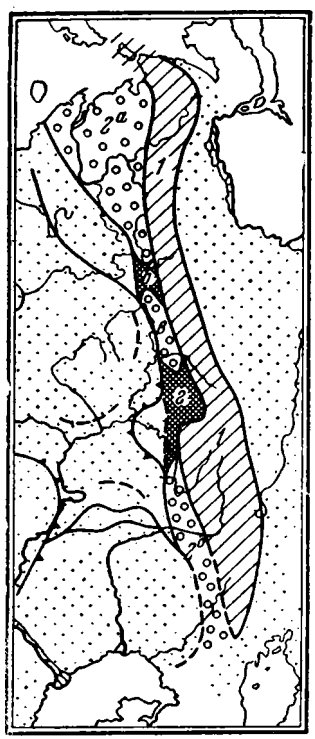
При изучении новейших движений земной коры в данной области использовались почти исключительно геолого-геоморфологические методы; инструментальные методы пока не нашли своего применения.

В структурном отношении описываемая территория соответствует двум крупным тектоническим элементам земной коры: а) герцинской

складчатой зоне и б) передовому прогибу этой зоны. В соответствии со взглядом, высказанным Н. С. Шатским (1941), передовой прогиб двумя поперечными поднятиями разделяется на три части: Тимано-Уральский перегиб разделяет Печорский прогиб от Камско-Чусовского, и Уфимский перегиб отделяет средний участок передового прогиба от южного, который можно назвать Сакмаро-Эмбинским. Ниже дается краткая характеристика новейшей тектоники каждого из названных структурных элементов (рис. 103).

1. Передовой прогиб герцинской складчатой зоны

Передовой прогиб герцинской складчатой зоны узкой полосой выделяется параллельно Уральскому хребту. Только на крайнем севере он получает значительное расширение. В последнее время (Н. С. Шатский) к этой полосе относят обширное пространство, располагающееся между Тиманом и Уралом, куда входят Малоземельская и Большеземельская тундры.



ис. 103. Тектоническое положение Уральских гор и Предуралья.

1 — герцинская складчатая зона; *2* — передовой прогиб герцинской зоны; *а*—Печорский прогиб; *б* — Тимано-Уральский перегиб; *в* — Камско-Чусовский прогиб; *г* — Уфимский перегиб; *д* — Сакмаро-Эмбенский прогиб (по Н. С. Шатскому, 1941).

В южных частях район мало изучен с точки зрения проявления молодых тектонических движений. По существу говоря, проявление этих движений мало чем отличается от тех, которые наблюдаются в соседних смежных участках, поэтому характеризовать эту зону весьма затруднительно. По северному участку некоторые материалы в литературе имеются. Однако как геологически, так и топографически он изучен чрезвычайно слабо.

Для нас имеют значение работы Ю. А. Ливеровского (1933; некоторые выводы его оспариваются позднейшими исследованиями), В. А. Дементьева (1935), В. М. Янковского (1939), Д. Г. Панова (1937), В. А. Варсанофьевой (1939), Н. Н. Иорданского (1939) и др.

В большинстве случаев эти исследования носят маршрутный характер, не разрешают всех возникающих вопросов и нередко противоречат друг другу.

Как отмечает ряд исследователей, и на этом участке современная гидрографическая сеть в основе была заложена в третичное время.

Такие указания имеются у Н. Н. Иорданского (1939), В. А. Варсанофьевой и др. В то время реки имели направление, параллельное Уральскому хребту и Пай-Хою. Впоследствии подпруженные моренными отложениями ледника, реки существенно изменили свое направление. Вследствие этого получилось несоответствие величины губ с теми реками, которые в них впадают, на что в недавнее время обратил внимание Я. Д. Зеккель (1940). Отмечая большую извилистость р. Печоры между Тиманом и Уралом, автор за-

мечает: «Весьма возможно, что на все эти извивы реки влияет, помимо ледниково-аккумуляционных образований, и древний дочетвертичный рельеф страны. При сопоставлении данных мощных притоков Усы — Печоры, текущих с севера, каковы Б. Роговая, Адзьва, Колва, Лая и т. д., с относительно небольшими реками, впадающими в Баренцово море, молодость современного распределения гидрографической сети выступает еще более отчетливо».

Анализируя имеющиеся данные, Я. Д. Зеккель приходит к выводу, что вся верхняя часть Печоры, вплоть до Усть-Усы, ранее имела продолжением Колву, соединявшуюся с меридиональным отрезком р. Мари-ю, у которой наблюдается широкая долина. Хайпудырская губа была дельтой этой реки. Река Б. Роговая была продолжением Кось-ю, соединяясь с последней при помощи небольшого участка Усы. Она текла между кряжем Чернышева и Уральским хребтом. Далее р. Б. Роговая соединялась с р. Коротаихой и впадала в море в восточной части Хайпудырской губы.

Поханченская губа, по предположению того же автора, есть дельта р. пра-Лаи. Очень интересно указание на находку на р. Лае на 150 км выше устья бореальных отложений, охарактеризованных соответствующей фауной, залегающих на высоте 80—100 м. Я. Д. Зеккель объясняет это ингрессией, заходившей непосредственно с севера по долине пра-Лаи, тем более, что южнее по р. Лае бореальные отложения обнаружены не были. Отмечая провизорность реконструкции гидрографической сети, Я. Д. Зеккель причину перераспределения гидрографической сети видит в после- и позднеледниковом значительном поднятии центральной и северной частей Большеземельской тундры. Южная часть тундры испытывала относительно меньшее поднятие. Доказательства поднятия Зеккель видит не только в характере современной гидрографической сети и наличии губ на побережье, но и в положении поверхности нижней морены, повышающейся к северу в области так называемого «Большеземельского хребта», который вследствие этого положил предел стоку речных вод к северу.

По данным Ю. А. Ливеровского (1933) и В. А. Варсанофьевой (1939), осадки послеледниковой трансгрессии залегают на побережье Ледовитого океана на террасе, имеющей высоту 50—70 м. Если это действительно так (о высоте залегания послеледниковых отложений в литературе существуют противоречивые данные), то можно говорить, что побережье Большеземельской тундры испытывало интенсивное поднятие в самое недавнее время.

На наличие движений земной коры указывают также и находки бореальных отложений на различных абсолютных высотах. Так, например, в Малоземельской тундре, по данным В. М. Янковского (1939), бореальные отложения залегают на высоте 100 м (в восточной части); В. А. Варсанофьева для этих же мест (Малоземельская тундра) указывает высоту 50—60 м. Для Большеземельской тундры, по данным В. А. Варсанофьевой (1939), бореальные отложения достигают высоты 200—280 м. По данным В. А. Дементьева в пределах Пай-Хоя бореальные отложения залегают на абсолютной высоте более 200 м (1935). Таким образом, все эти указания, быть может, в ряде случаев и ошибочные, определенно говорят о значительных вертикальных движениях в районе Большеземельской тундры и Пай-хоя, происходивших после отложения бореальных осадков.

Отметим еще, что указанием на значительные положительные дви-

жения земной коры могут служить еще омоложение рельефа (Ливеровский, 1933) и достаточно большие глубины главнейших местных базисов эрозии (С. С. Соболев) или амплитуда рельефа, которая достигает 100—150 м.

В низовьях р. Печоры обнаруживается крупное переуглубление долины, которое, по данным В. М. Янковского, может быть определено более 100 м. Возраст его неясен. Однако происхождение переуглубления нужно связывать с интенсивной эрозионной деятельностью древней Печоры, которая была возможна только при поднятии страны или при соответственном изменении береговой линии. Учитывая данные по смежным районам, можно думать, что крупные перемещения береговой линии, связанные с тектоническими движениями, происходили еще в дочетвертичное время.

Никакими данными по нижнечетвертичным отложениям мы не располагаем.

Чрезвычайно интересно установление В. А. Варсанофьевой (1939) новой миндель-рисской межледниковой ингрессии. В это время район Большеземельской тундры испытал погружение, сменившееся в рисский век поднятием.

Рисс-вюрмское время ознаменовалось новым погружением, приведшим к бореальной ингрессии. При этом Малоземельская тундра, низовья р. Печоры и северо-западная часть Большеземельской тундры соответствовали наиболее глубоким частям бореального моря, на что указывает и наибольший прогиб земной коры в этом месте.

В вюрмское время наблюдается новое поднятие, которое в позднеледниковое время сменилось погружением уже меньшей амплитуды. Затем шло новое поднятие и в послеледниковое время — опускание, оставившее следы в виде морской террасы на побережье Печорского моря (рис. 104). Если указанные колебательные движения в после-

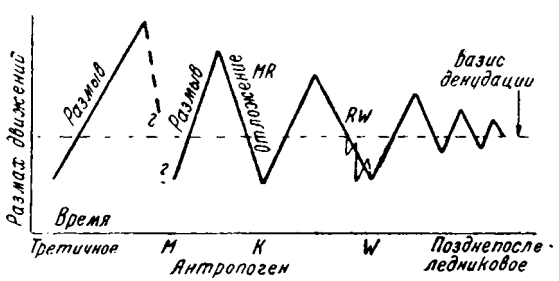


Рис. 104. График колебательных тектонических движений для района Печорского предгорного прогиба (масштаб не сохранен).

вюрмское время отражались на побережье в виде морских террас, то в бассейне р. Печоры они выразились в образовании речных террас. В. А. Варсанофьева, например, указывает для Печорского края следующие уровни: пойма 1—6 м; первая терраса 4—10 м; вторая терраса 8—15 м с цоколем; третья терраса 15—20 м; четвертая терраса 20—30 м. Последние две террасы — эрозионные.

В последнее время обобщением данных по четвертичной истории и выяснением сложного вопроса образования террас Печорского бассейна занимался Г. А. Чернов. Он приходит к выводу, что образование

речной сети Печорского бассейна началось после отступания второго (вюрмского) ледникового покрова, при этом в разных частях бассейна в разное время.

Образование террас Г. А. Чернов связывает целиком с процессами эрозии и изменением базиса эрозии — уровня Северного моря. Он устанавливает восемь скачкообразных понижений уровня, которые выразились в перемещении береговой линии и образовании морских террас, которые увязываются им с речными террасами Печорского бассейна.

К сожалению, тектонический фактор в происхождении террас Г. А. Черновым не рассматривается, и вопрос о новейших колебательных движениях земной коры целиком выпал из его внимания. Однако уже приведенные выше факты указывают на наличие и проявление этих движений.

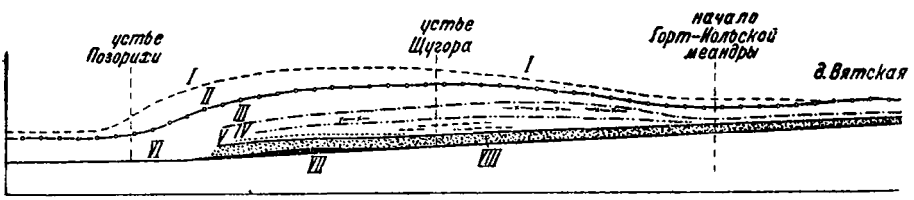


Рис. 150. Схема части долины р. Печоры.

I — уровень флювиогляциальной аккумуляции; *II* — уровень древнеречной аккумуляции; *III* — уровень врезанных террас; *IV* — старая пойма; *V* — уровень высокой поймы; *VI* — дно долины р. Печоры на уровне речки; *VII* — выходы морены и верхнепермских отложений; *VIII* — современный аллювий.

Примером такого проявления новейших тектонических движений является участок средней Печоры в районе Войских меандр. Признаки четвертичного поднятия, прорезаемого р. Печорой, заключаются главным образом в деформации первоначальных уровней водной аккумуляции и эрозии в долине Печоры.

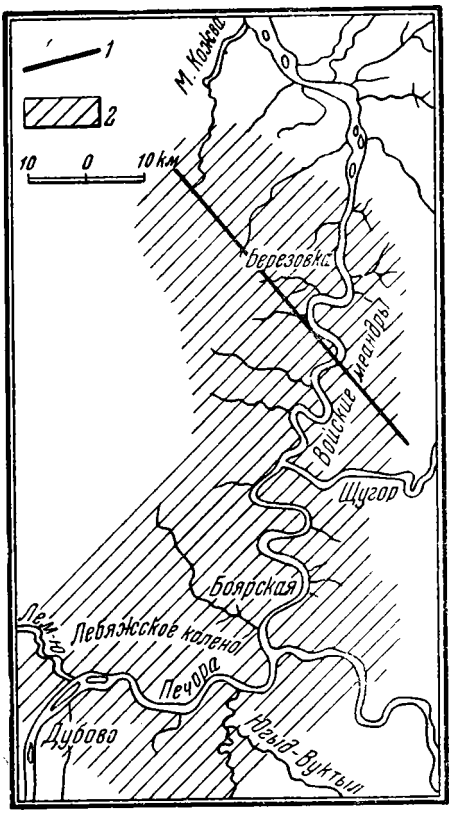
Указанный отрезок долины был подробно изучен В. В. Ламакиным, который выявил дугообразные профили древних уровней Печоры (рис. 105), имеющих обратный наклон вверх по течению современной реки. Данный факт указывает на то, пишет Ламакин, что древние днища печорской долины оказались изогнутыми после своего возникновения в результате тектонического выпячивания поверхности поперек течения реки. Последовательное уменьшение величины изогнутости террасовых уровней свидетельствует, по В. В. Ламакину, о медленном поднятии, происходившем в течение продолжительного времени одновременно с развитием печорской долины.

В. В. Ламакин, анализируя весь материал, устанавливает ось Войского поднятия, прорезаемого Печорой. Она пересекает долину реки на участке между устьями рр. Малой Сопляски и Вои и имеет северо-западное простирание (рис. 106). Поднятие, по мнению Ламакина, асимметричное. Ширина его в целом 80 км; юго-западное крыло равно 60 км и северо-восточное крыло 20 м.

Поднятие происходит с неравномерной скоростью. Средняя скорость поднятия определяется Ламакиным в 2 мм в год, или 20 см в столетие. При этом, пишет Ламакин, «в настоящее время Войское поднятие идет, повидимому, особенно быстро, о чем можно судить по чрезвычайно

энергичному врезанию Печоры, которая в осевой части поднятия узким руслом углубляется в морену и коренные породы».

Выявляя положение описываемого отрезка долины р. Печоры среди структурных элементов, вряд ли можно согласиться с В. В. Ламакиным в определении оси поднятия. Мы думаем, что оно соответствует общему «уральскому» простиранию пород, т. е. идет почти меридионально и связано с поднятием Уральских гор, сложенных палеозоем, которое отразилось и на приближенном к ним отрезке долины р. Печоры. Можно согласиться с В. В. Ламакиным, что этот отрезок представляет собой антецедентный участок долины. Определение скорости движения сделано с явным преувеличением.



106. Схема пересечения р. Печоры Войским тектоническим поднятием.
1 — ось Войского поднятия; *2* — крылья поднятия.

Прослеживая описываемую зону к югу, можно предполагать наличие новейших движений в области поперечного поднятия передового прогиба, в месте, где «тиманиды» ближе всего подходят к герцинидам.

Исследовавший этот участок В. К. Зайцев (1941) отмечает, что в области слабо выраженного водораздела рр. Печоры, Вычегды и Камы местами сохранились следы сообщений. В долинах указанных рек он обнаружил одинаковое число речных террас, сходных не только по высоте, но и по литологическому составу. Интересно указание, что надпойменные террасы в долинах различных бассейнов связаны между собою полосами древнего аллювия, пересекающими водораздельные участки (рис. 107).

В. К. Зайцев предполагает, что в доледниковое время «Урало-Тиманский стык» был древним Камо-Печорским водоразделом. На северном его склоне располагались истоки Вишерки и Березовки, имевших сток к северу (1941). По данным А. С. Кириллова, и р. Кама в доледниковое время имела сток на север через долину Кельтмы (в бассейн Вычегды) и только под влиянием оледенения, в результате образовавшегося прорыва в районе с. Бондюг, она получила сток на юг.

С начала древнего оледенения, отложившего нижнюю морену в Печорском крае, произошло перераспределение гидрографической сети. «После прорыва Урало-Тиманского стыка,— пишет В. К. Зайцев,— рр. Березовка и Вишерка получили постоянный сток на юг и стали притоками р. Колвы».

Нам представляется вполне реальным предположение, что в перестройке гидрографической сети повинно было не одно оледенение, преградившее сток на север, но и новейшие колебательные движения зем-

ной коры, с которыми было связано и само оледенение. В пользу такого предположения говорят не только данные В. К. Зайцева, но и материалы А. С. Кириллова. Эти движения в области как современного, так и древнего Камо-Печорско-Вычегодского водоразделов вполне соответствуют структурному элементу — поперечному поднятию передового прогиба. Современные движения унаследовали преобладающую тенденцию движения этого структурного элемента — поднятия.

Очень слабо изучен с точки зрения новейшей тектоники участок передового прогиба, расположенный между Урало-Тиманским и Уфимским поперечными поднятиями.

По отношению к нему мы располагаем только немногими указаниями В. А. Апродова (1943). Он отмечает, что современная Кама представляет собой чуждое явление на общей гидрографической сети района, имеющей ориентировку на север. Изученные им древние речные террасы (древнее рисской) дают указания на сток к северу.

В. А. Апродов полагает, что предгорная полоса Урала испытала дифференцированные эпейрогенические движения для разных своих частей. По данным этого автора, в дорисское время часть Молотовского Прикамья, тяготеющая к Сылве, была опущена значительно ниже современного ее положения. Об этом свидетельствуют наличие древних долин на водоразделах и сложное строение современной долины Сылвы. Последующие эпейрогенические движения этой предгорной полосы, связанные, с одной стороны, с тектоническими подвижками в области Уфимского плато и, с другой, со сводообразным поднятием Урала в районе гор Кизема и Губахи, привели к перераспределению гидрографической сети (Апродов, 1943).

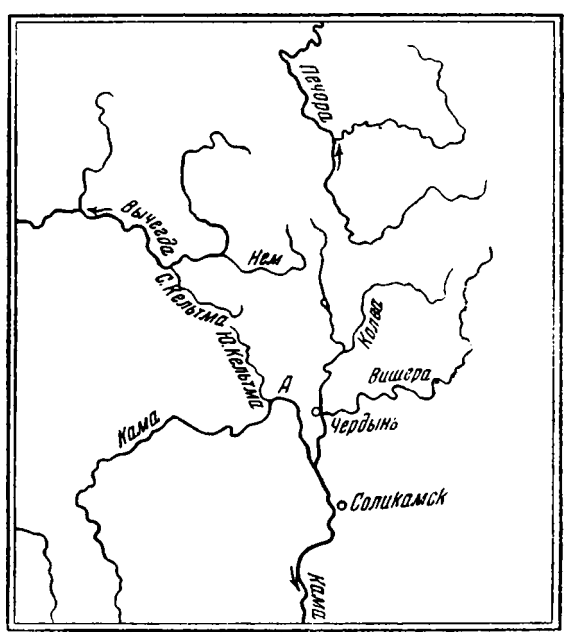


Рис. 107. Схема Камо-Печорско-Вычегодского водораздела.

А — место предполагаемого прорыва в долине р. Камы у с. Бондюг.

Отсутствие материалов по этому участку не позволяет нам критически отнестись к приведенным замечаниям. Если дальнейшие исследования и не целиком подтвердят указания В. А. Апродова, то, во всяком случае, можно говорить, что и этот участок испытывал влияние новейших движений земной коры.

Минуя район Уфимского плато, соответствующий по тектонической схеме Н. С. Шатского (1941) поперечному поднятию, уже описанный выше (стр. 185), скажем несколько слов об отрезке передового прогиба, лежащего к югу. Ему соответствует меридиональный отрезок долины р. Белой, р. Ик, соответствующие отрезки рр. Сакмары, Урала и Илека.

Имеющиеся данные по новейшим движениям очень противоречивы, что отчасти объясняется слабо разработанной стратиграфией новейших отложений (плиоцен, антропоген) и различным пониманием новейшей геологической истории.

Весь указанный участок характеризуется холмисто-увалистым, местами грядовым или мелкосопочным рельефом, с мягкими сглаженными очертаниями и с широкими долинами рек и балок. С юга на север и с запада на восток местность постепенно повышается. В разных участках описываемой территории сохранились остатки миоценовых и плиоценовых отложений и всюду развитых четвертичных осадков.

По данным исследовавших эту местность в последнее время башкирских геологов (Н. А. Преображенский, В. И. Орлов и др.), после регрессии палеоценового моря начался длительный этап восходящего развития рельефа, продолжавшийся до плиоцена и имевший максимум в середине миоцена. Постепенный эпейрогенический подъем страны в этот период времени, пишет Н. А. Преображенский (1942), сначала в эоцене, олигоцене и нижнем миоцене, шел, повидимому, очень медленным темпом. Бóльшая часть района представляла тогда низину, занятую множеством озер и болот, в которых отлагались глины, пески и массы растительного вещества, образовавшие залежи бурых углей.

После отложения указанного комплекса пород, относимого к миоцену, последовал достаточно интенсивный подъем, сопровождавшийся энергичным врезанием речных долин. Как в бассейне р. Белой на описываемом отрезке, так и в долинах рр. Сакмары, Урала и Илека, всюду наблюдается переуглубление долины, определяемое в 80—100 м и более. Последующее опускание привело к заполнению этих резко врезанных ложбин, которое продолжалось в течение почти всего плиоцена (акчагыл, апшерон).

Находки и изучение фауны в основании толщи, выполняющей долины, позволяют определять перелом в направлении движений, падающий на основание плиоцена, может быть, самый конец миоцена: преобладающее восходящее движение сменяется нисходящим.

В отношении истории новейших движений антропогена мнения различных геологов расходятся. Основываясь на данных Л. А. Юшко и на наших собственных впечатлениях от района, мы считаем возможным предполагать, что нижнечетвертичное время характеризовалось относительным погружением этого участка. К. В. Никифорова такое опускание допускает для описываемого отрезка долины р. Белой, приуроченного к древнему синклинальному прогибу, ограниченному довольно крупными крыльями антиклиналей, продолжающих подниматься и в четвертичное время (Юшко, 1940). Однако наличие общего относительного опускания К. В. Никифорова отрицает. Она допускает существование дифференцированных движений меньшей амплитуды и возможность поднятий древних тектонических выступов наряду с относительными опусканиями древних прогибов. По мнению К. В. Никифоровой, такие движения подтверждаются появлением цоколя из коренных пород уфимского яруса в основании 22-метровой террасы на междуречье Белая — Сухайля, затем у дер. Яр-Виш-Казак, у пос. Ишимбаево и против с. Нур-Давлетово, прислоненной к слагающим антиклинальные поднятия коренным породам, тогда как первые террасы, прослеженные К. В. Никифоровой по правобережью р. Белой, а местами и по левобережью, а также по рр. Сухайле и Ашкадору, приуроченные к древним прогибам, цоколя не имеют и на большом сво-

ем протяжении, как, например, от с. Зиргана до Стерлитамака, погружены и перекрыты отложениями высокой поймы (по Юшко, 1940).

По мнению же Л. А. Юшко, наличие цоколя коренных пород у перечисленных выше террас не является доказательством происходивших там поднятий.

Наши исследования летом 1945 г. в районе описываемого структурного элемента, в пределах бассейна рр. Сакмары, Урала и Илека, позволили убедиться в правильности выводов К. Никифоровой. Повсюду в пределах широко распространенных локальных структур обнаруживаются следы местных дифференцированных новейших тектонических движений. Они отражаются и на гидрографической сети, и на общей морфологии района, и на стратиграфии новейших отложений. Но, кроме этих локальных движений, намечаются и общие, охватывающие весь предгорный прогиб и выражающиеся в относительном прогибании его по сравнению с соседними участками (рис. 108, Николаев, 1947).

2. Горный Урал и Мугоджары

Молодые тектонические движения земной коры в пределах горного Урала начали изучаться довольно давно. Однако все сведения, которыми мы располагаем, отличаются отрывочностью, случайны и во многих случаях противоречивы. Только несколько лет назад, благодаря инициативе проф. Г. Ф. Мирчинка, в связи с разрешением практических вопросов проблема изучения континентальной истории Урала стала получать систематическое и правильное разрешение.

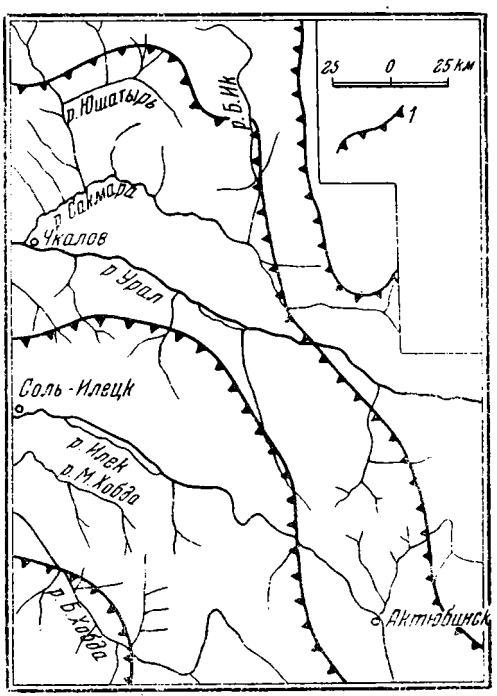


Рис. 108. Общий характер деформации поверхности Чкаловско-Актюбинского Приуралья в отрезок времени после акчагыла.
1 — изолинии новейших тектонических движений.

Несмотря на то, что за последнее время накопился достаточно обильный материал, охватывающий различные участки Урала, сводка по этому вопросу в литературе отсутствует.

В целом Урал на всем своем протяжении представляет собой область проявления положительных движений земной коры как в четвертичный период, так и в предшествующий отрезок геологического времени. Доказательством этому являются выравненные древние денудационные поверхности, обнаруженные в различных частях Урала на различных уровнях, и соответствующее строение речных долин.

Такие древние денудационные плоскости были обнаружены на за-

падном склоне Южного Урала А. Филлипсоном (1898) и Ф. Гулливером (1898—99). Основываясь на чисто морфологических данных — совпадении отметок главных вершин, Филлипсон пришел к выводу о существовании следов двух древних денудационных поверхностей (на высоте 600—700 и 300—450 м). Эти наклонные поверхности поднимаются с запада на восток. По мнению Филлипсона, к началу третичного времени страна лежала на 600—800 м ниже, позже произошло поднятие на 300—400 м, вследствие чего речные долины врезались до 100 м и более.

Такую же наклонную на запад полуравнину указывает в своих работах и И. Крашенинников (1917, 1919, 1927). По его данным, реки оказываются врезанными в нее на 130—220 м.

Позже А. А. Григорьев (1925), работая в пределах Южного Урала, устанавливает еще несколько широких террас на высоте 800—1000 м и 1300—1700 м. «Мы имеем на Урале,— писал он,— не два древних пенеплена, как полагал Филлипсон, а целый ряд материковых ступеней, связанных со сменами горных пород, обладающих различными свойствами по отношению к выветриванию, к водопроницаемости, к денудации и проч.».

Наличие древних денудационных уровней было установлено также В. А. Варсанофьевой для Северного Урала (1932). Она отмечает, что «на месте Уральского хребта никогда не было единого пенеплена. Его центральная горная полоса была областью повторных поднятий, которые, может быть, продолжаются и до сих пор, на что указывает развитие речных террас и появление выпуклого изгиба в основании профиля горных долин».

Поднятия, по данным того же автора, не совершались непрерывно. «Они чередовались с периодами стационарного положения и происходили, повидимому, достаточно быстро...».

Этот процесс выравнивания начался, по В. А. Варсанофьевой, еще в отдаленные геологические времена. Однако вплоть до современного момента эта тенденция к поднятию сохранилась.

Как мы видели выше, по району Пай-Хоя, можно полагать, что отдельные моменты, характеризующиеся поднятиями, сменялись достаточно интенсивными погружениями. Таким образом, эти движения носили колебательный характер, однако с явной тенденцией к подъему.

Аналогичная картина отмечается многими исследователями и для Среднего Урала. Так, М. М. Толстихина (1937) в Кизеловском районе также констатирует пенепленизированную поверхность, образование которой было связано, как она отмечает, с некоторой эпейрогенической стабильностью всего края в целом, возможно, даже с наличием явлений опускания. «В дальнейшем этот процесс сменился обратным, доказательством чему служит ряд специфических черт в рельефе Кизеловского района». Факты, которые отмечает М. М. Толстихина, указывают на сводовый характер четвертичных поднятий в Кизеловском районе. Наибольшей величины амплитуда этого поднятия достигает в средней части района, между широтным отрезком р. Усьвы и р. Косьвой, и постепенно затухает к северу и к югу (Толстихина, 1937).

Сводку геоморфологических наблюдений последних лет по северным частям Среднего Урала недавно дал Д. В. Борисевич (1945).

В бассейне р. Чусовой он выделяет поверхности выравнивания, приуроченные к высотам: 1) 210—415 м; 2) от 300 до 360—380 м; 3) от 420 до 520 м и 4) от 650 до 700 м над уровнем моря. Автор

делает вывод, что ступенчатость водоразделов обусловлена не геологическим и литологическим строением района, а историей развития рельефа и существованием в прошлом нескольких фаз пенепленизации, прерывавшихся эпейрогеническими поднятиями, т. е. признает, что расположенные на нескольких уровнях плоские междуречья являются типичными древними поверхностями выравнивания.

Д. В. Борисевич приходит к выводам, отличным от заключений М. Толстихиной в отношении сводового характера поднятий и большей приподнятости бассейна р. Усьвы по сравнению с более северными участками. По мнению Д. В. Борисевича, тут имеет место равномерный эпейрогенический подъем всего района.

Для приустьевой части р. Чусовой Д. В. Борисевич выделяет террасы: верхнечетвертичную, высотой в 22 м; среднечетвертичную — 38 м; нижнечетвертичную — 50 и плиоценовую — 65 м над уровнем реки. В среднем течении р. Чусовой, в районе устья р. Межевой Утки, соответствующие террасы понижаются до высот в 5, 10, 25 и 40—45 м, а в верховьях долины они соответственно имеют высоту над уровнем реки всего в 3, 7, 12 и 20 м.

Такое закономерное уменьшение относительных высот террас вверх по долине и отмечаемая согласованность падения террас с современным падением реки указывают, по Д. В. Борисевичу, или на эпейрогеническое поднятие одинаковой амплитуды или опускание базиса эрозии речной сети, вызванное колебаниями уровня Каспия.

В бассейне р. Туры отмечаются сходные террасы, одновозрастные, по Борисевичу, с террасами р. Чусовой. При этом абсолютные отметки всех террас также уменьшаются вниз по долине р. Туры, и в продольном профиле их не наблюдается ни уступов, ни переломов. Это обстоятельство позволяет Д. В. Борисевичу делать вывод о сходстве движений западного и восточного склонов Урала с плиоценового времени.

Некоторое отличие террас р. Туры от террас бассейна р. Чусовой заключается в более медленном падении высоты первой террасы, которая, как отмечает Д. В. Борисевич, почти до самых верховьев не изменяет своей высоты. Соответствующая терраса Чусовой быстро снижается вверх по долине, а на притоках часто сливается с поймой.

Весьма вероятно, пишет Борисевич, что однообразная высота первой надпойменной террасы р. Туры объясняется тем, что восточный склон испытывал подвижки и слегка наклонялся в сторону Западно-Сибирской низменности, в связи с чем усиление размыва происходило одновременно по всей долине реки, вызывая повсеместно врезание ее русла на одну и ту же глубину. Это может служить некоторым доказательством, говорит он, справедливости мнения К. В. Никифоровой (1943), которая отмечает, что более западные части восточного склона Урала поднимались в четвертичном периоде несколько быстрее восточных.

Рассматривая и более древние движения, Д. В. Борисевич в следующих словах резюмирует свои выводы: «подъемы и опускания западного склона Урала совпадают с движением восточных частей Русской платформы, в то время как движения восточного склона связаны с движением Западно-Сибирской низменности. Разница в характере и направленности движений восточного и западного склонов указывает, что западный склон Среднего Урала настолько тесно связан с Уфимской глыбой, что вся эта территория ведет себя, как одно целое. Движения восточного склона Урала зависят от двух причин — от движений западного склона, с которым связаны части восточного склона.

тяготеющие к водораздельному хребту, и от движений Западно-Сибирской низменности, с которой связаны части склона, расположенные восточнее» (Борисевич, 1945).

Очень интересные соображения Д. В. Борисевича основаны, однако, на построенной этим же автором стратиграфической шкале, которая вызывает много недоумений и возражений. Приводя его мнения о новейшей тектонике, мы считаем, что они в настоящий момент еще не могут считаться доказанными и требуют дальнейшей проверки и разработки. Это тем более необходимо, что материал по новейшей тектонике Южного Урала, по которому мы имеем, пожалуй, больше всего данных, противоречит многим положениям Д. В. Борисевича, как стратиграфическим, так и тектоническим.

Помимо отмеченных выше работ, для Южного Урала представляют интерес исследования Г. В. Вахрушева, Е. Н. Щукиной, К. В. Никифоровой, Л. А. Юшко, Н. А. Преображенского, В. П. Трифонова, И. В. Лемных, В. Н. Павлинова, Л. С. Либровича и других. Все эти работы устанавливают наличие молодых тектонических движений в пределах горного Урала.

К интересным выводам, резко отличающимся от представлений Д. В. Борисевича, приходит Н. А. Преображенский, изучавший часть Южного Урала, лежащую к западу от осевого хребта Урал-Тау и ограниченную с востока и юга р. Белой, а с северо-востока и севера — р. Юрезанью. Автор устанавливает три древние денудационные поверхности, широко распространенные и хорошо вырисовывающиеся в рельефе.

Высокая поверхность выявляется гребнями высоких хребтов (плато Иремель — 1100—1200 м, плато Б. Яман-Тау — 1100—1300 м и др.). Вторая, более низкая поверхность охватывает плоские пьедесталы и денудационные террасы на склонах высоких хребтов и менее высокие хребты (денудационные террасы Зигальги 740—900 м, хребет Бекты 650—700 м, Сундук-таш и др.).

Восстановление их непрерывности, пишет Н. А. Преображенский, в пределах района дает сводообразную форму с выпуклостью на участке горного узла Иремель, Кумардак, Машак, Б. Яман-Тау, Зигальга, Нары. Высота верхней поверхности здесь достигает 1100—1200 м. К югу и западу свод этой поверхности постепенно и равномерно понижается до 800—850 м.

Вторая, более низкая денудационная поверхность, в вершине свода, по Н. А. Преображенскому, имеет высоту 750—900 м абс. и также постепенно понижается к югу и западу.

Высоты же, превышающие верхнюю денудационную поверхность, например максимумы Иремеля, Б. Яман-Тау, Зигальги, Машака и др., по данным этого автора, представляют собой останцы нацело разрушенной еще более высокой и древней денудационной ступени.

Наконец, Н. А. Преображенский в межхребтовых ложбинах видит наиболее низкую, третью денудационную поверхность. В восточной части района высота ее колеблется в пределах около 550—650 м; в центре средняя высота ее доходит до 450—500 м; на западе падает до 350—400 м (рис. 109).

Анализируя весь материал, Н. А. Преображенский приходит к следующим выводам:

1. Остатки древних денудационных поверхностей показывают, что страна в прошлом неоднократно переживала периоды одряхления

рельефа, когда она была сглажена денудацией до степени почти равнины или мелкосопочной полуравнины.

2. В позднейший период истории района произошло омоложение рельефа, в результате которого страна приняла современный вид средневысотных гор.

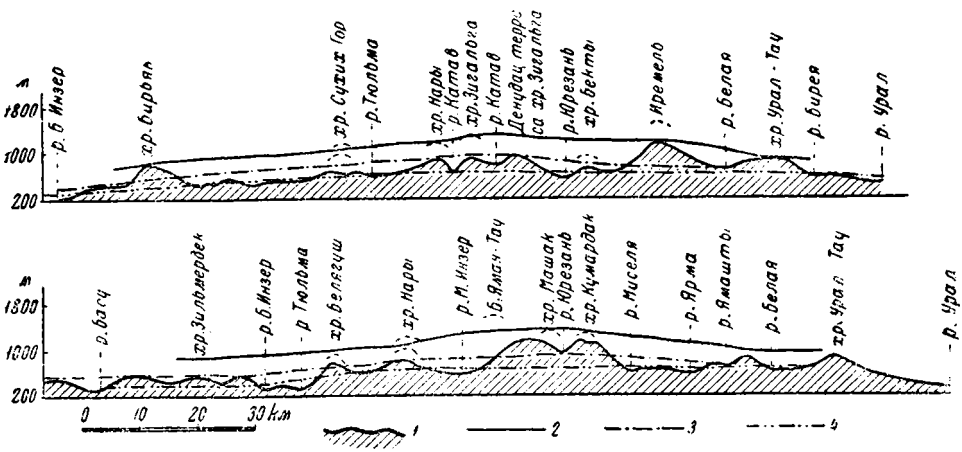


Рис. 109. Схематические широтные профили средней части Южного Урала.

1 — линия поверхности земли; *2* — линия верхней древней денудационной поверхности; *3* — линия средней древней денудационной поверхности; *4* — линия нижней древней денудационной поверхности (по Н. А. Преображенскому, 1941).

3. Последнее омоложение рельефа страны началось в связи с третичным орогенезом. В это время была заложена и разработана нижняя денудационная поверхность. На ней достигла полного развития древняя гидрографическая сеть, не совпадающая с современной.

К началу акчагыльской трансгрессии речная сеть достигла полной зрелости и даже одряхления. Повидимому, в это время страна хотя и не была залита морем, но пережила значительное понижение.

4. С акчагыльской регрессией совпадает начало интенсивного поднятия страны, продолжающееся, повидимому, до настоящего времени.

В дальнейшей истории Н. А. Преображенский намечает сменяющиеся оживление и затухание донной эрозии, которые сводились то к накоплению аллювия, то к его размыву и образованию уступов террас.

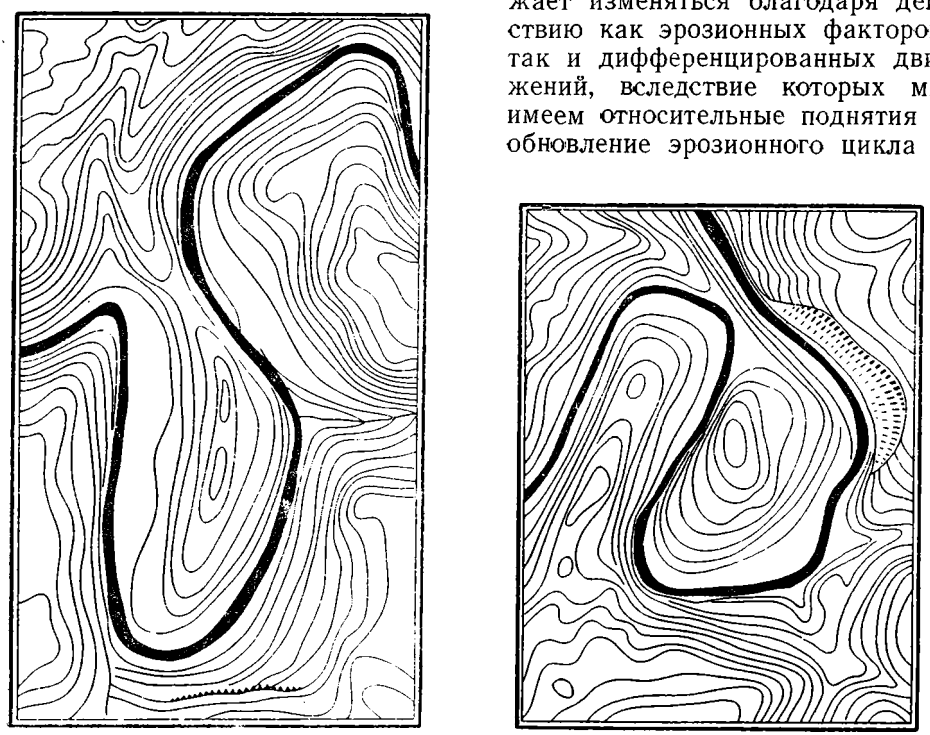
5. Главнейшим фактом, говорящим в пользу предположения о продолжающемся поднятии страны, является чрезвычайная невыработанность продольного профиля речных долин горной области, наряду с высокой разработанностью их поперечного профиля (Преображенский, 1941).

О проявлении новейших движений в пределах Южного Урала говорят и многие другие авторы. Об этом пишет Л. С. Либрович, изучавший геологическую историю Кизил-Ауртазымского района и указавший на ряд подъемов в антропогене, приводивших к врезанию речной сети и омоложению эрозионных циклов (Либрович, 1933). Об этом же в следующих словах говорит и В. Н. Павлинов (1939).

Анализ строения долины рр. Урала, Сакмары и их притоков приводит к выводу о наличии положительных колебаний в центральной части Башкирского Южного Урала. На это указывает обновление эрозионной деятельности рек в пределах Зилаиро-Урал-Тауского геоморфоло-

гического участка. «Во многих случаях,— отмечает В. Н. Павлинов,— мы наблюдаем, что долины основных крупных рек, начинаясь на ровных пространствах Урал-Тауской возвышенности, в своих средних частях или даже в верховьях врезываются, пропиливая более высокие западные хребты».

В. Н. Павлинов указывает на «быстрое и значительное поднятие» массива Урал-Тау, которое привело к оживлению эрозии и образованию врезанных меандр (рис. 110). По существу говоря, он отмечает дифференцированные движения. О них же говорит и К. В. Никифорова (1940), изучавшая верховья рек Тобола и Суундука. Современный рельеф исследованного района, пишет она, также унаследовал существенные черты доюрского рельефа, но уже сильно изменен и продолжает изменяться благодаря действию как эрозионных факторов, так и дифференцированных движений, вследствие которых мы имеем относительные поднятия и обновление эрозионного цикла в



А *Б*

Рис. 110. Врезанные меандры р. Сакмары.

А — в кристаллических сланцах свиты М у дер. Якунсвой. *Б* — то же, у дер. Ново-Троицксе (по В. Н. Павлинсву, 1939).

одних местах (р. Суундук) и, наоборот, относительные погружения и одряхление эрозионного цикла в других (верховья р. Тобола).

Обобщая свои выводы, К. В. Никифорова приходит к заключению, что, по мнению ряда исследователей, тектонические движения Южного Урала оказываются дифференцированными: при общем преобладающем поднятии бо́льшим поднятием отличаются области антиклинориев и меньшим — зоны синклинориев.

С нашей точки зрения, существующие факты в настоящее время позволяют предполагать колебательный характер этих движений. Что

касается интенсивности движения, то различные участки ведут себя по-разному (рис. 108).

За четвертичное время в пределах Башкирии Южный Урал испытал подъем, который оценивается Н. А. Преображенским около 500 м.

Интересно отметить, что для некоторых участков указываются местные движения, связанные с древними разломами, которые приводят к значительным вертикальным перемещениям (Толстихина, Лемных, Трифонов).

В этих выводах, однако, нужно быть очень осторожным, так как резкие нарушения в новейших отложениях и разрывы могут быть в ряде случаев объяснены не проявлением тектонических движений, а карстовыми явлениями.

Новейшие тектонические движения отмечаются и в пределах Мугоджар. На них указывают Г. И. Водорезов, А. Л. Яншин, Л. Б. Рухин и Е. В. Рухина и другие. Констатировал эти движения и автор этих строк летом 1945 г. (Николаев, 1947).

Прежде всего о новейшем поднятии страны в четвертичное время свидетельствуют глубоко врезанная речная сеть и наличие хорошо выраженных террас.

О том, что было именно поднятие описываемого района, а не опускание базиса эрозии, пишут Л. Б. Рухин и Е. В. Рухина, свидетельствует тот факт, что в большинстве случаев все три террасы продолжаются за пределами главных речных долин, выходя даже в небольшие их отвершки.

Описывая тектонику Северного Приуралья, А. Л. Яншин указывает на следы молодых движений, которые выявляются поведением четвертичных террас саев и балок. Особенно резки эти движения, пишет А. Л. Яншин, вдоль линии большого Тас-аранского сброса. Подходя по любой балке к этому сбросу со стороны его поднятого западного крыла, можно видеть, как террасы понижаются, сливаются между собой, погружаются под тальвег балки и последняя, выйдя из каньона в опущенное крыло сброса, разветвляется бесчисленным множеством мелких, едва углубленных протоков по широкой аллювиальной равнине. Катастрофические просадки железнодорожного полотна у пересечения им линии сброса и другие сопутствующие этим просадкам явления заставляют предполагать, добавляет А. Л. Яншин, возможность даже современных смещений вдоль линии Тас-аранского сброса (Яншин, 1940).

Отмечаются новейшие движения и в крайних южных частях к югу от Мугоджар, в пределах так называемой Чушкакульской антиклинали. Сведения по этому району мы имеем в работах А. Л. Яншина (1940) и И. П. Герасимова (1928, 1930). Последний автор отмечает изменение высот речных террас. Так, верхняя терраса имеет высоту от 5 до 10 м на Мане-сае, 10—12 м на р. Чеган против конца антиклинали и до 30 м в месте слияния его с Мане-саем. Западнее отмечается быстрое понижение и погружение под современные наносы реки на окраине урочища Донгуз-Тау (против мыса Чаграй на Усть-Урте). Погружение отмечается и для нижней террасы.

«Такие резкие изменения высоты террас,— пишет А. Л. Яншин,— мне представляется правильным связывать с молодыми пликативными движениями, как это несомненно имеет место, по моим наблюдениям, на Южном Урале и на северных берегах Аральского моря. Следует заметить, что если урочище Донгуз-Тау, где все террасы погружаются

под современное русло р. Чагана, лежит как-раз в прогибе, проходящем к западу от Чушкакульской антиклинали, то место максимального поднятия террасы не совпадает с осью этой антиклинали и расположено несколько западнее. Такое явление может объясняться и смещением оси поднятия во времени и наложением условий формирования рельефа, не имеющих никакого отношения к тектонике» (Яншин, 1940).

Таким образом, в антропоген в пределах Горного Урала, Мугоджар и их продолжения проявлялась тенденция к подъему, наметившаяся еще задолго до этого времени.

Что касается крайних северных участков описываемого района, они в тектоническом отношении не могут считаться изученными. В большинстве случаев мы имеем только отрывочные данные, содержащие некоторые указания на характер и особенности молодых движений земной коры.

Установлены факты, указывающие на колебательные движения островов Баренцова моря.

Так, например, по данным ряда авторов, с оледенением была тесно связана депрессия как поверхности островов, так и прилегающего к ним шельфа, выразившаяся величиной в 370—400 м. Это погружение захватывало не только острова, но и прилегающие с юга смежные пространства материка. Причину этой депрессии видят не только в ледниковой нагрузке, но и в колебательных движениях земной коры. Эту точку зрения развивает Д. Г. Панов.

Для послеледниковою времени является характерным, по данным многих авторов, поднятие островов, продолжающееся и в настоящее время.

Сопоставление высоты береговых линий для отдельных пунктов островов Новой Земли показывает, что восточная и средняя части поднимались быстрее, чем западная. При прослеживании этих движений с севера на юг намечается некоторое уменьшение амплитуды поднятия. «Но вероятным представляется, что ход поднятия был довольно сложным в соответствии со сложной структурой острова. Возможно, что горная страна была разбита на ряд блоков, испытывавших различное по амплитуде поднятие. Это могло быть вызвано омоложением тектонических движений по древним тектоническим линиям» (Панов, 1937).

Д. Г. Пановым была сделана попытка сопоставления береговых линий Новой Земли со Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа, которое дает картину почти полного совпадения.

М. М. Ермолаев на основании формирования наносных образований у берегов Новой Земли определяет скорость поднятия Новой Земли в 0.7—1.0 см в год.

Если использовать указание Гренли, что абразионная поверхность на высоте в 54.4 м для Новой Земли относится ко времени послеледниковой трансгрессии, то скорость поднятия в послеледниковое время определится приблизительно цифрой в 0.5 см в год. Это, по существу незначительное, расхождение с цифрой М. М. Ермолаева можно объяснить неравномерностью движений земной коры и различной методикой подсчета.

Литература

Апродов В. А. О геоморфологии Молотовского Прикамья. Изв. Геогр. об-ва, № 1. 1943.

Боч С. Г. Четвертичные отложения полярного Урала. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выветривания на Урале и связанных с ними проблемах. Изв. Геогр. об-ва, № 1, 1943.

Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Геогр. об-ва, в. 2—3, 1932.

Варсанофьева В. А. Четвертичные оледенения Печорского края и Северного Урала. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Варсанофьева В. А. Четвертичные отложения бассейна верхней Печоры, в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Учен. зап. Каф. геологии Моск. гос. пед. ин-та, в. I, 1939.

Вахрушев Г. В. К изучению мезокайнозойских отложений Западной Башкирии. «За Башк. нефть», № 4, 1936.

Вахрушев Г. В. Четвертичные отложения Башкирии. Учен. записки Саратовск. гос. унив., т. I (XIV), в. 2, 1938.

Герасимов И. П. Очерк почв районов бассейнов верхней Эмбы, Темира и Чегана. Отч. о работах почв.-ботан. отряда Казахстанской эксп. АН, в. 2, изд. АН СССР, 1928.

Герасимов И. П. К истории развития долин речных систем Эмбы, Темира и Чегана. Отчет о работах почв.-ботан. отряда Казахстанской эксп. АН, в. 4, ч. 2. Матер. Комис. эксп. исслед., в. 26, изд. АН СССР, 1930.

Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры. Труды науч.-промысл. эксп., в. 22, 1924.

Григорьев А. А. К геоморфологии Южного Урала. Изв. Геогр. ин-та, в. 5, 1925.

Дементьев В. А. К истории рельефа западных склонов Пай-Хоя в четвертичное время. Изв. Геогр. об-ва, в. 6, 1935.

Добролюбова Т. А. Общегеолог. карта Европ. части СССР (Сев. Урал), л. 123, Труды Ленингр. ГРТ, в. 8, 1935.

Ермолаев М. М. О природе некоторых наносных образований Новой Земли. Труды Ин-та по изуч. Севера, в. 40, 1929.

Зайцев В. К. К истории современных долин рр. Вишеры и Березовки. Изв. Геогр. об-ва, в. 2, 1941.

Зеккель Я. Д. Развитие гидрографической сети как фактор осушения озер и болот. Изв. Геогр. об-ва, т. 67, в. 6, 1936.

Зеккель Я. Д. К истории речной сети Печорского бассейна. Изв. Геогр. об-ва, № 6, 1940.

Иванов И. М. Некоторые данные о колебаниях уровня полярного бассейна. Землеведение, т. XXXV, в. 4, 1933.

Иорданский Н. Н. Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям Пай-Хоя. Учен. зап. Каф. геологии Моск. гос. пед. ин-та, в. 1, 1939.

Кириллов А. С. К истории современной долины р. Камы. Изв. Геогр. об-ва, № 7, 1939.

Крашенинников И. М. Древний эрозионный цикл в Южном Урале. Геол. вестн., т. III, № 1—6, 1917.

Крашенинников И. М. Ботанико-географические группировки и геоморфология Южного Урала в их взаимной связи. Новочеркасск. отд. Русск. ботан. об-ва, 1919.

Крашенинников И. М. Из истории развития ландшафта Южного Урала. Ленинград, 1927.

Крашенинников И. М. Физико-географические районы Южного Урала, ч. 1, изд. АН СССР, СОПС, серия Уральская, в. 7, 1939.

Ламакин В. В. Современное поднятие земной поверхности на Средней Печоре. Изв. АН СССР, серия геологич., № 4, 1945.

Левинсон В. Г. О поднятии Урала в начале четвертичного периода. Докл. АН СССР, № 4, 1941.

Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизил-Ауртазымского района на Южном Урале. Зап. Рос. минер. об-ва, ч. XII, 1933, № 1.

Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Труды Геоморфол. ин-та, в. 7, 1933.

Неуструев С. С. Естественные районы Оренбургской губ., Оренбург, 1918.

Никифорова К. В. и Юшко Л. А. Четвертичные отложения южной Башкирии. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

Никифорова К. В. Очерк континентальной истории Восточного склона Южн. Урала в районе верховьев рр. Тобола и Суундука. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 42, 1940.

Николаев Н. И. Основные черты геоморфологии западного склона Южн. Урала и Приуралья. Вопросы теоретической и прикладной геологии, изд. МГРИ, сб. 4. 1947.

Николаев Н. И. Строение верхнеплиоценовых отложений Чкаловского Приуралья. Там же.
Павлинов В. Н. Краткая геологическая история и геоморфология южной части Башкирского Урала. Труды МГРИ, XIII, 1939.
Панов Д. Г. Геоморфологический обзор побережий Баренцова моря. Изв. Геогр. об-ва, № 6, 1937.
Панов Д. Г. Геоморфологический очерк полярных уралид и западной части полярного шельфа. Труды Ин-та географии, в. XXVI, 1937.
Православлев П. А. Несколько замечаний о районе Ириклинского ущелья на Урале. Труды Ленингр. об-ва естествоисп., в. I, 1936.
Преображенский Н. А. Геоморфологический очерк западного склона Южного Урала, Труды Геол. упр. Башкирской АССР, в. 2, 1941.
Разумовская Е. Э. О врезанных меандрах р. Губерли. Изв. Геогр. об-ва, т. 67, в. 2, 1935.
Разумовская Е. Э. К истории рельефа северо-восточной части Орского Урала. Изв. Геогр. об-ва, № 1, 1937.
Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции. Сов. геология, № 1, 1941.
Толстихина М. М. К вопросу о наличии молодых поднятий на Среднем Урале, Изв. Геогр. об-ва, № 1, 1937.
Хабаков А. В. Структурные особенности рельефа Оренбургской степи. Изв. Геогр. об-ва, т. 66, в. 4, 1934.
Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Геогр. об-ва, т. 67, в. 2, 1935.
Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре «Восточно-Русской впадины». Докл. АН СССР, т. XXXI, № 5, 1941.
Юшко Л. А. Четвертичные отложения Южной Башкирии (бассейн р. Белой). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 28, 1940.
Янковский В. М. Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфология Малоземельской тундры. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Яншин А. Л. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, в. 32, 1940.
Яншин А. Л. Тектоника Северного Приуралья. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940.
Gronlie G. Contributions on the Quarternary Geology of Novaya Zemlya. Rep. Sc. Res. Norw., N. Z. Exp. 1921, N° 21, Oslo, 1924.
Kallner H. Grundzüge der Morphologie des Süd-Ural. Zeitschr. für Geomorphologie, Bd. IX, H. 5, 1936.
Phillipson A. Geographische Reise-Skizze aus dem Ural Sitz-Berichte d. Niederrhein. Ges. für Vaterl. und Heilkunde zu Bonn, 1898.

Г. РАЙОН КАРПАТСКО-КРЫМСКО-КАВКАЗСКИХ ГОР

Вытянутая почти в широтном направлении зона Карпатско-Крымско-Кавказских гор ограничивает на юге Европейскую территорию СССР. Северной границей данного района являются: южный склон Азовско-Подольского массива, Ергени, Мангышлак. В этот район входят Карпаты, Горный Крым, Главный Кавказский хребет, Малый Кавказ и депрессии между ними: Куринская с прилегающей глубоководной частью Каспийского моря, Рионская, переходящая в депрессию Черного моря, а также средняя часть Каспийского моря, Азовское море, Причерноморская впадина и часть Прикаспийской впадины (рис. 111).

Изучением всего этого района в отношении проявления молодых тектонических движений занимались многие исследователи, посвящая этому вопросу или специальные работы, или касаясь его попутно.

По району Карпат и Балкан мы отметим известные нам работы В. Тейссейра, В. Лозинского, Б. Швидерского, В. Буцуры, М. В. Муратова, В. Ласкарева, Д. Яранова и др. По району Крыма исследования А. Д. Архангельского, Б. Ф. Добрынина, Б. Л. Личкова, Б. А. Федоровича, Н. И. Бабкова, М. В. Муратова, Н. И. Николаева, Н. И. Андру-

сова, Н. В. Рухлова и другие. По северной части описываемого района нужно отметить работы: П. А. Двойченко, К. И. Макова, Г. И. Молявко, П. К. Замория, Б. В. Пясковского, Р. Р. Выржиковского, Б. Л. Личкова, П. А. Православлева, А. Л. Рейнгарда, М. М. Жукова и многих других. Наконец, по Кавказу и Закавказью отметим исследования

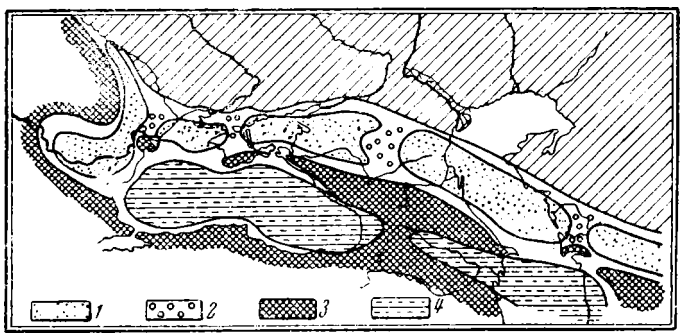


Рис. 111. Структурно-тектоническое положение района Карпатско-Крымско-Кавказских гор.

1 — предгорные впадины в передовом прогибе; *2* — поперечные перегибы в передовом прогибе; *3*—зона мегантиклинальных поднятий; *4*—крупные внутренние депрессии в области глубоководных морских впадин (по М. В. Муратову).

Н. И. Андрусова, Л. А. Варданянца, В. П. Ренгартена, А. Л. Рейнгарда, И. Ф. Пустовалова, Г. Ф. Мирчинка, В. И. Громова, Е. В. Шанцера, М. В. Муратова, А. И. Москвитина, М. И. Варенцова, П. А. Православлева, М. М. Жукова, Н. И. Николаева, В. Д. Голубятникова, С. С. Кузнецова, С. А. Ковалевского, В. П. Батурина, В. П. Колесникова, А. В. Вознесенского и многих других.

Библиография по данному вопросу, составленная мною по всему описываемому району, насчитывает несколько сот названий. Естественно, что в данной работе нет возможности ни перечислить всех авторов, ни дать полный список литературы. Надо заметить, что, несмотря на обилие литературы, изученность новейших движений района Альпийской зоны складчатости очень неравномерна — одним участкам посвящено большое число работ, другие же оказываются освещенными очень слабо.

Почти в пределах всего описываемого района четвертичные и верхнеплиоценовые отложения оказываются изученными достаточно подробно. В настоящий момент подробно разработана стратиграфия как морских, так и континентальных отложений, которые взаимно увязаны. Это обстоятельство облегчает изучение и новейших движений. Геологический метод поэтому был одним из основных методов при изучении новейшей тектоники этого района. Другим широко применявшимся в этом же районе методом был геоморфологический. В отдельных участках использовались и историко-археологический и инструментальный методы. Можно, пожалуй, сказать, что в описываемом районе находило применение большинство методов, сведенных в приводившейся выше таблице (табл. 2 в части первой).

В структурном отношении весь описываемый район целиком соответствует выделяемой А. Д. Архангельским (1941) области развития главным образом третичной складчатости и отчасти мезозойской склад-

чатости. В пределах всего этого участка, называемого Альпийской геосинклинальной областью, М. В. Муратов (1945) выделяет: 1) зону передовых, или краевых, впадин, 2) зону антиклинальных поднятий (Карпаты, Крым, Кавказ, Б. Балхан), представляющих ряд крупных мегаантиклиналей, 3) внутреннюю зону, состоящую из крупных депрессий и глубоководных морских впадин, и 4) собственно внутреннюю зону, состоящую из сочетания синклинориев и антиклинориев.

Характеристику новейшей тектоники нам удобнее дать в соответствии со структурными зонами, из которых мы кратко опишем 1) зону передовых прогибов и 2) зону проявления антиклинальных поднятий и внутренних депрессий (рис. 111).

1. Зона передовых впадин Альпийской геосинклинальной области

Вытянутая почти широтно полоса, располагающаяся на юге Европейской территории Союза и ограниченная с севера Азовско-Подольским массивом, Ергенями и Мангышлаком и с юга поднятиями горного Крыма и Большого Кавказа, представляет собой передовой прогиб Альпийской геосинклинальной области (смотри карту, рис. 147).

В эту область входят: северо-западная часть Черного моря, Азовское море и средняя часть Каспийского моря. В ней выделяют: сложную Причерноморско-Прикаспийскую впадину, Азовско-Кубанскую и Терско-Карабугазскую впадины. Рельеф участков, входящих в эту полосу, очень разнообразный: это или мало расчлененные равнины (Низовье Днепра, северный Крым, побережье Азовского моря между Доном и Кубанью, низовье Кумы и Терека), с амплитудой рельефа, не превышающей 25—50 м, или достаточно интенсивно расчлененные участки, каковыми являются Ставропольское плато, Тарханкут и Добруджа. Размах рельефа превышает 125—250 м и даже местами 300 м. Особенно интенсивно расчлененным участком является узкая зона передового прогиба, лежащая к северу от Карпат (рис. 27).

С точки зрения геологической структуры вся эта область характеризуется или интенсивно проявлявшимися погружениями, охватывавшими длительное время, предшествующее четвертичному (Кубанская, Терская впадины), или поднятиями, приуроченными к поперечным перегибам в передовом прогибе, которые разделяют ее на несколько указанных выше обособленных ванн. Каждая из них и в течение антропогена характеризуется проявлением достаточно интенсивного прогибания. Наоборот, поперечные перегибы в то же время отличаются тенденцией, иногда ярко выраженной, к подъему, что целиком отвечает направленности движений и в предшествующее четвертичному время.

Молодые тектонические движения всей этой полосы изучались многими авторами. Главнейшими работами являются: работы М. М. Жукова, П. А. Православлева, А. Л. Рейнгарда, Л. А. Варданянца, Н. В. Думитрашко, Г. Ф. Мирчинка, Лисицына, К. И. Макова, П. А. Двойченко, Б. В. Пясковского, В. В. Выржиковского, М. В. Муратова, Н. И. Николаева и другие.

Описывая этапы развития Причерноморской впадины, К. И. Маков пишет, что в течение всей мезо-кайнозойской истории ее «нельзя указать ни одного периода, когда бы постоянная тенденция погружения осевой части впадины сменилась резким орогеническим циклом» (1939).

Тенденция к погружению отмечается для Причерноморской впадины и в течение четвертичного времени. Прежде всего, об этом говорят многочисленные лиманы, детально изученные Н. А. Соколовым (1895), который, однако, связывал их с подъемом уровня Черного моря, тогда как другие (Н. И. Андрусов и др.) объясняли движениями суши.

Прослеживая уклон пластов коренных пород по краю Причерноморской впадины, К. И. Маков (1939) отмечает слабые изменения в наклоне, которые он наблюдал по линии Бердянск — Мелитополь — Каховка — Николаев — Холодная балка (у Одессы). Слабое увеличение наклона пластов к югу от этой линии данный автор связывает с изменением уклона поверхности кристаллического фундамента. На этой же широте, по П. А. Двойченко, ниже базиса эрозии погружаются и кристаллические породы севернее Бердянска.

К. И. Маков обращает также внимание на изгибы берегов лиманов Хаджибекского, Куяльницкого, Тилигульского и Бугского, которые располагаются приблизительно на той же линии, по которой происходит и изменение уклона пород на Мелитопольщине. Он высказывает предположение: не являются ли эти изгибы следствием проявления плиоценовых и четвертичных движений.

Изучая строение коренного ложа и состав аллювиальных отложений Нижнего Днепра, Б. В. Пясковский указывает на сильное переуглубление устья ложбины Днепра, лежащей на 77.5 м ниже уровня моря. Рассматривая продольный профиль коренного ложа, Б. В. Пясковский устанавливает излом, как раз соответствующий месту, отмеченному К. И. Маковым. Пясковский объясняет данный излом дна долины исключительно опусканием района, располагающегося к югу от Каховки. Величину этого опускания он определяет цифрой порядка 25—30 м. В своей работе Б. В. Пясковский приводит наблюдения А. И. Левенгаупта, свидетельствующие об этом опускании. «В приморском Днепровском районе,— пишет Б. В. Пясковский,— имеется ряд курганов, расположенных чрезвычайно низко; особенно интересен такой курган у с. Ивановки на берегу Ягорлыцкого залива, в котором погребение находится ниже уровня моря» (1933). О таком же опускании свидетельствуют древние кротовины, обнаруживающиеся в развитых здесь суглинках под уровнем моря (В. Крокос), засоление дна подов в районе Сивашей и в районе г. Скадовска, где типичные подовые подзолы, сформированные в условиях полной выщелоченности грунтов от легкорастворимых солей, в настоящее время превратились в солончаки.

Аналогичные факты, указывающие на молодые опускания, устанавливаются некоторыми авторами и для более западных участков. Так, например, Р. Р. Выржиковский на юге Молдавии, в районах Тирасполя и Слободзеи, отмечает уменьшение числа террас и их сближение (уменьшение относительной высоты по сравнению с более высокими участками рек). В низовьях Выржиковский отмечает три древние террасы и современную террасу — плавни, вместо наблюдаемых пяти террас выше по течению. Недостающие террасы оказываются погребенными. Так, например, у Акембетского залива Шаболатского озера отложения с карпатской галькой пройдены буровой скважиной до глубины 30 м ниже уровня Днепровского лимана и моря (1927). Основание четвертичных отложений в Тилигульском и Хаджибекском лиманах, по Рудскому, лежит более чем на 24 м ниже уровня моря, а в Куяльницком, вероятно, даже ниже 42 м.

Прослеживая террасы различных рек, впадающих в Черное море, ряд авторов отмечает факт большего уклона речных террас, нежели уклон современной реки. Это и приводит к их погружению под уровень реки. Такое явление было отмечено И. Левинским (1917) для аккумулятивной террасы р. Ингульца, которая погружается под уровень Ингулецкого лимана.

На молодость тектонических движений указывает и факт, отмечаемый Р. Р. Выржиковским (1927), а именно, что и нижний и верхний лёссы с прослоем погребенной почвы оказываются погруженными под уровень моря. Такая картина, например, наблюдалась Р. Р. Выржиковским (рис. 112) (1926) на северо-западном берегу Шаболотского озера.

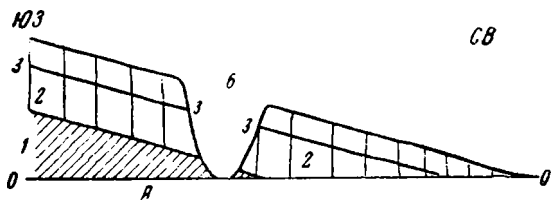


Рис. 112. Схематический профиль северо-западного берега Шаболатского озера.

ОО — уровень озера; *Б* — Акембетский залив; *1* — красно-бурая глина; *2* — лёсс; *3* — горизонт погребенной почвы (по Выржиковскому).

Погружение под уровень моря лёсса низкой террасы для Хаджибекского и Куяльницкого лиманов устанавливает и Крокос (1918).

На медленные опускания суши указывает и И. Ф. Синцов (1898). Ссылаясь на работу Жаринцова, сравнивавшего карты северного берега Черного моря, составленные в разное время, он напоминает, что размыв берега Одесского залива достиг 213 м, а глубина залива, несмотря на это, увеличилась до 2 м в течение 61 года (с 1812 по 1873 г.).

По данным нивелировок высокой точности в районе побережья г. Одессы, производившихся с 1919 по 1928 г., было выяснено, что «явления оседания почвы в Одесском районе весьма сложны: можно думать, что медленно опускается весь прибрежный район, давая наибольшую осадку вблизи моря с соответствующим уменьшением ее по мере удаления в глубь материка» (Д. Пясковский, П. М. Горшков).

«Исследуя Шаболатское озеро в 1918 г.,— пишет Р. Р. Выржиковский,— я пришел к заключению о продолжающемся опускании северо-западного берега Черного моря на промежутке Одесса — Дунай».

«Косы, замыкающие лиманы и выравнивающие линию морского берега, продолжают направление береговых обрывов; в глубине косы озер Шаганы, Алибей и Брунас Клер обнаружил под слоями песка прослои лиманной грязи; произведенными в 1918 г. нами, совместно с Е. С. Буркссром и М. В. Окуличем, работами обнаружены прослои черного лиманного ила в глубине песка морской косы. Эти прослои указывают, что в меру наступления моря и размыва берегов (абразии) косы сдвигаются на озеро и погребают грязь озерного дна; наступление моря идет, таким образом, по всему берегу Одесса — Дунай».

«В Плавнях у вершины Акембетского залива (Шаболатское озеро)

нами встречались при бурении до глубины свыше трех метров ниже уровня лимана чередующиеся слои свежего торфа, содержащего неразложившиеся остатки пресноводно-наземных растений (камыш, осока) и лиманного серого ила, изобилующего раковинами, особенно *Cardium edule*. Эти данные также свидетельствуют об опускании местности, которое притом идет неравномерно, как бы рядом отдельных толчков» (1927).

Аналогичная картина может быть отмечена и для юго-западного побережья Крыма. Как было установлено М. В. Муратовым и Н. И. Николаевым (1939), террасы рек Булганак, Алмы, Качи, Бельбек и Черной испытывают погружение и сближение (уменьшение относительной высоты), аналогичные тем, которые отмечались Р. Р. Выржиковским для северо-западного побережья Черного моря (см. выше). В некоторых случаях можно установить погружение древних террас ниже уровня моря (р. Черная) на 24 м (Конради, 1897). Переуглубление же р. Черной достигает 40 м (П. А. Двойченко). Устьевые части перечисленных рек носят характер или выполненных аллювиальными отложениями лиманов или заполняющихся и в настоящее время лиманов (Черная речка, Балаклавская бухта).

Интересно заметить, что в нижней части долины р. Черной, близ впадения ее в лиман, бурением обнаруживается зеленовато-серая жирная глина с подчиненными ей пропластками той же глины, но переполненной остатками растений, которые придают ей торфянистый характер. Торфянистые глины залегают преимущественно в центральных частях долины на глубине от 8 до 16 м от поверхности, т. е. ниже современного уровня моря на 4—6 м. Они изобилуют остатками морской формы (*Cardium*).

Рассматривая так называемую Алминскую синеклизу, П. А. Двойченко (1927) пишет, что изучение древних и современных озерных и речных отложений в Крыму по разрезам многочисленных скважин позволяет сделать вывод об опускании оси синеклизы и поднятии ее крыльев, которое продолжается вплоть до настоящего времени. Наличием этих движений П. А. Двойченко объясняет существование до сих пор мелководных (0.5—1.0 м) соляных озер по оси синеклизы (Сасык-Сивашское, Сакское и Кизил-Ярское), несмотря на энергичное заиление их впадающими балками. Аналогичные причины, вызывающие заболачивание Инкерманской долины, предполагаются им и для устья Черной речки, несмотря на ежегодный усиленный кольматаж ее паводковыми водами.

Очень интересны наблюдения Д. Раузер-Черноусовой (1929) в Севастопольском районе, касающиеся новейших морских отложений. Ее наблюдения позволили выявить характер молодых тектонических движений на основании изучения морской фауны лиманов. Д. Раузер-Черноусова делит отложения на два горизонта: верхний, с современной фауной, и нижний, с фауной, несколько отличающейся от современной.

На основании находок последней фауны в небольшой терраске, обнаруженной в Туровой заводи, она делает вывод о слабом поднятии суши в Севастопольском районе за новейшее время.

Если принимать во внимание указание П. А. Двойченко, это молодое поднятие в настоящий момент сменяется как будто бы новым

опусканием. В свете этих данных любопытен также факт, описанный А. Осмоловским-Ярошенко (1927), который обнаружил следы морской террасы в окрестностях Одессы. Он пишет: «Еще недавно уровень Черного моря стоял на 4—6 м выше, и эта небольшая молодая регрессия моря уже в историческое время имела свое влияние и на Дунайскую дельту». Являясь результатом не регрессии моря, а, повидимому, поднятий суши, этот факт в связи с данными И. Синцова (см. выше) позволяет делать аналогичный вывод об отрицательном движении суши в настоящий момент.

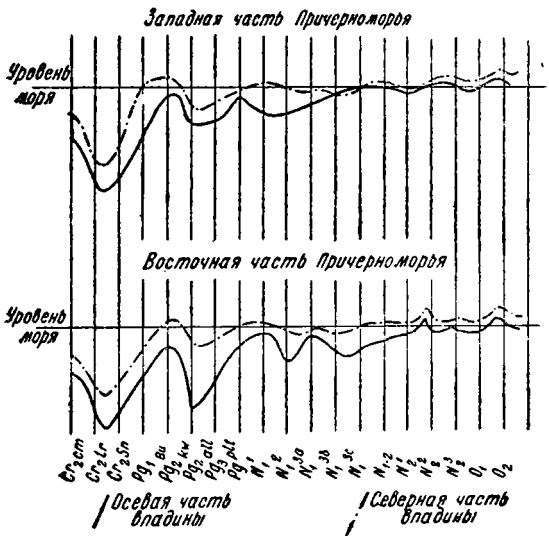


Рис. 113. Эпейрогенические кривые по Причерноморской впадине (по К. И. Макову).

Наконец, отметим указание А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова о том, что новоэвксинские слои в северо-западном заливе Черного моря подстилаются пресноводными и болотными образованиями, которые, по данным указанных авторов, без сомнения, представляют отложения плавней древнего Днепра, Дуная и других рек, образовавшиеся в момент, когда дно современного моря занимало гораздо более высокое положение и находилось выше уровня океана (1938).

Перечисленные факты с определенностью указывают на погружение всего описанного участка Причерноморской впадины, проявляющееся сложно, в виде движений колебательного порядка, которые продолжаются и в настоящий момент. В сторону Азовско-Подольского массива указанное опускание постепенно затухает и сменяется преобладающими поднятиями (рис. 113—115).

Однако относительно поднимающиеся участки располагаются и во внутренней части зоны опускания. К таковым относятся Тарханкутский полуостров и Добруджа. Первый несет на себе маломощный покров четвертичных отложений и представляет довольно расчлененный участок, размах рельефа в котором доходит до 100—125 м. Район Добруджи отличается еще большим размахом рельефа, достигающим 150 и даже 300—350 м (рис. 27).

Рассматривая простые топографические карты, можно видеть, что совсем в недавнее время устьевые части Дуная, Прута и в меньшей степени Серета представляли собой типичные лиманы, такие же, как и все другие, встречающиеся в данной части побережья. Однако эти лиманы значительно быстрее, чем другие, оказались выполненными обломочным материалом — осадками, вследствие чего впадающие в Дунай притоки оказались подпруженными (рр. Ялпух, Кирчиж и др.) и образовали озера. Больше того, у Дуная мы можем наблюдать значительную по размерам дельту, которая должна была образоваться в

геологически совсем недавнее время. По имеющимся данным, площадь ее занимает около 3500 км². О скорости нарастания дельты может дать представление схема по Антипа (1943), показывающая прирост дельты с 1856 г. у действующего рукава (рис. 116).

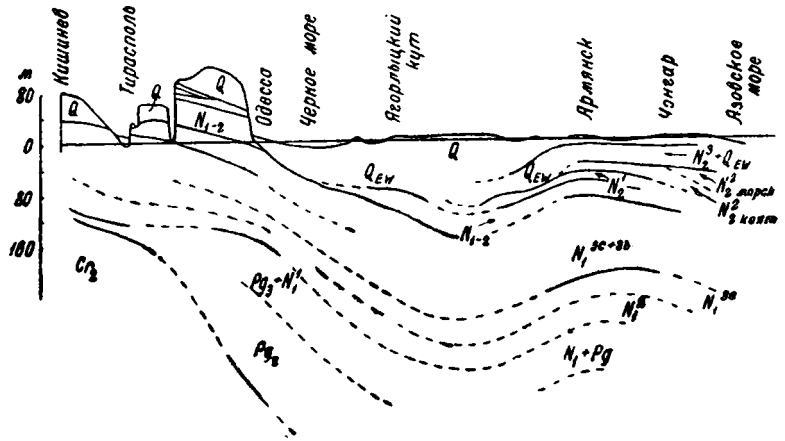


Рис. 114. Схематический профиль вдоль оси Причерноморской впадины (по Макову, 1938).

Характерной особенностью дельты является наличие так называемых «гринду». Одна разновидность «гринду» представляет тип прируслового вала, которые окаймляют современные и отмершие протоки, они имеют широтную ориентировку; другая — морского происхождения, создана морским прибоем. Эти «гринду» обычно располагаются во внешней части дельты. Характерными признаками таких «гринду» являются: 1) ориентация параллельно морскому берегу; 2) песчаный материал с примесью морских раковин; 3) высота до 5—6, местами до

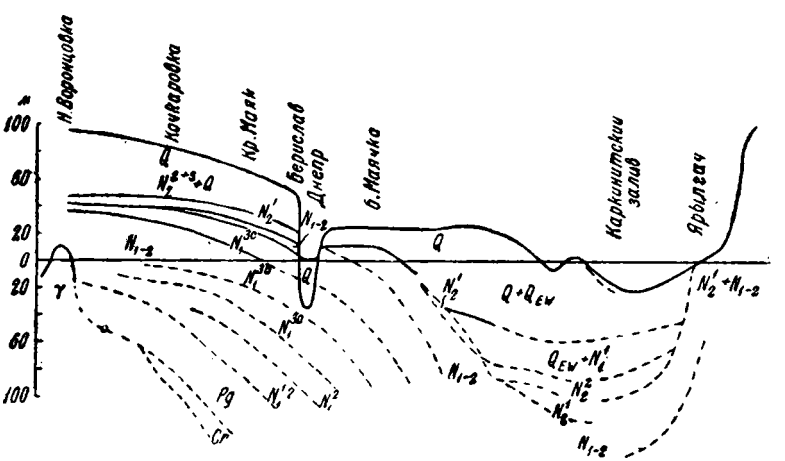


Рис. 115. Геологический разрез, перпендикулярный Причерноморской впадине (по Макову, 1938).

10 м; 4) небольшая ширина; однако при соединении нескольких таких «гринду» образуются песчаные массивы до 10 км шириной (Зенкович, 1943).

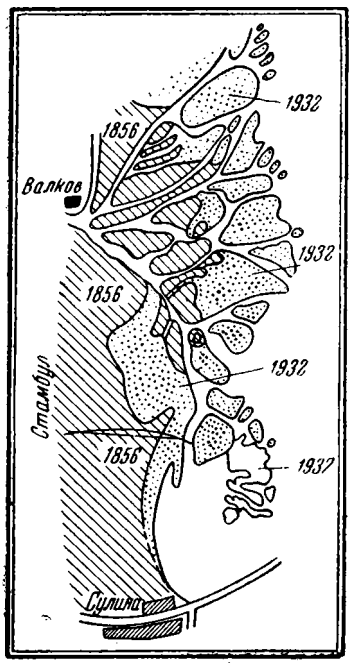


Рис. 116. Схема, показывающая скорость нарастания дельты Дуная (по Антипа, 1943).

Рассматривая карту дельты Дуная, можно видеть несколько полос морских «гринду», одна из которых расположена в ее вершине на меридиане Измаила, а другие связаны с двумя крайними рукавами, северным и южным. Нет сомнения в том, что перемещение морских «гринду» свидетельствует о постепенном нарастании дельты. Нельзя ли предположить, что они своим положением фиксируют какое-то стационарное состояние в росте дельты, которое нарушается моментами ее нарастания, и эта периодичность в росте связана не только с климатом и гидрологическими особенностями потока, но и с колебательными движениями земной коры, хорошо отражающимися, как мы видели, всюду на берегах Черного моря (рис. 117).

Все особенности данного участка берега мы склонны объяснять очень молодыми поднятиями Добруджи, которые послужили причиной и быстрого заполнения лимана, и переуглубления дна реки, и образования дельты. Допущение новейших движений объясняет и своеобразные особенности рельефа в данном районе и гидрографической сети Дуная и его притока Серета, на которых мы в деталях не останавливаемся.

Данные по новейшей тектонике бассейна р. Дуная в интересующей нас части Прикарпатья очень ограничены. Это объясняется очень слабой изученностью антропогеновых отложений. Используя уже указанные выше источники, мы можем предполагать наличие вдоль внешнего края дуги Карпатских гор области относительного погружения, узкой в крайней северо-западной части и расширяющейся к юго-востоку и югу, где она переходит в Придунайскую впадину, повидимому, отделенную поперечным перегибом от Причерноморской впадины. В некоторых местах всей этой зоны погружения опускания выражены чрезвычайно ярко (например, район Львова, Придунайская впадина), в других же они выявляются слабо.

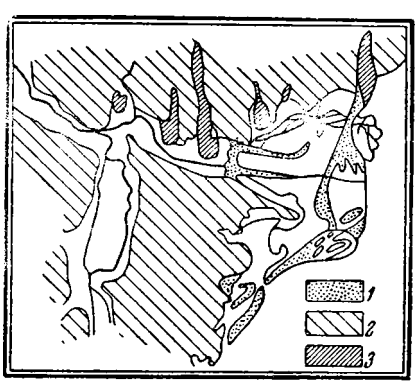


Рис. 117. Районирование Дунайской дельты (по Михалеску).
1 — гринду; *2* — коренная суша; *3* — озера (из В. П. Зенковича).

Очень характерное явление в Причерноморской впадине представ-

ляет Сивашский поперечный перегиб. По мнению К. И. Макова, он образовался в плиоцене, на границе между понтом и киммерием. В четвертичное время этот участок претерпевал относительно меньшие опускания, что и привело к образованию сложной системы протоков и озер. На оформление этого перегиба влияло, как это думает и К. И. Маков, погружение смежных ванн Днепровско-Бугского и Азовского прогибов, которые испытывали в четвертичное время и испытывают в настоящий момент погружение. Это доказывается погружением террас крымских рек в сторону впадины и наличием погребенного аллювия (Молявко, Двойченко, Муратов и Николаев), погребенными лёссовыми горизонтами и т. д. (рис. 114).

По данным П. И. Луцкого (1929), для северного Крыма опускания послеледникового времени разделяются на два этапа небольшим поднятием, что указывает на сложность молодых движений, носящих характер колебаний.

Изучение западной части Азовского моря, произведенное К. И. Маковым и Г. И. Молявко (1940), позволило выявить некоторые особенности поведения западной части Азовско-Кубанской впадины.

Начиная с верхов понтического или с киммерийского ярусов, когда возник бассейн Азовского моря с контурами, близкими к современным, существовал постоянный морской режим. Однако на протяжении плиоцена — антропогена, как указывают К. И. Маков и Г. И. Молявко, береговые линии не оставались постоянными, а испытывали значительные перемещения, по мнению авторов, несомненно обусловленные тектоническими процессами.

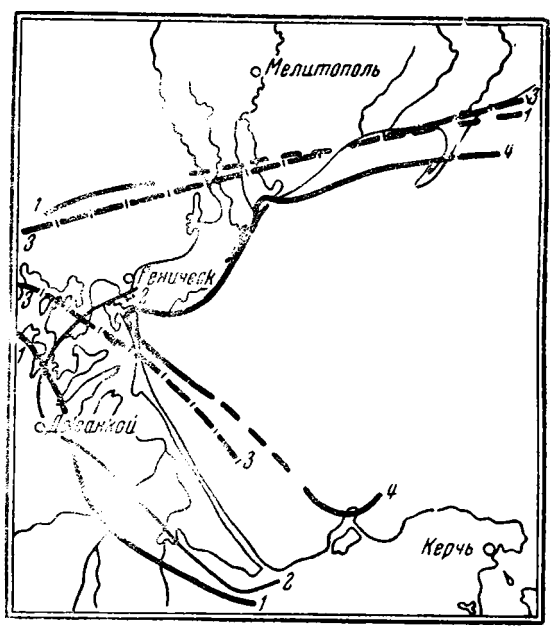


Рис. 118. Палеогеография новейшей геологической истории западной части Азовского моря.
1 — западная граница куяльницкого морского бассейна; *2* — западная граница акчагыльского морского бассейна; *3* — западная граница древнеэвксинского бассейна; *4* — западная граница карангатского бассейна (по Макову и Молявко, 1940).

Детальные исследования данного участка позволили выявить палеогеографическую картину, изображенную на прилагаемой карте (рис. 118). К. И. Маков и Г. И. Молявко приходят к выводу, что в киммерийское, куяльницкое и частично древнеэвксинское время морской бассейн занимал площади, превышающие современный бассейн Азовского моря, тогда как в чаудинское, карангатское и новоэвксинское время береговая линия в северо-западной части Азовского моря проходила где-то внутри современной площади Азовского моря. В чаудинское время, по данным указанных авторов, морской бассейн был наименьшим.

Для современной эпохи, пишут К. И. Маков и Г. И. Молявко, характерна трансгрессия Азовского моря в район Северного Приазовья,

что подтверждается довольно быстрым перемещением в настоящее время береговой линии в глубь материка на участках развития лёссовидных толщ (Маков и Молявко, 1940).

Несколько иная картина новейших тектонических движений выявляется, по данным В. А. Хохловкиной (1940), по северному побережью Азовского моря, между Ростовом и Таганрогом. Хохловкина выделяет три террасы. Самая высокая, третья, терраса верхнеплиоценовая, слагающие ее пески сопоставляются В. А. Хохловкиной с куяльницкими отложениями.

Вторая терраса имеет сложное строение. Начало ее формирования В. А. Хохловкина относит к началу четвертичного периода. Накопление составляющих ее отложений связывается с тремя фазами: древнеэвксинской, узунларской и частично карангатской; третья фаза из-за отсутствия данных остается без датировки. Все указанные отложения оказываются наложенными одно на другое.

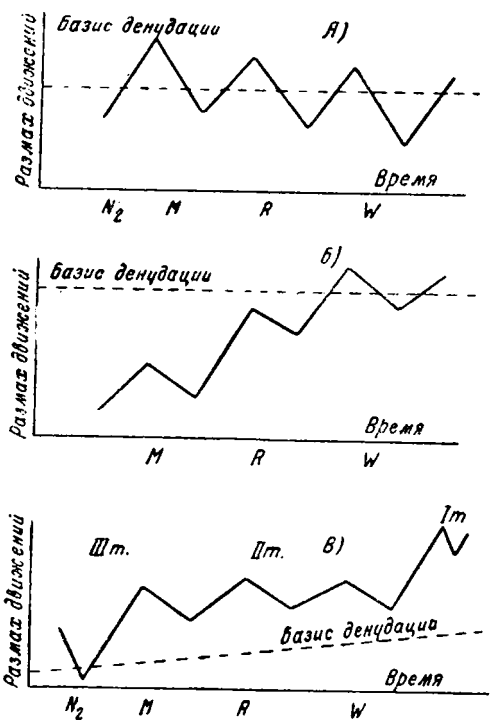


Рис. 119. График колебательных движений земной коры.

А — для района предгорий (Крым, Кавказ); *Б* — для низовий рек, впадающих в Азовско-Кубанскую впадину (Крым, Кавказ); *В* — для северного побережья Азовского моря (масштаб не сохранен).

Все эти факты показывают, что после достаточно большого подъема в конце плиоцена описываемое побережье Азовского моря испытывало погружение, продолжавшееся в течение почти всего четвертичного времени. Применяя способ графического построения, несколько отличный от принятого нами для равнинной платформенной территории, можно отразить характер этих движений на схеме (рис. 119).

Первая терраса, имеющая высоту в 2—4 м, сопоставляется В. А. Хохловкиной с древнечерноморской террасой побережья Черного моря. Наличие ее указывает на колебательный характер движений.

Типичная зона погружений выявляется и на восточном берегу Азовского моря. Уже давно Г. Ф. Мирчинком (1928) было показано, что все террасы р. Кубани к устьевым частям испытывают погружение, идущее с различной скоростью у разных террас. Таким образом, в нижнем течении террасы р. Кубани являются погребенными, скрытыми под кубанскими плавнями (рис. 119, 120).

Изучение соотношения террас, пишет Г. Ф. Мирчинк, заставляет полагать о продолжающемся вплоть до наших дней опускании низовьев Кубани, что объясняет нам и отсутствие ракушечников с *Cardium edule* в этой местности (1928).

Давно выделенная Кубанская впадина в последние годы на основании анализа многочисленного бурового материала была изучена

М. М. Жуковым. На нашей карте (см. приложение) изображение ее дается в понимании этого автора. Можно видеть, что она имеет сложные очертания. Максимальная мощность четвертичных и континентальных плиоценовых отложений падает на центральную часть прогибающейся впадины, вытянутой в северо-западном направлении. Максимальные мощности оказываются более 300—310 м.

Мы напомним, что и в предшествующее четвертичному время вся эта область характеризовалась прогибанием.

Вычисляя возможную скорость прогибания данного участка земной коры, без учета имевших место замедлений, остановок и, быть может, поднятий, можно указать ориентировочную цифру не менее 0.3 мм в год для центральных частей впадины.

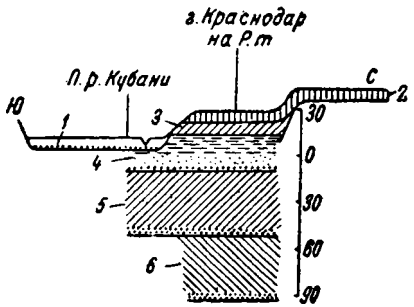


Рис. 120. Поперечный профиль через долину р. Кубани у г. Краснодара. Видны погребенные террасы *4, 5, 6* (по Г. Ф. Мирчинку).

Интересно отметить, что за историческое время устанавливаются изменения в дельте р. Кубани: в течение XV—XX вв. отмечено изменение направлений основных протоков. Данилевский, обнаруживший это явление (1869), объясняет его процессами заиления и заполнением протоков речными осадками.

Данилевский отметил также, что в то время, как в устье рр. Волги, Дона, Днепра и др. имеется обширная «подводная дельта», которая растет и пространственно увеличивается в сторону моря, а «надводная дельта» изобилует глубокими протоками, в дельте р. Кубани почти нет глубоких проточных рукавов, как нет и подводной дельты, за исключением, быть может, Ахтырского направления (цитировано по П. А. Православлеву, 1930). Приведенные Данилевским факты позволяют П. А. Православлеву говорить: «Если в дельтах первого типа, т. е. рр. Волги, Дона, Днепра и пр., обычно видят признаки опускания соответствующего участка земной коры, то в дельте р. Кубани мы вправе видеть отражение условий недавнего поднятия площади. Появление следов подводной дельты на астраханском направлении, быть может, находится в соответствии с отмеченными выше признаками опускания Приахтырского района. Таковы отвесные береговые обрывы к морю, отсутствие бечевника и др. Напомним, что во времена классической древности в районе теперешних плавней Кубанской дельты имелись греческие колонии, были искусственно прорытые каналы и пр.» (1930).

Район Ставрополья, сравнительно высоко приподнятый и сильно расчлененный (амплитуды рельефа достигают 250 м), как указывалось, представляет собой поперечный перегиб передового прогиба. По характеристике В. П. Ренгартена, «фации развитых здесь третичных отложений говорят о том, что колебательные движения в этой подзоне имели по преимуществу восходящие или геоантиклинальные тенденции» (1939). Эта тенденция к подъему сохранилась и в плиоценовое время и в антропогене. Она доказывается отсутствием в пределах Ставрополья морских верхнеплиоценовых отложений, которые появляются только по его склонам и имеют большую мощность в соседней к востоку области прогиба. Это же направление движения в четвертичное время легко подтверждается строением четвертичных отложений, которое, однако, различными геологами рассматривается по-разному.

Мы не разделяем мнения геологов Л. А. Варданянц и А. Л. Рейнгарда в отношении возраста встречающихся здесь террас, в большинстве случаев носящих характер эрозионных уступов; наши представления скорее приближаются к взглядам Н. В. Думитрашко и Л. Г. Каманина (1932). Последние устанавливают в долине р. Калауса ряд речных террас, из которых возраст высокой определяется нами как гюнцкий. Высота миндельской террасы определяется ими до 150 м.

Особенностью развитых здесь террас является также и то, что высота их постепенно уменьшается к северу. Это указывает, что тенденция к положительным движениям в этом направлении уменьшалась. По данным М. М. Жукова, эта область в районе р. Маныча испытывает обратную тенденцию, к опусканию.

Однако в последние этапы четвертичной истории и этот участок испытал поднятие.

Таким образом, поднятие Ставрополья происходило в течение всего четвертичного времени, унаследовав ту тенденцию, которую имел этот участок и в предшествующее третичное время.

В последнее время с точки зрения новейших движений достаточно подробным исследованиям подвергся Минераловодский район на Северном Кавказе (Н. И. Николаев, 1941, 1947, 1948). Было выяснено, что тектонические поднятия, которые проявлялись на рубеже четвертичного и плиоценового времени, значительно приподняли область Главного Кавказского хребта и в меньшей мере сказались на севере, в районе Пятигорья, где размах движения был меньшим. К юго-востоку от этого района проявлялись интенсивные прогибания (Терская впадина). Тектонические движения, как нам удалось установить работами 1939 и 1940 гг., имели дифференцированный характер, вследствие чего лакколиты, резко выделяющиеся в рельефе, испытывали на общем фоне относительно бо́льшие поднятия, чем соседние участки. На это обстоятельство указывает некоторый подъем поверхности армянской террасы, относимой нами к верхнему плиоцену (апшеронский ярус), к таким лакколитам, как, например, Бештау, Золотой Курган (рис. 121). Поднятие вызвало энергичное проявление эрозионных процессов, которые привели к сильному расчленению первичной верхнеплиоценовой поверхности и заложению долин в облике, близком к современному.

Новый этап подъема, сказавшийся также дифференцированно (больший подъем на юге, меньший на севере), проявившийся и в образовании уступа Лысогорской террасы, относился нами к миндельскому веку. То же происходило и в эпоху формирования джамгатской — рисской террасы.

Рассмотрение самых молодых террас показывает, что положительные движения в пределах одного этапа не были равномерными, а имели колебательный характер с преобладающей положительной слагающей. Таких колебаний, отмеченных в рельефе для южной половины района, для времени со второй половины вюрмского века намечается не менее пяти.

Каждому моменту поднятий — большему на юге и меньшему на севере — соответствуют выходы минеральных вод в пределах некоторых лакколитов (Машук, Юца, Лысая и др.). Эти минеральные воды были связаны с огромным артезианским бассейном (А. М. Овчинников,

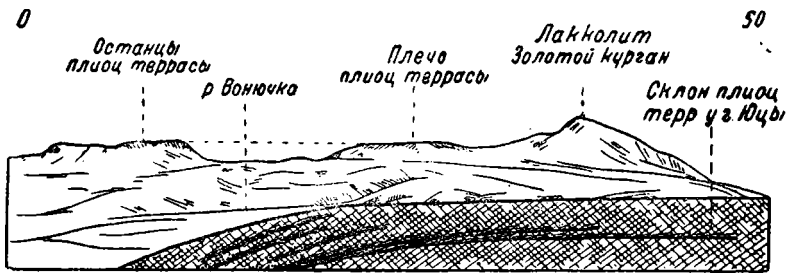


Рис. 121. Поднимающаяся поверхность плиоценовой террасы к лакколиту Золотой курган.

Ф. А. Макаренко), область питания которого располагалась на юге. Напор артезианских вод определялся соотношением области питания с зоной дренирования. С каждым поднятием происходило изменение общего уровня залегания артезианских вод, вследствие чего естественные дрены на некоторых лакколитах получали усиленный расход. Это отражалось на формировании карбонатных осадков — травертинов, среди которых вполне могут быть выделены толщи, охарактеризованные палеонтологически, соответствующие этапам проявления тектонических движений.

Последние работы наши и И. К. Ивановой (1939) позволили расчленить толщу травертинов на горе Машук, горе Юце и отнести их к различным этапам истории антропогена.

Чрезвычайно детальное и тщательное изучение травертинов на склоне горы Машук, которое было произведено Д. С. Николаевым (1940), показало, что за время со второй половины вюрмского века среди толщ травертинов стратиграфическим путем можно выделить не менее пяти этапов их формирования. Все они разделены временем уменьшения дебита минеральных вод и некоторым размывом. Обращает на себя внимание совпадение тектонических колебаний, установленных нами для южной половины Минераловодского района, с этапами отложения травертинов и изменения дебита минеральных вод во времени. Нам кажется, что это не является случайностью и подтверждает теснейшую связь режима циркуляции минеральных вод с тектонической жизнью страны, которая влияет на изменение областей питания и положение общего уровня артезианского бассейна.

Дифференцированность тектонических движений, таким образом, в районе Минеральных вод выражалась как бы «выпиранием» лакколитов. Эти движения приводили к образованию системы трещин в облекающих магматические ядра породах, в отложениях травертина, что обусловливало миграцию выходов минеральных вод на поверхность.

В описываемом районе намечается и другая закономерность в молодых деформациях земной коры, указывающая также на дифференцированный характер этих движений. Определяя описанные Г. П. Алферьевым (1934) остатки террасы на р. Куршады (близ оз. Андази) как верхнеплиоценовую террасу (апшерон), мы не разделяем в этом отношении мнения Г. П. Алферьева (1934) и А. Л. Рейнгарда (1938), которые относят ее к более молодому возрасту. Привлекая материал исследований по Ставропольскому плато Н. В. Думитрашко и Л. Г. Каманина (1932), которые в долине р. Калаус совершенно справедливо выделяют наиболее древнюю гюнцкую или нашу — плиоценовую (армянскую) террасу, заметим, что в этом отношении Л. А. Варданянц, а вслед за ним и А. Л. Рейнгард совершенно неверно оценивают возраст долины р. Калаус, чрезвычайно ее омолаживая. Мы можем сопоставить все известные выходы этой поверхности по данной части Северного Кавказа.

Сопоставление этих данных позволяет говорить с определенностью, что плиоценовая поверхность на всем указанном отрезке от Главного хребта к поперечному перегибу предгорной впадины (Ставрополье) не представляет собой части свода, а приблизительно в районе железной дороги испытывает слабый прогиб почти широтного простирания. Таким образом, Ставропольская возвышенность являлась центром самостоятельных движений, с чем хорошо согласуется и характер строения террас р. Калауса.

Есть и еще любопытные факты, доказывающие дифференцированный характер молодых движений этой части Северного Кавказа. Давно известно явление речного перехвата р. Малки, одного из притоков р. Терека (Гатуев, 1925, 1928), которое наблюдается у ст. Марьинской. Как было выяснено нами (Николаев, 1941), отклонение потока р. Малки к востоку началось еще в вюрмский век (рис. 122). Первоначально р. Малка являлась притоком р. Подкумка, впадая в нее где-то в районе г. Георгиевска (вюрмский век). Позже ее течение отклонилось к востоку и она стала течь в направлении на Старо-Марьинское. В последующее время, отклонившись на восток еще, она продолжала свое течение по р. Куре, а еще позднее новое отклонение сделало ее притоком р. Терека.

Причину такого отклонения и С. А. Гатуев (1925) и А. Л. Рейнгард (1933) видят в движениях земной коры: «прогибание равнины к югу от Старо-Марьинской и поднятие начинающейся антиклинали севернее ее» (Рейнгард, 1933). С нашей точки зрения оба автора совершенно правильно связывают указанную миграцию русла с тектоническими движениями. Однако объяснить это отклонение образованием антиклиналеподобного вздутия к северу от ст. Старо-Марьинской, повидимому, нельзя, так как этому противоречат многие морфологические данные. Мы склонны объяснять эту картину не линейными движениями, а различной направленностью молодых движений двух совершенно различных областей. С одной стороны, это край Ставрополья, испытывавший в течение четвертичного времени подъем, с другой — окраина Терской впадины, в пределах которой за это время проявлялись интенсивные опускания. Этими дифференцированными движениями и объясняется смещение русла с запада на восток (Николаев, 1941).

Оценивая скорость поднятий без учета колебательного характера движений, можно для участков, испытавших максимальный подъем, назвать цифру 0.2 мм в год.

Располагающаяся к востоку новая область прогибания имеет обширные размеры и захватывает как Прикаспийскую впадину в низовьях рр. Терека и Кумы, так и среднюю часть Каспийской ванны и участок восточного побережья Каспия к югу от Мангышлакского полуострова.

В соответствии с последними данными М. М. Жукова (1941), вся эта область и в верхнеплиоценовое и в четвертичное время, так же как и во время, предшествующее этому, испытывала преобладающие погружения земной коры. Последние, однако, не были равномерными и постоянными во времени.

На севере этого уча-

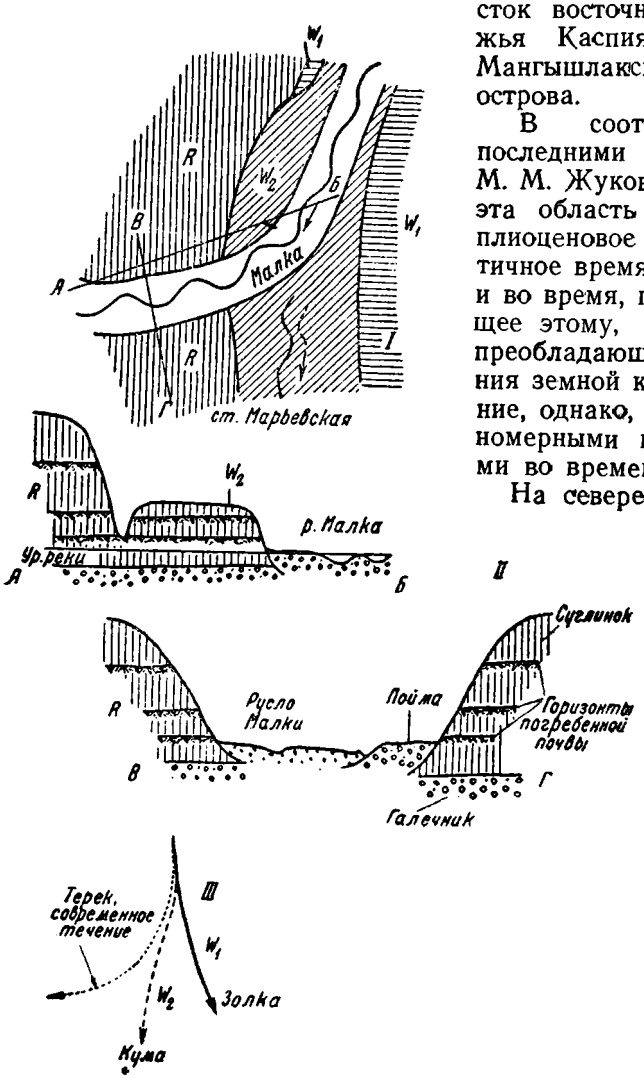


Рис. 122. Схема, показывающая место перехвата р. Малки р. Тереком.

I— р. Малка в месте прорыва; *II*—геологические разрезы в месте перехвата; *III*—направление миграции долины р. Малки (по Н. И. Николаеву, 1940).

стка, на линии Мангышлак — Донбасс, прослеживается зона антиклинальных поднятий. Непосредственно к югу от нее располагается область плиоценовых и антропогеновых прогибаний. Максимальные прогибания последнего времени выявляются вдоль долины р. Терека к северу, где, по данным М. М. Жукова, мощность четвертичных отложений и континентальных плиоценовых осадков достигает почти 500 м. К востоку и западу величина прогибаний посте-

пенно уменьшается (мощность в 200—250 м). К югу, в направлении к Терскому хребту, эта зона прогибания резко сменяется зоной относительных поднятий. Еще далее к югу намечаются широтно вытянутые зоны поднятий (хребет М. Кабардинский и хребет Сунженский), разделенные участками относительных прогибаний (долина Алкан-Чурт, р. Сунжа).

Среди области преобладающих погружений М. М. Жуков выделяет и зоны относительных поднятий. Такой район им указывается между устьями рр. Кумы и Терека.

Нет сомнений и в том, что современная средняя часть Каспийской ванны с глубинами, достигающими 768 м, представляет собой второй

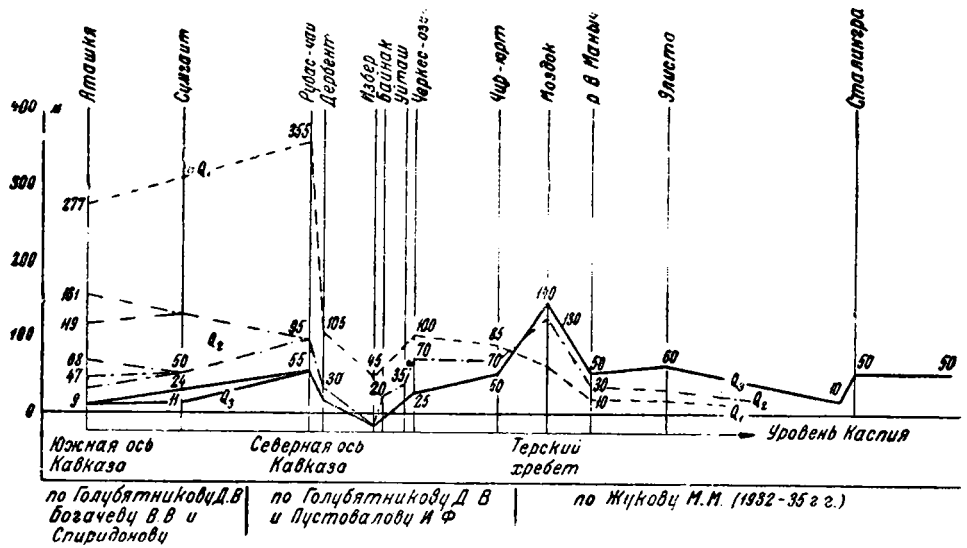


Рис. 123. Кривые колебания уровней морских террас у западного берега Каспия
Q_1 — бакинская терраса; Q_2 — хозарская терраса; Q_3 — хвалынская терраса (по М. М. Жукову)

фокус преобладающих погружений, не компенсированный осадконакоплением.

Очень хорошо особенности движений земной коры описываемого участка могут быть проиллюстрированы составленными М. М. Жуковым кривыми колебаний уровней морских террас у западного и восточного берегов (рис. 123, 124). Они достаточно ясны и без дополнительных объяснений.

Оценивая величину прогибания за четвертичное время, можно называть цифру около 1 мм в год. Эта величина характеризует собой скорость прогибания передового прогиба, лежащего перед Терским хребтом, и вычислена без учета колебательного характера этих движений.

2. Зона проявления мегаантиклинальных поднятий и внутренних депрессий

Вытянутая почти в широтном направлении зона проявления антиклинальных поднятий в виде крупных мегаантиклиналей и областей внутренних депрессий ограничивает на юге Европейскую территорию

Союза. В нее входят Карпаты, горный Крым, Главный Кавказский хребет, Малый Кавказ и области депрессий между ними: Куринская, с прилегающей глубоководной частью Каспийского моря, и Рионская, переходящая в депрессию Черного моря.

Изучением всего этого района в отношении проявления молодых тектонических движений занимались многие исследователи.

Наше описание мы дадим последовательно для крупных структурных элементов земной коры (см. рис. 147).

Территория горного Крыма представляет собой главным образом область преобладающей денудации. Располагающиеся к северу и югу тектонические впадины (Азовская, Альминская и Черноморская) являются областями аккумуляции. Восстановление новейших тектонических движений поэтому мы должны вести главным образом по анализу разнообразных форм рельефа и связанным с ними рыхлым отложениям, которые получают широкое распространение в уже указанных областях аккумуляции.

Основными показателями движений земной коры в горной части Крыма являются древние поверхности денудации и речные террасы, которые имеют в различных местах различный характер и строение, что позволяет восстанавливать характер и интенсивность новейших тектонических движений. Картина этих движений может быть дополнена и другими данными, к которым в первую очередь надо отнести морские террасы.

Среди многочисленных работ, посвященных геологии Крымского полуострова, начиная с конца XVIII века и по настоящий момент, можно найти указания на террасы и связанные с ними отложения.

В одной категории этих работ мы находим только упоминания о речных террасах, и строение их рассматривается только попутно. Это старые работы Н. Головкинского для окрестностей г. Алушты (р. Улу-Узень, р. Демерджи), района Судака (Головкинский, 1890); К. К. Фохта (1897 и др.), В. Д. Соколова (1895), М. Рудзского для района Судака; А. А. Борисяка по р. Бельбеку. Более новые работы: А. А. Крубера для района Ускута (1925); Н. Н. Соколова по району Карасу

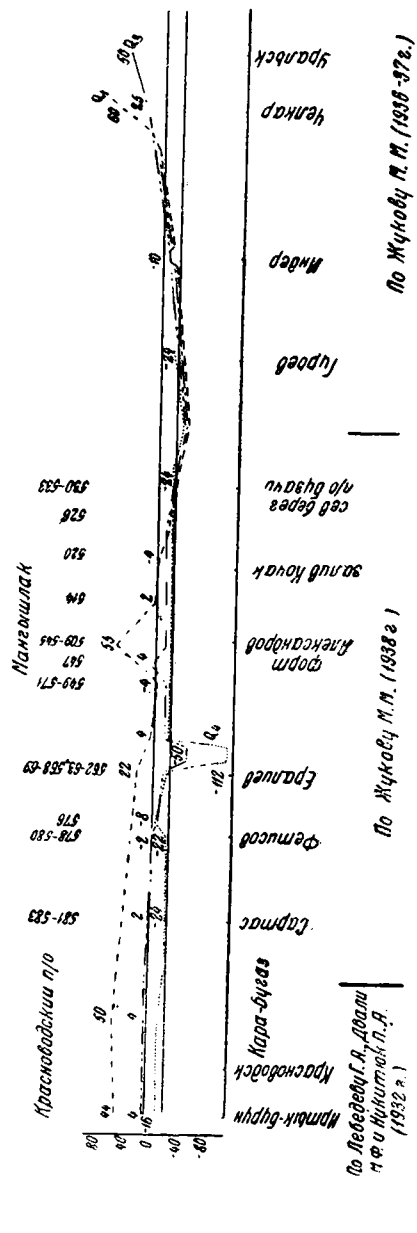


Рис. 124. Кривые колебания уровней морских террас у восточного берега Каспия.

(1929); А. Ф. Слудского, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой по району Карадага (1933); А. С. Баркова (1926), Б. Ф. Добрынина (1922); А. С. Моисеева (1932, 1937) по западному и восточному Крыму; М. В. Муратова по восточному Крыму (1937); П. А. Двойченко (1925), Г. Ф. Вебер (1934) и многие другие.

Ко второй категории относятся такие работы, которые в большей мере или целиком посвящены вопросам четвертичной геологии и в частности рассмотрению речных долин. Из старых работ нужно назвать работу Н. И. Андрусова по террасам Судака (1912), до сих пор не потерявшую значения, и работу Н. В. Рухлова (1915). К более новым работам относятся статьи Б. Ф. Добрынина по террасам восточного Крыма (1922, 1940); Б. А. Федоровича по западному Крыму (1929); Б. Л. Личкова (1932, 1933); И. И. Бабкова по восточному Крыму (1929, 1934); работы Г. И. Молявко, П. К. Замория, К. И. Макова и другие. В недавнее время сводку указанных материалов дали М. В. Муратов и Н. И. Николаев (1938, 1940, 1941) и Н. И. Николаев (1940, 1946, 1948).

Изложенных в этих статьях взглядов мы и придерживаемся, давая дальнейшую разработку некоторых положений.

Отметим, что параллельно с изучением речных террас шло и изучение морских четвертичных террас, которым посвящены многочисленные работы Н. И. Андрусова, Г. В. Абиха, А. П. Павлова, Н. А. Григорович-Березовского, И. И. Бабкова, П. А. Православлева, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, С. Н. Михайловского, М. И. Соколова, Н. Ю. Успенской и других.

В пределах горного Крыма в каждой крупной долине развиты речные террасы. Среди них хорошо выделяются пойменный уступ и три надпойменные террасы, которые то сужающимися, то расширяющимися лентами, часто сильно расчлененными, вытянуты вдоль склонов долин. В строении каждой из этих террас можно найти определенные, свойственные ей черты, которые близки для одинаковых террас различных речных долин. Совершенно особым характером строения и распространения отличается самая высокая, четвертая надпойменная терраса, развитая главным образом в нижнем течении рек северного склона Крымских гор и только в очень редких местах встречающаяся на южном побережье (рис. 125). Описание всех этих элементов мы даем в соответствии с результатами наших личных наблюдений (1940) и наблюдений совместно с М. В. Муратовым (1939). Мы пришли к выводу, что рельеф современного горного Крыма связан с молодыми поднятиями и начал формироваться в конце плиоценового времени.

В эпоху отложения плиоценовых пород четвертой террасы рельеф южного Крыма не имел ничего общего с современным. Высокие Яйлинские вершины (Ай-Петринская яйла, Бабуган, южное плато Чатыр-дага, Демерджи, Каратау на Караби-яйле) образовали единую невысокую гряду, видимо, продолжавшуюся далеко к югу, в область современного Черного моря. С севера к ней примыкала обширная наклонная равнина (пьедмонт), покрытая галечниками и глинами, аккумулировавшимися на древней (нижнеплиоценовой или даже сарматской по возрасту) и, вероятно, абразионной по происхождению поверхности. Крупные поднятия начала четвертичного времени (доминдель) привели к глубокой эрозии этой поверхности и положили начало формированию современных элементов рельефа горного Крыма. В это

время наметились основные речные долины и их притоки и начали оформляться три горные гряды Крыма (рис. 126). Поднятия эти сопровождались опусканиями в области располагавшихся севернее впадин Азовской и Алминской и в Черноморской впадине, за счет расшире-

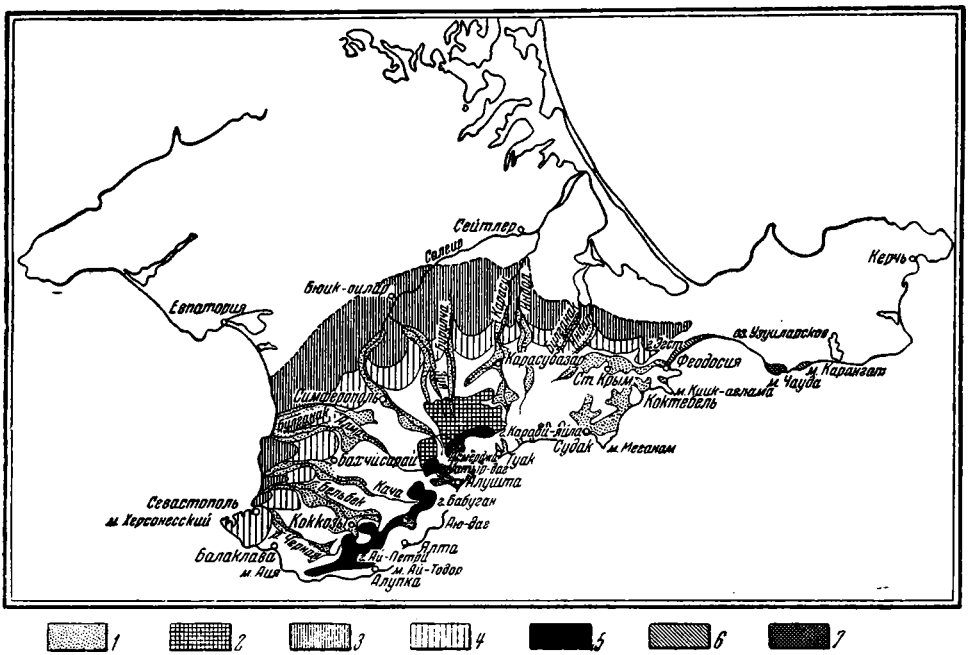


Рис. 125. Схема распространения террас в горном Крыму.

1 — речные долины с надпойменными и четвертичными террасами (*I, II, III*); *2* — денудационная поверхность Яйлы, соответствующая *IV* террасе; *3* — область распространения красных глин и галечников *IV* террасы; *4* — эрозионная поверхность; *5* древняя (плиоценовая) поверхность Яйлы; *6* — карангатская морская терраса; *7* — чаудинская морская терраса (по Муратову и Николаеву, 1939).

ния которой постепенно уничтожилась южная часть Крымских гор. В эпоху отложения осадков третьей надпойменной террасы (миндель) поднятия горного Крыма приостановились или даже сменились некоторыми опусканиями, вызвавшими аккумуляцию аллювия.

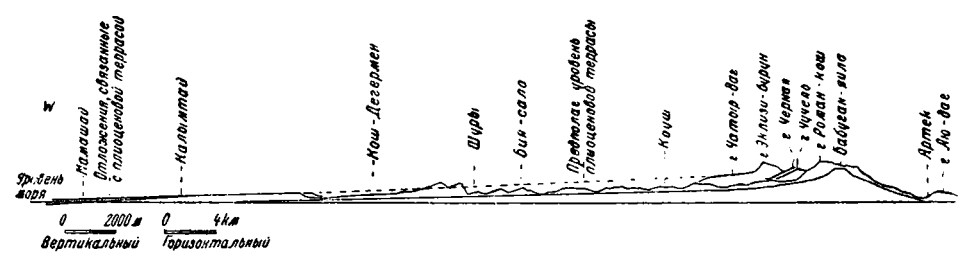


Рис. 126. Схема взаимоотношений четвертой (плиоценовой) террасы предгорий с нижними денудационными плато Яйлы.

В это же время делювиальные суглинки покрыли пологие предгорные поверхности («плечи» третьей надпойменной террасы) и заполнили многие возникшие перед тем овраги. Далее, в миндель-рисское время

снова возобновилось интенсивное поднятие горного Крыма, обусловившее более глубокий врез речных долин и образование уступа третьей надпойменной террасы. В эпоху отложения аллювия второй надпойменной террасы, в рисское время, поднятия вновь замедлились или прекратились. Одновременно, как установлено А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым для прибрежной части Черного моря, там происходили опускания (эпоха образования карангатских отложений). Опускания сменились новыми поднятиями рисс-вюрмского времени, в связи с которыми произошло дальнейшее углубление речных долин и балок и образовался уступ второй надпойменной террасы.

Этим поднятиям в горном Крыму, в прибрежной части Черного моря, соответствуют поднятия начала эпохи отложения новоэвксинских осадков. Аккумуляция аллювия и делювия первой надпойменной террасы соответствует следующей эпохе прекращения поднятий вюрмского времени. По берегам Черного моря эта эпоха характеризовалась глубокими опусканиями, соответствующими второй половине времени образования новоэвксинских отложений. Опускания эти захватили и приподнятые предыдущими поднятиями краевые части предгорных впадин Крыма (Алминской и Азовской), в связи с чем произошло образование наложенных террас в нижнем течении рек. В результате опусканий в устьевых частях выработанной речной сети возникло переуглубление этих частей и образовались лиманы — залитые морем устья рек и балок. Последние в устьевых частях большинства рек (Бельбека, Качи, Алмы) в позднейшее время были заилены, в некоторых же сохранились и поныне (Севастопольская и Балаклавская бухты).

Последовавшие затем послевюрмские поднятия привели к дальнейшей эрозии речных долин, выработке их современного профиля и образованию уступа первой надпойменной террасы.

На основании данных о строении современной поймы в верховьях многих рек северного склона гор, где она имеет чисто эрозионный характер и состоит из коренного цоколя, прикрытого небольшой толщей аллювия, можно заключить, что поднятия эти продолжаются и до настоящего времени. Вероятно, им сопутствуют некоторые идущие до сих пор опускания в области предгорных впадин.

Таким образом, в течение плиоценового времени и антропогена область горного Крыма имела тенденцию к поднятию. Это поднятие не было равномерным. Отдельные эпохи значительных поднятий сменялись остановками и, быть может, временными опусканиями. И в пространстве эти движения также не были однородными, а характеризовались дифференцированностью.

Центральная часть главной гряды Крымских гор поднималась довольно интенсивно. Величина поднятий за послеплиоценовое время, по нашим данным, оценивается в 400—500 м. Но этот участок падает на центр свода. В стороны погружения Крымских гор, на запад и восток, эта величина постепенно уменьшается, так же как она уменьшается и в направлении к Алминской и Азовской впадинам. В сторону Черноморской впадины погружение значительно более интенсивно.

Изучая геоморфологию южного берега Крыма, Б. Ф. Добрынин приходит к выводу, что отдельные участки берега подверглись опусканию в связи с весьма юными сбросовыми дислокациями. Весь южный берег Крыма, по Б. Ф. Добрынину, следует признать находящимся в юной стадии и обусловленным прежде всего тектоникой, именно моло-

дыми сбросами и сдвигами; последние определяют как общий характер берега, так и многие его подробности и детали (1938).

Б. Ф. Добрынин придает молодым разломам настолько большое значение, что объясняет ими особенности конфигурации береговой линии южного берега (заливы, бухты и мысы), известковые массивы в районах Симеиза, Алупки, Ялты, Никитского мыса и т. д. (которые, с нашей точки зрения, являются оползневыми) и другие крупные и мелкие черты морфологии южного берега.

Нет сомнений в том, что роль сбросовых дислокаций молодого возраста Добрыниным очень преувеличена. Указывая на то, что береговая линия имеет характер невыработанной, а берег носит следы молодых поднятий, он приходит к выводу о молодых разломах, идущих параллельно берегу. Однако в большинстве случаев это несоответствие объясняется тем, что как раз в береговой полосе мы имеем сочетание положительных и отрицательных движений.

То, что эти движения происходят и в настоящее время, доказывается сейсмичностью всего этого района. Интересно указание Д. И. Мушкетова о том, что наблюдается систематическое изменение горизонтальной площадки, на которой установлены сейсмические приборы в Ялте, всегда в одну сторону — в сторону моря, что позволило ему высказать предположение о возобновляющемся при каждом сейсмическом толчке наклоне этого побережья (1936).

Не учитывая колебательного характера движений, можно говорить, что скорость движений для центральных частей поднимающегося свода в среднем за четвертичное время может ориентировочно определяться около 1 мм в год, а опускание Черноморской впадины — около 2—3 мм в год.

Совершенно особый район представляет собой северо-восточная часть Керченского полуострова и Таманский полуостров. Это область развития своеобразных брахиантиклинальных и купольных структур.

Особенность залегания морских послетретичных отложений на Таманском полуострове и характер пространственного распространения этих осадков позволили А. Г. Эберзину предполагать неоднократные тектонические движения Таманского полуострова, проявлявшиеся в четвертичное время (1939). На это же указывают и И. М. Губкин и М. И. Варенцов (1931, 1933). Как отмечает А. Г. Эберзин, характерная черта тектонического процесса заключается в том, что движения в различных участках полуострова происходили не одинаково: то в виде положительных поднятий отдельных пунктов береговой линии, то в виде проявления складчатости отдельных участков, в которых происходило накопление нормальной серии осадков (1939).

По отношению к Таманскому полуострову П. А. Православлев говорит, что в настоящее время во многих местах имеются признаки совершающегося опускания, тогда как в недавнее время на этом месте был архипелаг островов, т. е. имело место поднятие. О наличии таких молодых опусканий в пределах Керченского полуострова говорят многочисленные, хотя и мелкие лиманы и отшнурованные от моря пересыпями озера.

Интересны с точки зрения выяснения молодых тектонических движений и наблюдения над дном моря.

По данным В. Ю. Визе (1927), «с конца XVIII в. до начала XX в. глубина Керченского пролива увеличилась в средней части пролива, от м. Павловского примерно до линии, соединяющей южную оконечность

косы Чушки с Еникале. Между косой Чушкой и Тузлой глубина, наоборот, уменьшилась. В Керченской бухте глубины существенно не изменились, за исключением района м. Змеиного, где они увеличились, и района м. Ак-Буну, где они немного уменьшились».

Как возможные причины этого явления, В. Ю. Визе называет: 1) частичные поднятия и опускания дна пролива и 2) деятельность грязевых вулканов. Относительно действия этих же факторов дает интересные указания С. А. Шепель (1925), который описал несколько случаев колебания дна Керчь-Еникальского пролива.

Любопытно также и указание П. А. Православлева, который отмечает, что при очередном промере Керченского судоходного фарватера осенью 1927 г., после сентябрьского землетрясения в Черноморье, почти на всем протяжении фарватера дно оказалось примерно на 1 м глубже, чем было прежде (1930).

Значительно менее новейшие тектонические движения изучены в Карпатах.

В работах польских, чехословацких и болгарских исследователей отмечается большое значение тектонических процессов в морфологии современных Карпат. Анализ молодых тектонических движений в связи с развитием речных долин в 1922 г. был дан В. Лозинским. Этот исследователь отметил прямую зависимость морфологии Карпат от старой и молодой тектоники с ее главнейшими продольными и поперечными структурами.

Поперечные поднятия и погружения в Восточных Карпатах прекрасно выражены в строении долин рр. Стрыя, Ломницы, Быстрицы. По развитию отложений галечников и размещению последних в отдельных районах Карпат В. Лозинский выделяет здесь области поднятий и погружений с различиями в дебите рек во времени. На основании этих материалов В. Лозинский в нескольких местах выявляет следы деятельности более древних речных систем. В частности, он выделяет следы крупной древней реки — пра-Днестра, собиравшей все карпатские воды в плиоценовое время. Этот вывод, совпадающий с аналогичными заключениями В. Лозинского для Западных Карпат, указывает на несомненное наличие в этой области поздних тектонических движений, которые, судя по характеру речных долин, продолжают развиваться и в настоящее время.

Анализ строения речных террас, осуществленный Г. Тейссейром, Б. Швидерским и другими в районе восточной части Восточных Карпат около Жабьего, дает нам представление о серии происходивших здесь поднятий. Здесь отмечены речные террасы высотой 10—20 м, а также в 35—50 м. При этом в отношении возраста 50-метровые и более высокие террасы отнесены к плиоцену. Среди них установлены террасы с относительными высотами над урезом воды в 70—100 м, 110—120 м, 140 м и 180 м. Террасы с поверхности сложены галечниками, местами довольно мощными. Местами с верхними террасами связывается горизонт выветривания.

Исследовавший верховье бассейна р. Тиссы В. В. Буцура (1928, 1930, 1944), отмечая ряд террасовых ступеней, дает им определенную датировку и выявляет большое значение эпейрогенических движений в формировании данного отрезка Восточных Карпат.

Результаты исследований этого автора резюмируются в приведенном здесь продольном профиле террас долины р. Тиссы (рис. 127).

На основании своих исследований автор приходит к выводу об

очень молодом возрасте Восточных Карпат, сравнивая их в этом отношении с Кавказом.

К глубокому сожалению, приходится отметить, что стратиграфия антропогеновых отложений Карпат не разработана. Разные исследователи подходят с разными стратиграфическими схемами, в результате чего существующие материалы оказываются совершенно несопоставимыми. Отмечая достаточно большую близость в строении речных долин, которые описывают Яранов, Буцура Севастос, Левинский, Тейссейр и другие, можно говорить, что выяснение новейшей тектоники Карпат — дело будущего.

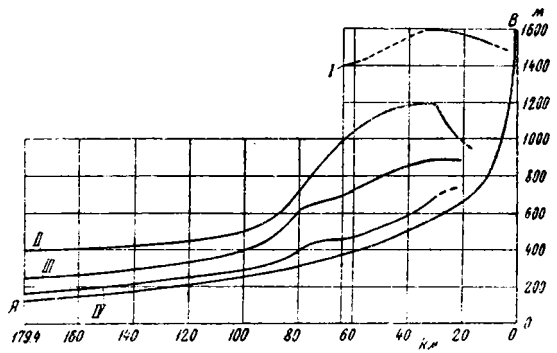


Рис. 127. Продольный профиль террас долины р. Тиссы на юго-западном склоне Восточных Карпа (в пределах бывшей Чехословакии).

АБ — современный профиль р. Тиссы. Современные террасы имеют высоту 57 м.

I	террасовая ступень	имеет	высоту	1000—600 м
II	»	»	»	600—200 »
III	»	»	»	300—100 »
IV	»	»	»	100— 30 »

(по В. В. Буцура, 1928)

Несмотря на значительно бо́льшую изученность горного Кавказа в отношении стратиграфии антропогеновых отложений и новейшей тектоники, в настоящее время дать краткую сводку последней представляет сложную задачу.

Эта сложность, прежде всего, заключается в крайне разбросанных данных, отсутствии сводки по стратиграфии антропогена, неравномерной изученности Большого и Малого Кавказа и пр. Попытки обобщения имеющихся данных для крупных участков этой области в разное время делали А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц, В. П. Ренгартен, Г. Ф. Мирчинк, Н. В. Думитрашко и некоторые другие. Эти работы не могут нас удовлетворить ввиду разногласий в понимании некоторых вопросов геологии антропогена.

Не беря на себя задачу составления сводки и изложения всех разноречивых материалов, постараемся очень кратко осветить новейшую тектонику Кавказа по основным в этом отношении работам.

Четвертичные тектонические движения Кавказа для многих мест указывались различными авторами. По существующим представлениям, Кавказ за верхнеплиоценовое и четвертичное время испытывает крупное сводовое поднятие. За это говорят четвертичные и неогеновые террасы, которые в районе Черноморского побережья имеют значительный уклон от Главного Кавказского хребта в сторону моря (А. Л. Рейнгард, А. И. Москвитин, Е. В. Шанцер и др.).

Так, например, изучавшая четвертичные террасы Абхазии О. Н. Михайловская (1934) пишет: «Все террасы при более или менее однородной мощности наносов имеют довольно резкое падение к морю. Этот наклон выражен тем резче, чем древнее по возрасту терраса. Вторая надпойменная терраса в прибрежной части погружается под современные наносы. Можно считать, что все террасы в большей или меньшей степени выведены из своего первоначального положения, кроме того, верхняя древняя терраса подверглась, повидимому, дислокации,

что наблюдается в районе Кохора и Цхиро-Гали. Приведенные данные, очевидно, говорят о подъеме Кавказского хребта, носящего, по-видимому, сводовый характер в течение всего четвертичного периода, и о продолжении этого поднятия и в настоящее время».

Аналогичную картину, подтверждающую данные О. Н. Михайловской, рисуют Е. В. Шанцер и Т. М. Микулина (1939 и др.), которые указывают на изменение высоты террас вверх по речным долинам. Так, по наблюдениям Т. М. Микулиной, по р. Кодору неогеновая поверхность на коротком расстоянии от Сухуми до долины р. Кодора меняет свою высоту с 500—600 до 800—900 м и даже более. Пятая терраса, имеющая у взморья высоту 80—90 м, у сел. Цебельды достигает 225—250 м. Четвертая терраса в 60—70 м к Верхним Латам достигает высоты 125—135 м. Менее резко изменяется третья и более низкие террасы. Однако вместе с изменением высоты они меняют и свое строение, как, например, первая терраса, которая из аккумулятивной переходит в типичную цокольную и эрозионную в горной части.

Подобные колебания высот и изменение строения террас, пишет Е. В. Шанцер (1939), несомненно связаны с эпейрогенезом, наиболее интенсивно протекавшим в начале четвертичного периода (миндель, миндель-рисс) и значительно ослабевшим в послерисское время.

Интенсивные тектонические движения Е. В. Шанцер указывает для конца плиоцена. Он считает возможным связывать с ним даже смятие в складки чаудинских слоев в районе Сухуми. Однако надо заметить, что природа данных складок еще не может считаться выясненной окончательно.

Такая же картина отмечается исследованиями В. В. Меннера, А. И. Москвитина, М. В. Муратова, Л. Д. Шорыгиной и другими для более северного отрезка Черноморского побережья.

Анализ всего материала приводит к единодушному заключению всех авторов об антропогеновых поднятиях, которые, видимо, продолжаются в горной части и поныне.

По окраине Главного Кавказского хребта положительные движения сменялись отрицательными, которые известны для депрессий Черного моря и Рионской впадины.

Так, например, Е. В. Шанцер отмечает наличие устойчивых погружений, с которыми связана обширная береговая низменность юго-восточной Абхазии. Именно поэтому многие террасы, по его мнению, по выходе в пределы береговой низменности из эрозионных становятся аккумулятивными. Е. В. Шанцер указывает, что в приморском крае вследствие этого пятая терраса совершенно незаметно сливается с поверхностью четвертой.

Опускания побережья данный автор отмечает и в настоящее время. Во всяком случае, они имели место еще в эпоху кобани, так как стоянка этого времени у г. Очемчири лежит ныне ниже уровня моря (Шанцер, 1939).

На такие же движения указывают факты, выявленные В. Ю. Румель (1900). Он отмечает, что буровые разведочные работы, проведенные в районе Сухуми, выявили на дне моря слои берегового торфа, залегающего на глубине 6 м, совершенно юного происхождения.

С точки зрения характеристики тектонических движений интересны факты, указанные для Сочи-Мацестинского района первоначально А. Н. Огильви и описанные затем В. П. Ренгартеном (1927) и В. И. Петропавловским (1932). В районе Туапсе — Адлер последним

автором зафиксировано переуглубление устьевых частей рек, в районе Сочи — переуглубление оврагов. Величина переуглубления определяется в 23—24 м. Однако две буровые скважины в аллювиальных отложениях (р. Туапсе) прошли свыше 30 м и не дошли до коренных пород (эти данные Петропавловский подвергает сомнению).

Переуглубление В. П. Ренгартен связывает с рисс-вюрмской эпохой, замечая, что «допущение последовательных положительных и отрицательных движений земной коры в области Черноморского побережья не представляет ничего невероятного, так как здесь проходит граница между областью опускания Черного моря и областью воздымания Кавказских гор» (Ренгартен, 1927).

На наличие недавних погружений указывают и некоторые исторические данные. Так, например, В. И. Чернявский на дне моря у Сухуми описывает развалины древней Диоскурии — Севастополя, которые в тихую погоду и при прозрачной воде видимы с лодки. Причину разрушения берега у Сухуми В. И. Чернявский видит главным образом в происходивших колебаниях уровня моря, при которых берега то покрывались морем, то снова подымались из него. Он пишет: «старожилы абхазцы еще помнят посевы кукурузы на месте якорной стоянки пароходов; ...движение моря на берег происходит теперь очень быстро — ежегодно отнимается от 1 до 2 саж. берега перед городом... Указывают стрельбища впереди стен, подмытых теперь морем, отстоявшие от них при русском уже владычестве на ружейный выстрел». Все эти факты, нам кажется, указывают на современное погружение суши и на положительное перемещение береговой линии.

В. И. Чернявский считает, что берега Черного моря уже в исторические времена подвергались значительному разрушению во многих местах и что следы и развалины многих древних городов, исчезнувших подобно Диоскурии, надо искать на дне моря, как, например, Анакопии к северу от Сухуми, Великого Питиунта и др. По словам В. И. Чернявского, древними писателями указывались «даже острова у берегов нынешнего Новороссийского округа, в настоящее время уже не существующие» (по Свищевскому, 1939).

С точки зрения проявления отрицательных тектонических движений заслуживает внимания и Колхидская низменность. Характерным для нее, по данным А. Л. Рейнгарда (1941 и др.), является погружение древних террас под новейшие наносы и под уровень современного Черного моря.

В статье Ф. Жордания (изложено по Д. Свищевскому, 1939) указывается, что различные исторические данные свидетельствуют о существовании в старину больших равнин на побережье, отсутствующих теперь, но при отсутствии которых трудно объяснить возможность существования здесь в древности больших населенных пунктов, ведения сложных военных операций крупными армиями, с применением конницы, слонов и т. д. Древняя крепость Петры находилась, повидимому, на месте нынешних Цихисдзири, но при существующем сейчас рельефе и при крутых склонах гор, обрывающихся к самому морю, было бы затруднительно ведение здесь таких крупных операций, какие описываются древними историками.

Очень большую и интересную работу, посвященную выяснению причин перемещения береговой линии у г. Батуми, проделал Д. Свищевский (1939). Собрав и проанализировав различные карты и городские планы за время с 1880 по 1913 г. и используя различные лите-

ратурные источники по древней истории, а также материалы своих собственных наблюдений (1907—1926 гг.), Д. Свищевский пришел к выводу, что разрушение берега у Батуми — явление вовсе не новое, а, повидимому, происходит уже в течение многих лет, и поэтому предполагаемого непрерывного и неизменного роста всей дельты Чороха в действительности до этого времени не было.

По данным того же автора, наступление моря в районе устья Меджины составило: за время с 1834 по 1926 г., т. е. за 92 г.,— 320 м; с 1880 по 1926 г., т. е. за 46 лет,— 202 м и с 1913 по 1926 г., т. е. за 13 лет,— 38 м. Это дает в среднем в год 3.2 м. Д. Свищевский указывает не только на изменения очертания береговой линии, но и на разрушение и исчезновение в море прибрежных дорог и строений, что в совокупности с другими данными доказывает положительное перемещение береговой линии.

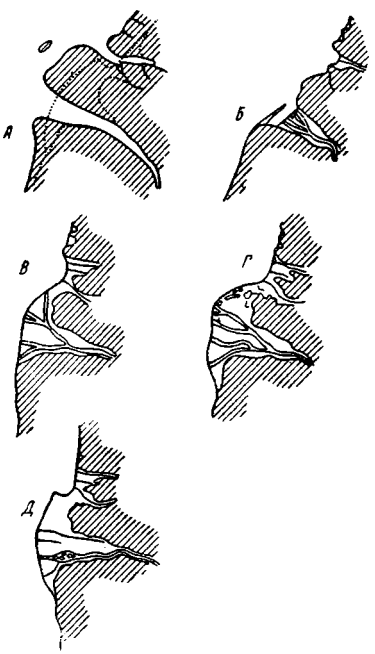


Рис. 128. Схема развития дельты р. Чороха.

А—схема берегов у устья р. Чороха после поднятия уровня моря (опускания); *Б*—начало образования Чорохской и Коронис-Цхальской дельт; *В*—продолжение роста Чорохской дельты; *Г*—Чорохская дельта в эпоху древней истории; *Д*—схема современной дельты р. Чороха (по Свищевскому).

Промеры, проведенные в прилегающих участках моря, выявили древнее русло Чороха и обнаружили две затопленные береговые линии, выраженные в виде находящихся на небольшой глубине подводных террас.

Надо думать, как это и предполагает Д. Свищевский, что в один из моментов истории Черного моря его уровень стоял значительно ниже. Существовавший в это время Чорох глубоко прорезал свое русло. Об этом говорят и геологические данные: при исследовании дна р. Аджарисцхали (правого притока Чороха) в 25 км от устья была обнаружена мощная толща аллювия. Вслед за этим последовало опускание берега, вызвавшее положительное перемещение береговой линии (Д. Свищевский это перемещение объясняет поднятием уровня Черного моря), которое привело к образованию лиманов и их последующему выполнению аллювиальными отложениями (рис. 128).

Можно предполагать, что уже в историческое время побережье испытывало колебательные движения земной коры. Это доказывается тем, что находившиеся здесь при более низком положении береговой линии древние поселения и города оказались затопленными при последующих опусканиях берега. Много данных указывает и на современное погружение Черноморско-Рионской впадины. Положительное перемещение береговой линии приводит к разрушению берега. На происшедшее значительное разрушение берега к северу от Батумской бухты указывает и Д. Свищевский. В настоящее время прибоем разрушается берег, сложенный мощными пластами суглинистых и торфянистых новейших отложений. Они заканчиваются у берега моря вертикальным обрывом высотой более 2 м. Эти отложения могли образоваться поверхностными водами, пишет Д. Сви-

щевский, лишь при значительных размерах плоских прибрежных равнин и при большем, чем в настоящее время, протяжении их в сторону моря.

Чрезвычайно интересно отметить, что переуглубление устьевых частей рек отмечается не только для Кавказского Черноморского побережья, но и для южного берега Крыма. Так, В. Менжинская (1932), производя буровые работы в долинах рр. Судака и Суук-Су, выявила достаточно выдержанную, доходящую до 30 м мощность аллювиальных накоплений в пределах пойменной части долины.

На основании данных бурения выяснилось, что уклон коренного ложа аллювия почти отвечает уклону поверхности (рис. 129). Таким

Рис. 129. Схема, показывающая переуглубление устьевых частей долины р. Суук-Су (Крым).

образом, пойменная часть Судакской долины оказывается переуглубленной по крайней мере до 30 м. Эти факты позволяют сделать вывод об общности тектонических движений, приводивших к перемещениям береговой линии Черного моря.

На проявление тектонических движений указывают и другие факты, например, изменение высоты террас на побережье. По этому вопросу Е. В. Шанцер (1939) пишет: «Высоты второй и более низких террас на всем протяжении от Джубги до устья р. Ингур остаются неизменными. Наоборот, более высокие террасы местами заметно изменяют свою высоту. Так, третья терраса у Туапсе повышена до 50 м, а под г. Гудауты, наоборот, понижена до 25 м против нормы в 33—40 м. Еще большие колебания испытывают местами четвертая и пятая террасы. Так, первая из них у Гудауты понижена до 35—40 м против нормальных 60—70 м».

Мы не будем останавливаться на достаточно выясненном вопросе поведения и тектонической жизни Черноморской впадины, в которую переходит Рионская впадина. Новейшая история ее достаточно отмечена была на предыдущих страницах. Последние страницы ее существования были прекрасно изучены А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, чему посвящены их многочисленные работы (1927—1939). Установленные ими периодические осолонения и опреснения бассейна были связаны с движениями земной коры, которые приводили к сменам трансгрессий и регрессий. Связывать последние с гляциальными эвстатическими колебаниями уровня моря, как это делает А. И. Москвитин (1938), по причинам, изложенным в первой части данной работы (стр. 38), мы не можем. Поэтому мнение А. И. Москвитина, «что единой причиной событий, так резко разнообразивших жизнь черноморской впадины, были оледенения», мы считаем неверным.

Для более ясного понимания наших взглядов на историю Черноморской впадины в связи с историей прилегающих крупных мегантиклиналей в виде горного Крыма и Главного Кавказского хребта приводится таблица взаимоотношений морских и континентальных антропогеновых отложений побережья Черного моря и Крыма (табл. 15).

При этом следует отметить большое соответствие движений, отмеченных А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, с теми тектоническими движениями, которые устанавливаются в пределах горного Крыма (рис. 130).

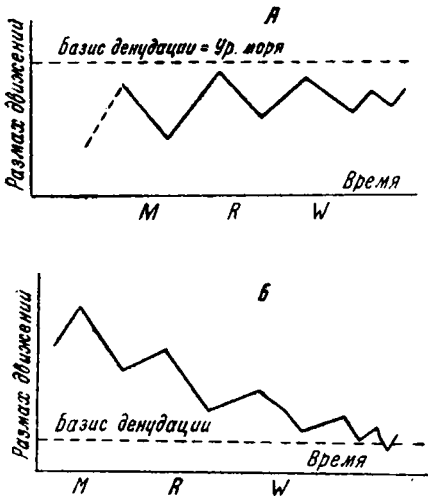


Рис. 130. График колебательных тектонических движений дна.
А — Черноморская впадина; *Б* — горные области (Крым, Кавказ) (масштаб не сохранен).

Аналогичная Черноморскому Кавказскому побережью картина наблюдается и на северном склоне Главного Кавказского хребта. В большей мере она известна по работам А. Л. Рейнгарда, В. П. Ренгартена, Г. Ф. Мирчинка, Л. А. Варданянца, Н. И. Николаева и других авторов.

Все авторы, прослеживая реки, протекающие консеквентно (бассейны Кубани, Кумы, Терека и др.), отмечают наличие антропогеновых и плиоценовых террас. Все они характеризуются закономерным погружением в сторону предгорной впадины (см. выше) и постепенным возрастанием их высот к водоразделам. При этом террасы меняют свое строение и из погребенных — наложенных — в предгорной части переходят в аккумулятивные вложенные, цокольные и, наконец, в горной части — в типичные эрозионные (рис. 131). Все эти факты с достоверностью указывают на сводовое поднятие Центрального Кавказа.

Очень интересны некоторые детали, выявленные нашими работами в 1939—1940 гг. На северном склоне Главного Кавказского хребта, в бассейне Малки — Кубани выделяются два уступа вюрмской террасы. В районе с. Каменомостского на р. Малке верхний уступ имеет высоту в 20 м. Прослеживая его вверх, можно видеть, что он становится все более и более высоким. У с. Хабаз он достигает высоты в 35—40 м, а еще выше по течению поднимается до 60 м (рис. 132). В районе Скалистого хребта, по долинам, спускающимся с горы Канжал, можно увязать уступ этой террасы с молодыми моренными образованиями (Н. И. Николаев, 1940).

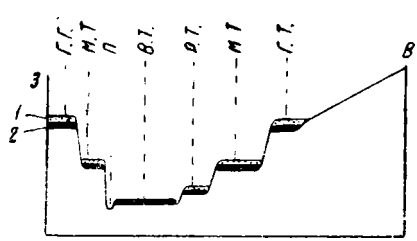


Рис. 131. Поперечный профиль через долину р. Кубань у г. Черкесска. Эрозионные террасы.
1 — лёссовые глины; *2* — галечники (по Г. Ф. Мирчинку).

Вместе с этим на этом же отрезке долины Малки появляются и более низкие уступы террас. Один из них, который в районе с. Каменомостское имеет 12 м высоты и который мы склонны рассматривать как аналог нижней вюрмской (пятигорской) террасы, повышаясь вверх по течению, приобретает в районе с. Хабаз высоту около 20 м, увеличиваясь вверх по течению до 25—30 м. Кроме этого уступа, в долине появляются и более низкие. Так, между указанными селениями мы

наблюдали серию террас выше уреза воды в Малке, высотой в 2, 5, 7, 10—12, 15 и 20—25 м (последняя соответствует верхней вюрмской террасе). Выше по течению все уступы заметно повышаются; вниз —

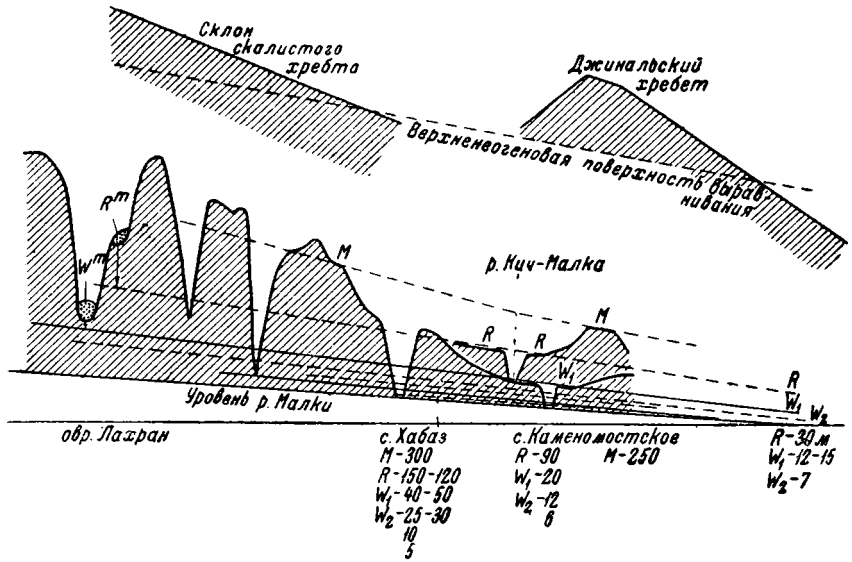


Рис. 132. Продольный профиль части долины р. Малки с уровнями террас (по Н. И. Николаеву, 1940).

понижаются; верхний имеет высоту у с. Малки 13—16 м, а нижняя вюрмская терраса всего 6—7 м. Дополнительные террасы исчезают (рис. 132). Такое поведение низких террас не оставляет сомнений в их

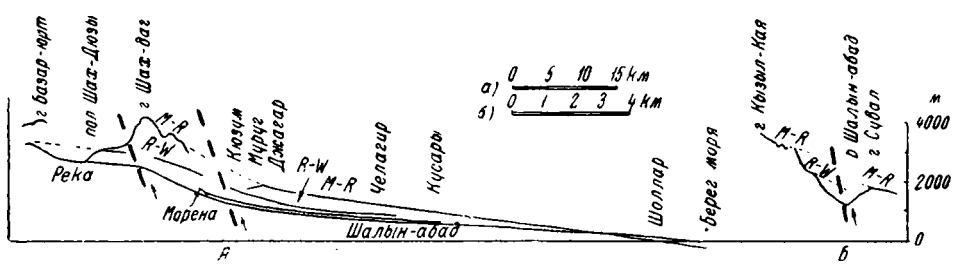


Рис. 133. Продольный профиль части долины р. Шалын-Абад (*А*). Поперечный профиль той же долины (*Б*).

а — горизонтальный масштаб; *б*— вертикальный масштаб (по Варданянцу, 1933).

связи с новейшими тектоническими движениями. Как было видно выше, эти движения нашли свое отражение и в равнинной части северного склона Кавказского хребта, в районе Пятигорья.

Аналогичное поведение террас — погружение к низовьям — отмечается и для Дагестана (р. Сулак и др.— Н. С. Шатский, Д. В. Дробышев, Л. А. Варданянц и др.). Для Кусарской равнины отмечается достаточно резкое падение, например, плиоценовой поверхности. У края гор они лежат на высоте 1886 м и к восточному краю снижаются до 250—200 м (рис. 133, 134).

В настоящий момент многие факты указывают на сводовое поднятие Центрального Кавказа, что противоречит мнению тех геологов, которые говорят о горстообразных движениях, неравномерных в различных участках.

Некоторые исследователи, как Л. А. Варданянц, целиком отрицают сводообразное поднятие страны (в последнее время эту точку зрения разделял и А. Л. Рейнгард). Возможность движений в виде поднятий

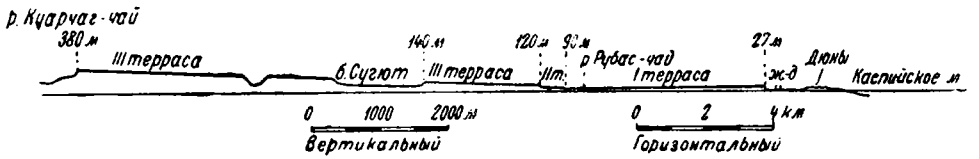


Рис. 134. Морские террасы в районе р. Рубас-чай (по Голубятникову).

отдельных блоков, ограниченных дизъюнктивными дислокациями, отрицать, конечно, нельзя. Однако считать их основной формой проявляющихся движений нам кажется невозможным. Помимо поведения террас, сводообразное поднятие страны доказывается историей консеквентных рек, на которую указывает Н. В. Думитрашко (1937) и которая была рассмотрена И. С. Щукиным (1926).

Характер движений за весь рассматриваемый промежуток времени не был постоянным. Отдельные эпохи характеризовались поднятиями, в другие эпохи эти поднятия сменялись погружениями или замедлением поднятий. По скорости они также не были равномерными. В среднем, без учета периодичности этих движений, для центральных участков скорость превышала 2—3 мм в год. К периферии она постепенно затухала, и движения принимали отрицательное значение (погружение). Колебательный характер этих движений хорошо проявляется и в районе северного склона Главного Кавказского хребта.

Отмеченный факт расщепления вюрмских террас показывает, что и молодые поднятия не были равномерными, а происходили в несколько фаз, разделенных или замедлением поднятий или относительными опусканиями.

Значительно хуже известна нам новейшая история Закавказья. В этом отношении достаточно много дают работы В. Е. Пахомова (1937), С. С. Кузнецова и Н. К. Трифонова (1935), С. С. Кузнецова (1935), А. Л. Рейнгарда (1941), А. Н. Джавахишвили, В. Е. Хаина и др.

Для многих участков Закавказья на больших высотах были установлены следы дряхлого угасшего рельефа, рассматриваемого как остатки пенеплена.

Этот пенеплен оказался высоко поднятым и стал интенсивно расчленяться, вступая в фазу омоложения. Остатки пенеплена указываются на Шахдагском, Памбакском, Дзирульском, Аджаро-Имеретинском и других хребтах. Возраст пенепленизированной поверхности определяется как третичный. Поднятие и расчленение этого пенеплена связывают с четвертичным временем.

В речных долинах С. С. Кузнецов и Н. К. Трифонов устанавливают пять уровней террас, которые изменяют свою высоту от хребтов к периферии в сторону понижения. Наблюдения над ними привели к выводу, что прилегающие участки депрессий, в частности Куринская, испытыва-

Таблица 15

Взаимоотношение морских и континентальных антропогеновых отложений побережья Черного моря и Горного Крыма

(по М. В. Муратову и Н. И. Николаеву)

Временные подразделения		Речные долины Крыма	Морские отложения побережья и дна Черного моря	Соленость вод Черноморского бассейна [1]	Движения земной коры по побережью Черного моря [1]
Современная эпоха		Современная пойма. Уступ первой террасы	Современные черноморские	Соленые	—
Послеледниковое время		—	Древнечерноморские	Слабосоленые	Опускания
Вюрм		Отложения первой террасы	Верхние слои новоэвксинских	—	Опускания
Рисс-вюрм		Уступ второй террасы	Нижние слои новоэвксинских	Полупресные	Поднятия
Рисс		Отложения аллювия второй террасы	Карангатские	Соленые	Опускания
Миндель-рисс		Уступ третьей террасы	Лёссовидные суглинки	—	Поднятия
Миндель		Отложения третьей террасы	Узунларские Древнеэвксинские	Слабосоленые Сильноопресненные	Опускания
Доминдель		Уступ четвертой террасы	?	?	Поднятия
Верхний плиоцен	Апшерон	Отложения четвертой террасы	Чаудинские отложения	Сильноопресненные	Опускания
	Акчагыл	Выработка эрозионной поверхности четвертой террасы			

ли относительное погружение. На эту особенность указывает и В. Е. Пахомов (1937), изучавший Дзегви-Даллярский участок долины р. Куры (рис. 135 и 136). Устанавливая и в этом районе пенепленизированную поверхность, он отмечает, что в районе слияния рек Храма, Алгети и Куры намечается широтный перегиб, связанный с происходившими и после ее образования тектоническими движениями. На севере высота этой поверхности достигает 1200—1400 м, в месте перегиба она не превышает 500 м, на юге же поднимается в пределах оз. Севан до высоты 2000—2500 м. В сторону Куринской депрессии намечается значительное ее понижение, вследствие чего в районе Акстафа-Тауз высота ее не превышает 300—400 м, а у хребта Боз-даг — 100—120 м.

[1] По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову.

Такой изгиб пенепленизированной поверхности указывает на молодые поднятия Малого Кавказа, хребта Сагурамо-Ялко и области Триалет.

Последующие процессы эрозии привели к расчленению пенепленизированной поверхности, образованию террас, понижающихся в сторону Куринской и Рионской депрессий.

Районы преобладающих опусканий для Закавказья почти согласно показываются и А. Л. Рейнгардом и С. С. Кузнецовым (1941). Давая их

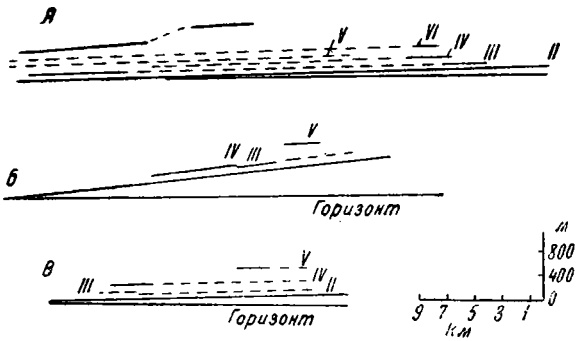


Рис. 135. Продольные профили террас на реках.
А — Куре (в северной части); *Б* — Лоджине; *В* — Иоры.

изображение на приводимой здесь схеме (рис. 137) по первому автору, нужно отметить, что он их рассматривает как районы опускания не только в настоящее время, но и на протяжении геологического прошлого. «Здесь идет преимущественно опускание глыб земной коры и, как следствие этого, накопление рыхлых отложений, сносимых с поднимающихся или приподнятых глыб. Это, конечно, не исключает временных периодов поднятий, прерывающих на относительно короткие моменты постоянную тенденцию к опусканию данного участка».

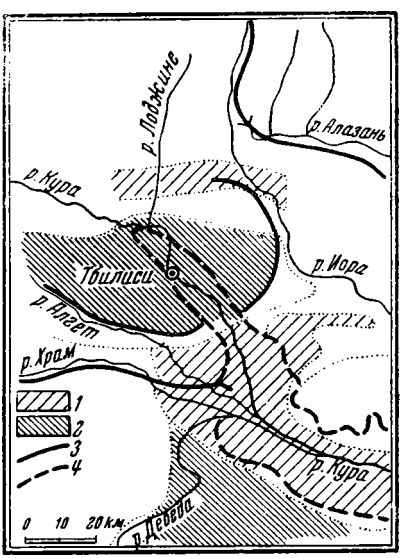


Рис. 136. Схема, показывающая области с тенденцией к подъему (*2*) и опусканиям (*1*); *3*—русло до эпохи террасы VI; *4*—контуры долины р. Куры (по Пахомову, 1937).

Из областей относительного погружения, не описанных нами, отметим Алазанско-Агричайскую равнину, вытянутую параллельно Главному Кавказскому хребту. По А. Л. Рейнгарду, погружение в ней началось с начала антропогена и продолжается в настоящее время. Древние террасы, спускающиеся по долинам впадающих речек, погружаются по мере перехода к равнине под послеледниковые наносы.

Промежуточная зона Тбилиси — Сурами, располагающаяся между Куринской и Рионской депрессиями, имеющими тенденцию к погружению, испытывает относительное поднятие. Это доказывается тем, что терра-

сы этой части имеют более значительные интервалы между уступами, чем в восточной и западной частях (Кузнецов, 1941).

Характерной особенностью в новейшей тектонике Кавказа является проявление вулканизма.

В антропогене излияния начинаются с основных лав, переходят к более кислым, снова возвращаются к основным и заканчиваются более кислыми лавами. При этом и в пределах одного излияния наблюдаются небольшие колебания кислотности (Паффенгольц, 1941 и др.).

Очень интересно залегание лавовых излияний. Они оказываются связанными с четырьмя резко отделенными одна от другой террасами. Слагая собою поверхности террас, лавы ложатся на галечники и нигде ими не покрываются. К. Н. Паффенгольц указывает, что «очевидно излияние лав было приурочено точно к концу циклов эрозии». Путями же для

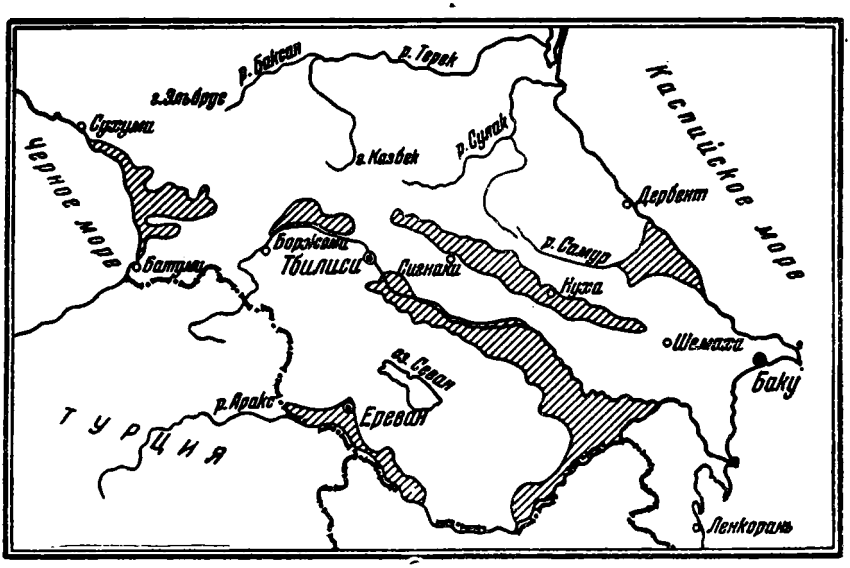


Рис. 137. Районы преобладающих опусканий для Закавказья. Заштрихованы области относительного опускания (по Рейнгарду, 1941).

поднятия лавы явились те тектонические нарушения, которые возникали при сводообразных поднятиях Кавказа (Паффенгольц, 1941).

Учитывая выясняющиеся особенности новейших тектонических движений, которые характеризуются определенной ритмичностью и сменой поднятий опусканиями, мы думаем, что вывод К. Н. Паффенгольца не совсем справедлив. Как выяснено, во многих районах интрузивные фазы обычно связываются с поднятиями, при опусканиях же проявляются чаще всего эффузивные фазы вулканизма. Поэтому лавовые излияния Кавказа скорее можно сопоставлять со второй половиной или с концом периода преобладающих отрицательных движений в сложных колебаниях, которые испытала эта область. Некоторые данные по этому вопросу можно найти в работе М. А. Усова (1936).

В пределах Закавказья для разных участков имеются указания на дислоцированность нижнечетвертичных отложений. Так, например, мелкие складки в эффузивах и переслаивающихся с ними аллювиальных слоях для окрестностей ХрамГРЭС отмечают Ильин, Паффенгольц, для

аналогичных слоев Ахалкалакского нагорья — Кавришвили (1933). Работами Е. М. Великовской в районе бассейнов рек Дебеды-чай и Мащаверы было обнаружено в долине первой реки несколько волнистое залегание толщи андезито-базальтов. По ее описанию, лавы то спускаются почти до самого уреза воды, то поднимаются на несколько десятков метров над дном долины. По мнению Е. М. Великовской (1945), это явление скорее всего объясняется тектоническими причинами, но может быть связано и с неровным ложем, по которому устремлялась базальтовая лава. Падение крыльев небольших пологих антиклинальных складок Е. М. Великовская определяет в 5-6—8-10°.

На подобные же факты для восточного Закавказья указывает и В. Е. Хаин (1936), подчеркивая, что это явления пликативных дислокаций. В. Е. Хаин отмечает несколько пунктов, где наблюдается несогласное залегание. Например, в предгорьях южного склона Главного хребта континентальный эквивалент бакинских слоев — уштальская свита (С. А. Ковалевский), оказывается, резко несогласно перекрывает апшерон. Незаметное несогласие между этими же отложениями отмечается для Прикуринской низменности на Кюров-даге.

С нижнечетвертичной орогенической фазой В. Е. Хаин связывает нарушение залегания, наблюдаемое на Апшеронском полуострове, в восточной части Прикуринской низменности и в Аджинауре, где ей обязано, пишет Хаин, целиком формирование складчатых хребтов этой области.

В доказательство своей мысли Хаин приводит следующие данные: «...отложения, начиная с террасы с *Didacna surachanica* (средний отдел каспийских отложений по Н. Н. Голубятникову), обычно уже считаются не захваченными пликативной дислокацией. Что это не так, показывают некоторые наблюдения С. А. Ковалевского. В Исмаилинском районе континентальная уштальская свита, сопоставляемая с бакинским ярусом, перекрывается другой галечниковой серией, ивановской, приравниваемой С. А. Ковалевским к древнекаспийским отложениям. Верхнему ярусу должны отвечать уже террасы речных долин. Уштальские покровные галечники дислоцированы, они обрисовывают здесь чрезвычайно пологую антиклиналь; максимальные углы доходят до 15°. Таков один факт. Другой факт, обнаруженный С. А. Ковалевским, а также Ясеневым и Али-Заде,— складчатость с углами, достигающими 30°, отложений террасы с *Didacna surachanica* на Каспийском побережье, на левобережье реки Ата-Чай.

По мнению Ковалевского, складкообразование может продолжаться здесь и в настоящее время. В заключение В. Е. Хаин замечает: «Ясно, что приведенные нами выше данные С. А. Ковалевского говорят уже о подлинных складкообразовательных движениях, о явлениях пликативной дислокации. Однако, если тангенциальные движения проявлялись лишь кое-где, вертикальный подъем слоев с *Didacna surachanica* несомненен повсюду».

В. Е. Хаин приводит аналогичные данные, показывающие «захват складчатостью и более молодых террас».

Критически рассматривая все эти факты, позволительно спросить, а почему все они не могут быть объяснены проявлением только вертикальных движений? Не надо забывать, что район, описанный В. Е. Хаиным, очень своеобразен в структурном отношении и характеризуется развитием купольных структур — диапировых складок, для объяснения которых совсем не обязательно прибегать к предположениям о тангенциальных

силах. По нашему мнению, мы имеем дело не с проявлением каких-то орогенических фаз, а с вертикальными, локально проявляющимися движениями, унаследованными от более древних времен. В других же случаях не могли бы быть объяснены складчатые нарушения гравитационными явлениями.

Факты, аналогичные указанным выше для этой области, встречаются в изобилии. Так, по данным М. М. Жукова, каспийские отложения на Алятской гряде подняты на высоту свыше 250 м над современным уровнем Каспия; в Бабазанане, Кюров-даге и в других местах они дислоцированы.

Современные каспийские отложения, не поднимающиеся, по Д. В. Голубятникову, выше 14 м над современным уровнем Каспия, обнаружены В. В. Богачевым на вершинах возвышенностей в юго-восточной Ширвани, на высоте до 90 м над уровнем Каспия. Местами они выведены здесь из горизонтального положения и наложены под углом до 70° (по Приклонскому, 1932).

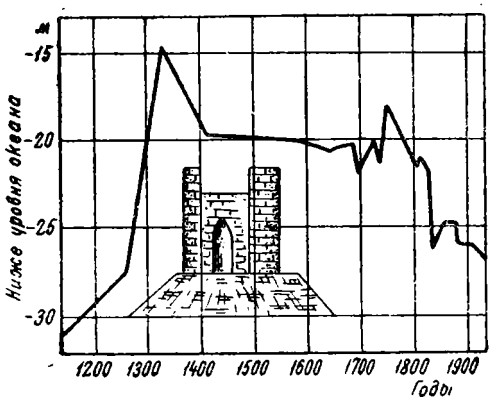


Рис. 138. На графике даны изменения высоты уровня Каспия за последние 700 лет, выраженные в высотах относительно уровня океана. Данные эти только за последние 70—100 л. получены по непосредственным систематическим наблюдениям уровня. Для более раннего времени они разрознены и очень редки. Поэтому первая часть кривой весьма схематична.
На этом же графике схематично изображен фасад затопленного караван-сарая, обращенный к Баилову мысу. Размеры и положение этого здания по высоте выдержаны в одном масштабе с графиком колебаний уровня (по Вознесенскому, 1927).

Указанные локальные нарушения, проявлявшиеся в пределах побережья и дна Каспийского моря, должны были отражаться и на его уровне (А. В. Вознесенский).

Особенно хорошо локальные движения за исторический отрезок времени были выявлены А. В. Вознесенским. Можно утверждать, пишет этот исследователь, что затопленное в Бакинской бухте здание прежнего караван-сарая за 8 веков своего существования (с XII в.) испытало полный почти цикл крупных изменений по высоте, вернувшись почти к

прежней высоте в настоящее время. Амплитуда этих перемещений — 16 м, продолжительность периода может считаться в 800 лет (в круглых цифрах). Вместе со всем Каспием и холм, на котором построено это здание, испытал в предыдущие эпохи еще бóльшие перемены по высоте. Они происходят на фоне медленных эпейрогенических движений, с темпом около 3.5 см в год. В окрестностях Баку весьма вероятны деформации местного характера. Для последних 25 лет их величину можно даже определить приблизительно. Амплитуда понижения суши была здесь около 15 см за 11 лет, и затем почти тем же темпом идет новое повышение (Вознесенский, 1926, рис. 138).

По данным этого же автора, уровень Каспийского моря по различным его берегам колеблется неодинаково. Так, например, около Баку побережье за последние 25 лет опускалось, тогда как северо-восточная область Каспия поднималась.

В пределах рассматриваемого участка наблюдается интенсивное проявление грязевого вулканизма. По мнению некоторых геологов, в проявлении грязевого вулканизма выражаются определенные напряжения в земной коре. «В указанном смысле вполне показательным является обильное развитие грязевых вулканов в зоне погружения Кавказско-Копетдагского орогена» (Православлев, 1930).

Неоднократно отмечалось, что сопочному извержению обычно предшествует выпучивание или сводообразное воздымание площади. С этим явлением также связывают периодические изменения глубин дна Каспия в районе распространения грязевых вулканов, появление и исчезновение островов и т. д.

Так, например, в районе банки Кумани, по данным М. В. Абрамовича (1927), в 1860 г. была глубина моря в 12 м, а в 1861 г. здесь образовался остров, который, по измерениям Абиха, имел 87 м в длину, 65 м в ширину, 235 м в окружности и 3.5 м высоты над уровнем Каспия. В начале 1862 г. острова уже не существовало, на его месте была банка 1.2 м глубины; в 1869 г. глубина была не менее 4.3 м, в 1910 г.— 5.5 м. В ночь с 30 апреля на 1 мая 1927 г. здесь появился остров 77 м длиной, 55 м шириной и высотой около 0.6 м над уровнем Каспия; глубина моря около острова 20—25 м. Как справедливо отмечает П. А. Православлев, ближайшей причиной подобных изменений глубин Каспия является накопление грязевых и других выбросов вулканов и их размыв морем, но возможно предполагать и колебания самого дна Каспия.

Таким образом, изменения уровня Каспийского моря в рассматриваемом районе объясняются сложными причинами, в том числе и проявлением тектонических процессов.

«Судя по малому согласию всей бакинской кривой уровня за 75 лет с кривой осадков Волжского бассейна и с расходами Волги, можно думать,— пишет А. В. Вознесенский,— что не только весь бассейн Каспия по временам испытывал довольно резкие изменения по высоте, совершенно исказившие влияние притока в него воды, но и самый футшток в Баку подвергался если не быстрым, то, по крайней мере, медленным изменениям по высоте, которые обнаружены сравнениями за последние 25 лет с другими футштоками» (Вознесенский, 1926).

Район Закавказья и часть северного склона Главного хребта являются районами сейсмичными, где отдельные землетрясения достигают 7—8 баллов. Эпицентры наиболее сильных землетрясений располагаются в районе Шемахи, Гори и в некоторых других местах.

Частые землетрясения в этом районе и прилегающих непосредственно

к нему (Турция) территориях указывают на то, что он подвержен местами интенсивно проявляющимся движениям. В этом отношении интересны те предварительные данные, которые мы знаем по Анатолийскому землетрясению 1940 г. Г. А. Тотин (1940), собравший появившиеся в печати сведения, указывает, что опустошительные наводнения являются следствием этих землетрясений и их неверно связывают с метеорологическими явлениями.

«Пертурбационный характер сейсмических явлений в восточной Анатолии во многих местах нарушил гидрорежим крупных и малых рек. Реки меняли русло. Многие небольшие озера южной полосы Мраморного моря соединились друг с другом». Это описание вместе с тем является прямым указанием и на молодые тектонические движения земной коры.

Напомним также, что изучение геотектоники и сейсмики Дарьяла, проведенное Л. А. Варданянцем (1932), позволило ему, повидимому, более правильно объяснить периодические катастрофические обвалы Девдоракских ледников. Он связывает их с сейсмическими явлениями. Анализируя факты, Л. А. Варданянц указывает, что непрерывное поднятие Дарьяльского горста вызывает такие постепенно усиливающиеся напряжения, которые приурочены преимущественно к поверхностям разрывов, разряжающиеся подвижками, сопровождающимися землетрясениями.

Литература

Абрамович М. В. Новый остров на Каспийском море. Азерб. нефт. хоз., № 5, 1927.

Андрусов Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Труды Геол. ком., т. XV, в. 4, 1902.

Андрусов Н. И. Террасы Судака. Зап. Киевск. о-ва естествоисп., т. XXII, 1912.

Андрусов Н. И. Послетретичные морские террасы у Синопа. Изв. АН, 1917.

Андрусов Н. И. Взаимоотношение эвксинского и каспийского бассейнов в ледниковую эпоху. Изв. АН, № 8, 1918.

Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. Труды Геол. ком., новая серия, в. 110, 1923.

Андрусов Н. И. Послетретичные тирренские террасы в области Черного моря, 1925.

Андрусов Н. И. Геологическое строение и история Керченского пролива. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. IV, № 3—4, 1926.

Архангельский А. Д. и др. Геологические исследования в средней и западной частях Керченского полуострова в 1927 г. Труды ГГРУ, в. 13, 1930.

Архангельский А. Д. Краткий очерк геологической истории Черного моря. Путеводитель экскурсии, II межд. конф. АИЧПЕ, 1932.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

Бабков И. И. Морские послетретичные террасы и раковинные отложения по берегам Крыма. Природа, № 6, 1929.

Бабков И. И. Географические и геоморфологические наблюдения в восточной части горного Крыма. Труды Геогр.-экон. научно-иссл. ин-та ЛГУ, в. 4, 1934.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I, II и III. Труды ЦНИГРИ, 1940.

Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. Пробл. физ. геогр., I, 1934.

Берг Л. С. Первые русские карты Каспийского моря (в связи с вопросом об уровне его в XVII и XVIII вв.). Изв. АН СССР, серия геофизич., № 2, 1940.

Беляева Е. И. О новой верхнетретичной фауне млекопитающих на Сев. Кавказе. Природа, № 2, 1940.

Буцура В. В. До морфогенеза стогища г рьско Тиси. Зап. Научно-исследоват. ин-та географии, в. II, Харьков, 1930.

Буцура В. В. Плейстоценовый возраст восточных Карпат. 1944.

Варданянц Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Генал-Донского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. геогр. о-ва, в. 1, 1932.

Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. XV, в. 2 и 3, 1933.
Варданянц Л. А. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. XV, в. 6, 1933.
Варданянц Л. А. О возрасте рельефа Предкавказья. Докл. АН СССР, № 7, 1934.
Варданянц Л. А. Материалы по истории развития рельефа Предкавказья. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. XVI, в. 4, 1934.
Варданянц Л. А. О верхнечетвертичной орогенической фазе. Труды Сов. секц. МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Варенцов М. И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. III, 1933.
Вассоевич Н. Б. О времени проявления роданской (ронской) орогенической фазы на Кавказе. Труды Нефт. геолого-развед. ин-та, сер. А, в. 26, 1934.
Визе В. Ю. Историческое прошлое наносных образований в Керченском проливе, в особенности косы Тузлы. Изв. Центр. гидрометеор. бюро, в. VII, 1927.
Вознесенский А. В. Изменение уровня Каспийского моря. Природа, 1927, № 10.
Вознесенский А. В. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря. Изв. Гидрол. бюро, в. IV, 1926.
Гаврилов А. Е. и Щербакова М. В. Материалы по геоморфологии береговой полосы Южного берега Крыма. Учен. зап. МГУ, XIX, 1938.
Гатуев С. А. Явление захвата реки в бассейне р. Терека. Труды Геол. музея АН СССР, т. V, 1929.
Голубятников В. Д. Морские и речные террасы. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. III, 1937.
Горшков П. М. Нивелировка высокой точности как геофизический, геологический и астрономический метод. Изв. Гос. геогр. о-ва, № 6, 1937.
Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Матер. по четвертичн. периоду СССР. Изд. ГГУ, 1936.
Громов В. И. Новые данные о четвертичных и верхнетретичных млекопитающих Сев. Кавказа. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. I, 1937.
Громов В. И. Материалы к изучению террас Терека между Орджоникидзе и Моздоком. Тр. ИГН АН СССР, в. 33, геологическая серия (№ 10), 1940.
Губкин Н. М. Проблема акчагыла в свете новых данных. Изд. АН СССР, 1931.
Данилевский. Исследование о кубанской дельте. Зап. Русск. геогр. о-ва, т. II, 1869.
Двойченко П. А. Алминская синеклиза Крыма. Труды Крымск. науч. иссл. ин-та, т. I, в. 2. Симферополь, 1927.
Двойченко П. А. Гидрогеологический очерк Сев. Тавриза. Труды Южн. обл. минерол. организ., в. XV, 1930.
Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузинской ССР, АН СССР, 1947.
Дзенс-Литовский. Геологический возраст донных солевых отложений минеральных озер. Природа, № 12, 1936.
Добрынин Б. Ф. К геоморфологии Крыма. Землеведение, кн. 1—2, 1922.
Добрынин Б. Ф. Геоморфология и ландшафты Керченского полуострова. Крым, 1929, № 1.
Добрынин Б. Ф. Характер берегов Восточного Крыма от Меганома до Карадага. Учен. зап. МГУ, XIX, 1938.
Добрынин Б. Ф. Береговые формы Крыма. Учен. зап. МГУ, XIV, 1938.
Думитрашко Н. В. и Каманин Л. Г. Междуречье Калауса и Кумы. Исслед. подземн. вод СССР, в. 3, 1932.
Думитрашко Н. В. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Сев. Кавказа. Пробл. физ. географии, IV, 1937.
Жуков М. М. Геоморфология района проектирования Терско-Манычского канала. Труды МГРИ, в. 1.
Жуков М. М. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология восточного спуска Манычского водного пути. Труды МГРИ, т. XII, 1938.
Загоровский Н. Прошлое и настоящее Одесского залива. Зап. Одесск. о-ва естествоисп., в. VII, 1926.
Зенкович В. П. Заметка о характере побережья Гераклейского полуострова в Крыму. Учен. зап. МГУ, XVI, 1937.
Зенкович В. П. Дельта Дуная. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 75, в. 4, 1943.
Кавришвили В. И. К геоморфологии и гидрографии Джавахетии. Сб. Джавахетия. Матер. по изучен. природн. ресурсов Ахалкалакского нагорья. Изд. Закавк. филиала АН СССР и научно-иссл. Ин-та краеведения. Тифлис, 1933.
Каманин Л. Г. Геоморфология верховьев Калауса на Северном Кавказе. Труды

Геоморф. ин-та АН СССР, в. 3, 1932.
Колесников В. П. Развитие впадины Каспийского моря. Докл. АН СССР, ч. XXXII, № 3, 1941.
Конради А. Отчет о разведочных на воду работах. Горн. журн., т. II, 1897.
Крендовский П. Исследование Днепровской дельты. Труды о-ва испыт. природы при Харьк. ун-те, т. XIV.
Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. Пробл. сов. геологии, т. III, № 7, 1933.
Кузнецов С. С. О развитии рельефа Триалетии (Закавказье). Пробл. физич. географии, т. II, 1935.
Кузнецов С. С. и Трифонов И. К. Материалы для геоморфологии Триалетского хребта. Матер. по геологии и петрогр. Грузин. ССР. Труды Сов. по изуч. природн. ресурсов АН СССР, в. 15, 1935.
Кузнецов С. С. Материалы для геоморфологии Аджаристана. Матер. по геологии и петрографии Грузин. ССР. Труды Сов. по изуч. природн. ресурс. АН СССР, в. 14, 1935.
Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Изд. АН СССР, 1937.
Личков Б. Л. По поводу климатических террас в Крыму. Труды Геоморф. ин-та, в. 5, 1932.
Личков Б. Л. К последним страницам геологической истории Черного моря. Пробл. сов. геологии, т. I, № 2, 1933.
Луцкий П. И. К вопросу о четвертичных отложениях Присивашья. Почвоведение, № 3—4, 1929.
Маков К. И. Этапы развития Причерноморской впадины. АН УССР, Геол. журн., т. VI, в. 3, 1939.
Маков К. И. Про умови залегання понтичных видкладив у пивничному Причорномор'ю. АН УССР, Геолог. журн., т. VI, 3, 1939.
Маруашвили Л. И. Зональность рельефа Кавказского хребта. Природа, № 3, 1936.
Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. иссл. ин-тов МГУ, 1928.
Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.
Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР, ГГУ. Матер. по четвертичному периоду СССР, 1936.
Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Матер. по четверт. периоду, ГГУ, 1936.
Михайловский Г. Лиманы дельты Дуная. Уч. зап. Юрьевского ун-та, 1889.
Моисеев А. С. Очерк стратиграфии северо-восточной части горного Крыма. Учен. зап. Ленингр. гос. ун-та, серия геол.-почвен.-географич., в. 4, т. III, 1937.
Москвитин А. И. Четвертичные отложения окрестностей Таганрога. Путеводит. экскурс. II Межд. конф. АИЧПЕ, 1932.
Москвитин А. И. Террасы р. Белой. Изв. Геогр. о-ва, в. 4, 1933.
Москвитин А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 4, АН СССР, 1938.
Муратов М. В. Основные черты тектоники Крымского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XV (3), 1937.
Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе (южный склон Главного Кавказского хребта). Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XVIII (2), 1940.
Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и соседней части Зап. Европы. Изв. АН СССР, серия геологич., 1945.
Муратов М. В. и Николаев Н. И. Террасы горного Крыма. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XVII (2—3), 1939.
Муратов М. В. и Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа горного Крыма. Учен. зап. МГУ, в. XVIII.
Мушкетов Д. И. Важность изучения современных движений Земли. Фронт науки и техники, № 8, 1936.
Николаев Н. И. Материалы к геологии палеолита Крыма и связанные с ним некоторые общие вопросы четвертичной геологии. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XVIII (2), 1940.
Николаев Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. АН СССР, XXX, № 1, 1941.
Николаев Н. И. Строение новейших отложений и геоморфология района Кавказ-

ских минеральных вод. Реферат. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 5, изд. МГРИ, 1948.
Николаев Н. И. Новые данные по четвертичной истории горного Крыма. Бюлл. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1946.
Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа. Труды МГРИ, 1947.
Пахомов В. Е. К геоморфологии Дзегви-Доллярского участка долины р. Куры (Закавказье). Изв. Геогр. о-ва, № 5, 1937.
Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Рос. минер. о-ва, т. X, № 2, 1931.
Петропавловский В. Н. К вопросу о Черноморской трансгрессии. Изв. Геогр. о-ва, 1932, в. 4—5.
Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги. Изв. Центр. гидрол. бюро, 1926.
Православлев П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. Труды III Всес. съезда геогр., в. 1, 1930, Ташкент.
Приклонский В. А. Гидрологический очерк низменности Восточного Закавказья. Матер. к общей схеме использов. водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, в. 6, Тифлис, 1932.
Пясковский Б. В. Точные нивелировки в Одесском районе и вывод среднего уровня моря у Одессы. Зап. по гидрографии, т. 63, 1931.
Пясковский Б. В. Геологическое строение коренного ложа и состав аллювиальных отложений нижнего Днепра. Землеведение, т. XXXV, в. 2, 1933.
Ратынский В. М. Геоморфологический очерк Лиманской бухты. Учен. зап. МГУ, XVI, 1937.
Рейнгард А. Л. Некоторые геоморфологические проблемы Кавказа и пути их разрешения. Труды I Всес. геогр. съезда, в. 3, Ленинград, 1934.
Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Бэку и А. Пенку и оледенение Кавказа. ГГУ. Матер. по четв. периоду, 1936.
Рейнгард А. Л. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. 1, 1937.
Рейнгард А. Л. К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Рейнгард А. Л. Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Предкавказской равнины между Кумой и Череком. Центр. научно-исслед. геол.-разв. ин-т, Регион. геолог. и гидрогеол., сб. 2, 1932.
Ренгартен В. П. История долины р. Ассы на Северном Кавказе. Изв. Геогр. о-ва, т. VII, в. 2—4, 1925.
Ренгартен В. П. Геологический очерк окрестностей мацестинских и агурских минеральных источников. Геол. ком., Мат. по общей и прикл. геол., в. 56, Ленинград, 1927.
Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. геол.-разв. объедин., в. 148, 1932.
Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Труды XVII Межд. геол. конгр., т. II, 1939.
Руммель В. Ю. Материалы для описания русских коммерческих портов, в. XXX, № XI, XII, 1900.
Свищевский Д. Разрушение морского берега у г. Батуми как явление общее для восточного побережья Черного моря. Изв. Географ. о-ва, № 5, 1939.
Синцов Н. Ф. Об Одесских оползнях. Зап. Новорос. о-ва естествоисп., т. XXII, в. 1, 1898.
Соболев Д. И. Неогеновые террасы Украины. Зап. Научно-иссл. ин-та геологии Харьковск. гос. ун-та, т. VI, 1938.
Соболев С. С. Глубина эрозии в Европейской части Союза ССР. Почвоведение, № 9, 1938.
Соколов Д. Н. О происхождении лиманов южной России. Труды Геол. ком., т. V, № 4, 1895.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Зап.-Сибирского края. Зап. Сиб. геол. треста, Томск, 1936.
Федорович Б. А. К вопросу о террасах в долинах рр. Качи и Алмы в Крыму. Изв. АН СССР, 1929.
Ханн В. Е. К истории тектонических движений Восточного Закавказья. Новости нефтяной геологии, № 4, Баку, 1936.
Ханн В. Е. О постплиоценовом орогенезе Восточного Закавказья. Там же.
Хохловкина В. А. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Труды Ин-та геологических наук АН СССР, в. 28. Серия геологич. (№ 8), 1940.

Чернявский В. И. Из исследований в юго-западном Закавказье. Изв. Географ. о-ва, т. XIII, в. 4.
Шанцер Е. В. Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.
Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор. Труды Гос. научно-иссл. нефт. ин-та, в. 4, 1929.
Шепель С. А. Колебания дна Керчь-Еникальского пролива. Бюлл. погоды и состояния моря. Изд. Гидрометеор. отд., Феодосия, № 30, 1925.
Шустов В. С. Восточный Сиваш и его берега. Учен. зап. МГУ, XIX, 1938.
Щукин И. С. Очерк геоморфологии Кавказа, ч. 1. Большой Кавказ. Труды Научно-исслед. ин-та географии, в. 2, 1926.
Эберзин А. Г. Тектонические движения Таманского полуострова за четвертичный период. Труды Сов. секции МАИЧПЕ, в. IV, 1939.

III. ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ПРОЯВЛЕНИИ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотренный материал позволяет сделать ряд обобщений и выводов, касающихся не только новейшей тектоники обширной территории, которую мы проанализировали, но и общих особенностей, а также качественной и количественной характеристики новейших тектонических движений земной коры.

Сделать выводы именно сейчас, хотя и по части территории СССР, вполне уместно и, пожалуй, даже необходимо потому, что эта часть изучена значительно более полно, чем большая часть азиатской территории СССР, и те закономерности, которые нами формулируются, облегчат рассмотрение и анализ дальнейшего материала. По возможности исчерпывающее рассмотрение всех особенностей новейших движений, их сопоставление, анализ и рассмотрение новейшей тектоники мы оставляем до последней, четвертой части настоящей работы.

А. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Первое, на что невольно обращаешь внимание при изучении новейших движений,— это их повсеместное проявление. На всем пространстве — и в пределах континента и в прилегающих участках моря (шельф, континентальный склон) — наблюдаются тектонические движения. На всей обширной описанной выше территории невозможно указать такой точки, которая была бы неподвижна в течение антропогена и неогенового времени. Этот вывод имеет чрезвычайно большое значение для рассмотрения большинства геоморфологических проблем и для понимания стратиграфии новейших отложений.

Как было видно выше, на основании изучения самых разнообразных участков земной коры можно притти к выводу, что новейшие тектонические движения, являющиеся повсеместными, носят явно колебательный характер. На эту особенность указывали еще древнегреческие ученые, наблюдавшие перемещения береговой линии. Эту же закономерность отмечал М. В. Ломоносов; ее подчеркивали геологи и географы середины и второй половины прошлого столетия (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. П. Карпинский, Ч. Ляйэлль, О. Пешель, Э. Реклю и др.).

«Если геолог,— писал Э. Реклю,— встречает поднятый морской берег, в котором погребены раковины современных видов моллюсков, то

он не должен еще из этого заключать, что упомянутый берег находится в периоде поднятия: за поднятием, которое подтверждается неоспоримыми доказательствами, мог последовать период покоя или даже период движения в обратном направлении, т. е. опускание, как это наблюдается в действительности в различных пунктах земного шара. Поэтому необходимо тщательно отличать современные явления поднятий от явлений того же характера, происходивших в предшествующую эпоху. Только тогда, когда мы будем с полной точностью знать положение и длину колебательных волн земной коры, мы будем в состоянии свободно проверить различные гипотезы, предложенные для объяснения этих колебаний почв» (Э. Реклю, 1895).

Современная геология пытается установить такие «колебательные волны земной коры» и в этом отношении достигла определенных результатов.

Прежде всего важным выводом является установление ритмичности в проявлении колебательных тектонических движений.

По существу говоря, анализ всего изложенного выше материала по западной половине территории СССР позволил нам убедиться в наличии новейших и современных ритмических колебательных движений земной коры.

Разработка абсолютной геохронологии позволила различным исследователям подойти к установлению разной периодичности тектонических ритмических движений. Этим вопросом занимались С. Бубнов (1935), Шухерт, Г. Штилле (1935), В. В. Белоусов (1940), М. М. Тетяев (1938), А. Н. Мазарович (1940), В. И. Попов (1938), В. Е. Хаин (1939), Н. С. Шатский и очень многие другие.

Устанавливают крупные ритмы колебательных движений земной коры, соответствующие крупным эпохам «горообразований», которые оцениваются в среднем цифрой в 150 млн. лет (В. В. Белоусов, 1940). Каждый крупный ритм (каледонский, герцинский, альпийский циклы) осложняется более мелкими колебаниями. В этих колебаниях видят ритм движений земной коры, отличающийся амплитудой. Во времени эти колебания оцениваются в несколько десятков миллионов лет, в среднем от 20 до 40. В стратиграфической шкале они соответствуют понятию геологической системы.

Несмотря на недостаточность критериев, в литературе можно найти попытки оценки и более высоких ритмов, которые фиксируются на границах между ярусами, горизонтами и зонами и соответствуют по времени 4—6 млн. лет, 600—800 тыс. лет (В. Е. Хаин, 1939).

Отмечаются и еще более высокие ритмы движений — по анализу определенных геосинклинальных формаций горных пород. К ним относят осадочные серии молассового типа, накапливающиеся в предгорных впадинах, которые обнаруживают определенную цикличность с продолжительностью, как определяют, от нескольких десятков до сотен тысяч лет. И, наконец, флишевые толщи, в которых каждый ритм, по данным Н. Б. Вассоевича, определяется продолжительностью в 500—1000 лет.

Все эти ритмы накладываются один на другой во времени. Это наложение (доказанное работами многих исследователей) можно изобразить графически (рис. 139). Рассматривая этот рисунок, можно видеть, что те движения, которые мы именуем новейшими, умещаются в масштабе чертежа, по существу говоря, в одной точке. По сравнению с геологическим временем это один небольшой момент, соответствующий четвертичному периоду. Какова же закономерность проявления тектонических движений в пределах этого короткого отрезка времени?

Как мы уже указывали, важным выводом из рассмотрения регионального материала является признание ритмичности в проявлении и новейших колебательных движений. Ритмичность мы понимаем как определенную повторяемость движений, и заключается она в повторяемости колебаний, проявляющихся во времени в виде полной волны: опускания обязательно сменяются поднятиями, которые представляют собою как бы «стоячие волны». Как происходят во времени эти под-

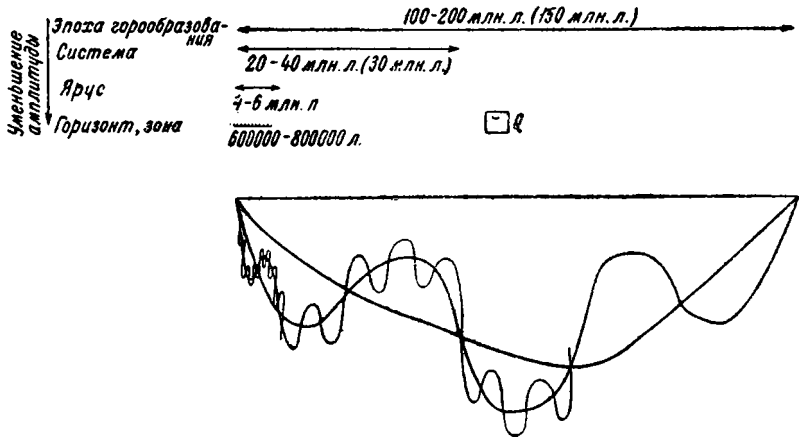


Рис. 139. Схема ритмичности накладывающихся колебаний земной коры.

нятия и опускания, в настоящий момент говорить еще трудно. Они могут итти и равномерно и неравномерно. Таким образом, в данном случае наблюдается полная аналогия с тем, что установлено для колебательных движений более древних (В. В. Белоусов, 1939). Применяя термин В. В. Белоусова, можно говорить об обратимости этих движений.

С точки зрения такого понимания движений являются неверными широко распространенные представления о плавных движениях или поднятиях или опусканиях. Эти представления часто проглядывают в работах многих крупных геоморфологов и геологов (например, В. Пенк, 1924; В. Девис, 1928 и др.).

По своей амплитуде и периоду новейшие движения так же разнообразны, как и движения более древние. Основываясь на разобранной в первой части настоящей работы проблеме времени и применяя, по существу, условную геохронологическую шкалу, мы можем среди констатированных нами движений выделять различные их типы.

Как уже указывалось, конец миоцена в пределах Русской платформы и прилегающих участков характеризовался поднятием. Это поднятие хорошо выявляется для районов Поволжья, Предуралья, где время его проявления может быть датировано. Попутно с поднятиями энергично проявлялись и эрозионные процессы, в результате которых образовался глубокий промыв на месте палео-Волги, достигающий глубины не менее 300—500 м.

Поднятие сменилось крупным опусканием, которое продолжалось в течение почти всего плиоцена. В это время выработанные в предшествующий момент крупные долины заполнились ингрессировавшими бассейнами (акчагыл, апшерон) и постепенно заполнялись осадками. Где-то

на границе плиоцена и антропогена снова начался преобладающий подъем этой же территории.

Изображая это колебание на схеме, мы получим следующую кривую (рис. 140).

Такую закономерную смену во времени поднятий и опусканий можно констатировать и в других участках рассмотренной территории. Она всюду нами подчеркивалась при рассмотрении и анализе фактического материала.

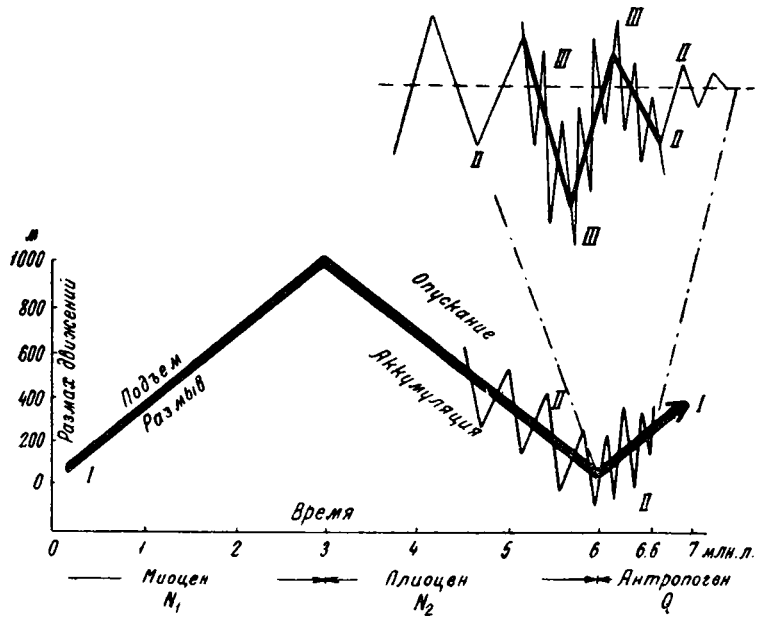


Рис. 140. График колебательных тектонических движений с показанием наложения движений разных амплитуд и периодов (разных порядков I, II, III).

Указанным поднятием и размывом можно объяснить данные, полученные глубоким бурением в г. Астрахани. Описавший скважину А. А. Богданов (1934) отмечает, что в подошве акчагыльских отложений был обнаружен галечник из белого писчего мела, выполняющий неровности в размытой кровле нижележащих меловых известняков сенона.

Предакчагыльский размыв А. А. Богданов объясняет наличием вблизи Астрахани гипотетического вала, соединяющего складчатую зону Донбасса с Мангышлаком. Поднятие его вызвало смыв промежуточных отложений между акчагылом и сеноном. Вряд ли можно согласиться с приведенным мнением А. А. Богданова. Проще указанные соотношения объяснять общим поднятием и последующим эрозионным расчленением, которое охватило огромные территории.

Близкая Поволжью картина отмечается и в бассейне р. Дона. По новейшим данным Д. М. Коненкова (1946), широко распространенные так называемые ергенинские отложения, принимавшиеся в последнее время за пресноводные аллювиальные осадки, на основании находок трех- и четырехлучевых спикул кремнистых губок, раковин радиолярий и сле-

дов пребывания фолад относятся к морским неогеновым, повидимому, акчагыльским отложениям. Вышележащие темноцветные «гуровские» глины составляют с ергенинскими песками один генетически связанный комплекс пород. Завершается неоген типично развитыми сыртовыми глинами, которые Д. М. Коненков, согласно с нашими представлениями (Николаев, 1935), также относит к верхнему плиоцену.

Форма залегания комплекса неогеновых осадков позволяет предполагать, что перед его накоплением во всем бассейне имел место глубокий размыв, давший какую-то сильно расчлененную гидрографическую сеть, охватившую не только современный бассейн Дона, но и распространившуюся значительно севернее, в бассейн р. Оки.

Вряд ли можно допустить, что этот размыв проявлялся в иное время, чем в Поволжье. За это говорит и совершенно тождественная стратиграфия неогеновых осадков. Так же, как и в Поволжье, его нужно связывать с крупным миоценовым поднятием, охватившим всю эту территорию. Поднятие сменялось опусканием, которое преобладало в течение всего плиоцена. И только с началом антропогена, в предминдельское время, вновь начинает преобладать поднятие, следствием которого явилось образование современной долины р. Дона с выделяемыми четырьмя террасами.

Ингрессировавший с юга, пишет Д. М. Коненков, в пониженную область современного левобережья Дона залив Понто-Каспийского бассейна оставил усложненную дельтовыми образованиями впадавших в него рек глинисто-песчаную толщу со спикулами губок и редкими радиоляриями. В основании этой толщи сохранился галечный горизонт морского габитуса со следами воздействия фолад. Проникновение моря, естественно, выявило в пониженной еще незатопленной области заболачивание и формирование озер, в которых отлагались пресноводные озерно-болотные осадки. Пребывание морского залива ограничилось, вероятно, сравнительно коротким промежутком времени. Его постепенное сокращение и уход привели к образованию замкнутых водоемов и озер, в которых без перерыва продолжали накопляться темные «гуровские» глины озерного типа. Эти отложения покрываются сыртовыми глинами, которые залегают так же, как и в Заволжье.

Очень возможно, что с миоценовым и нижнеплиоценовым размывом связана и своеобразная форма северо-восточной и восточной оконечности Азовско-Кубанской впадины, показанной нами на карте (см. рис. 147) в понимании М. М. Жукова. Мы считаем, что дальнейшее изучение материала может привести к выводу, что лопастное ее окончание обязано не дифференцированным движениям, а древнему размыву и последующему выполнению.

Со всеми указанными данными в полном соответствии находятся факты и по обширной Понто-Каспийской области. Еще Н. И. Андрусов указывал на сокращение бассейнов в конце миоцена и начале плиоцена. Это время характеризуется усилением движений земной коры, проявляющимся на Кавказе (меотис). Наступание плиоценовой эпохи, по В. П. Колесникову, сопровождалось резким сокращением и опреснением многих его участков. Эти изменения, по В. П. Колесникову, также стояли в тесной связи с резким усилением движений земной коры (Колесников, 1940).

Н. И. Андрусов изменение в очертаниях конца понтического бассейна, сводившееся к отступлению моря на юге Русской платформы, объяснял «эпейрогеническими процессами», проявлявшимися севернее.

В эпоху киммерийского века и отложения балаханского яруса поднятия в Каспийском и Черноморском бассейнах охватывают огромную полосу от Красноводска до Днепра.

В это время в пределах Каспийского бассейна имела место та палеогеография, которая так смело и талантливо была обрисована В. П. Батуриным (1931, 1937) и которая, с нашей точки зрения, является вполне правдоподобной. Его представления резюмируются на палеогеографической схеме (рис. 141). Поднятиями конца миоцена — начала плиоцена была охвачена и западная часть Европейской территории Союза. Данные по этому вопросу можно найти в работах Б. Л. Личкова (1931, 1941 и др.). Прежде всего обращает на себя внимание переуглубление древней долины р. Днепра, указанное П. Я. Армашевским, П. А. Тутковским и др. В районе Киева глубина размыва достигает 30—35 м абсолютной высоты. Аллювиальные отложения поэтому имеют подошву, опущенную на 20—40 м ниже уреза воды современного Днепра.

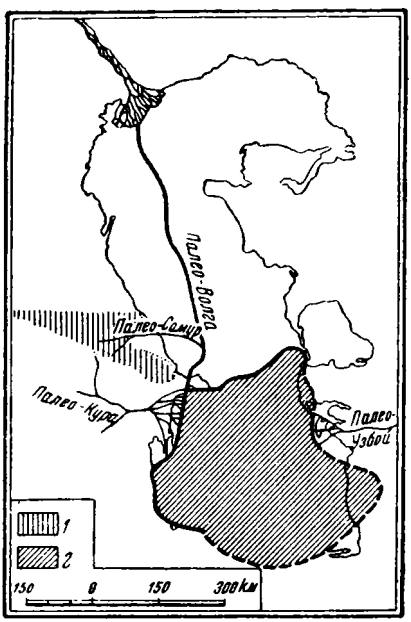


Рис. 141. Карта конца века продуктивной толщи (по В. П. Батурину).
1—области денудации Главного Кавказского хребта; 2—область аккумуляции продуктивной толщи.

Мы располагаем слишком незначительным числом стратиграфически обоснованных данных. В большинстве случаев этот материал разными авторами толкуется по-разному. Однако бесспорным является факт древнего, дочетвертичного возраста указанного переуглубления. Есть все основания думать, что и в этом районе древний размыв соответствует времени, устанавливаемому для бассейна рр. Дона и Волги.

Интересную картину переуглубления рисует К. И. Маков (1938) для устьевых частей современных Днепра и Днестра. По его представлению, они впадали ранее значительно южнее широты Тарханкутского мыса, т. е. на современной отметке дна в 75—100 м ниже уровня моря.

Анализ буровых скважин позволил К. И. Макову выявить глубокий размыв пра-Днепра по иному направлению — ближе к Каркинитскому заливу. Узкий промыв соответствует современному Днепру. Между этими промывами вскрыт барьер из меотических и сарматских отложений, разделявших два потока воды. Поэтому современный Днепр К. И. Маков рассматривает как приток мощного пра-Днепра. Наличие под древнеаллювиальными отложениями в районе Скадовска древнеэвксинских песков с Dreissensia caspia Eichw. указывает на древний, повидимому еще дочетвертичный, размыв (вряд ли можно согласиться с К. И. Маковым, определяющим промыв четвертичным временем), дошедший до глубины в 40—50 м ниже уровня моря. Однако изучение литологического состава неогеновых отложений района Одессы и других участков свидетельствует о том, что в этом районе располагалась древняя речная система, по К. И. Макову — «во всяком случае с сарматского времени».

И если определить древний размыв падающим на конец миоцена — начало плиоцена, глубина промыва пра-Днепра и пра-Днестра может быть определена в 80—100 м.

Интересно отметить, что современные изобаты Черного моря оконтуривают желоба и пра-Днепра и пра-Днестра. Повидимому, нужно думать, что площадь современного Одесского залива в то время представляла обширный амфитеатр, куда направлялись воды многих рек (рис. 142).

В интересной с точки зрения сведения фактических данных, но очень противоречивой и дискуссионной в части излагаемых построений работе Б. Л. Личкова, автор касается происхождения переуглубления рек в центральном районе Европейской части СССР (Личков, 1942). Он

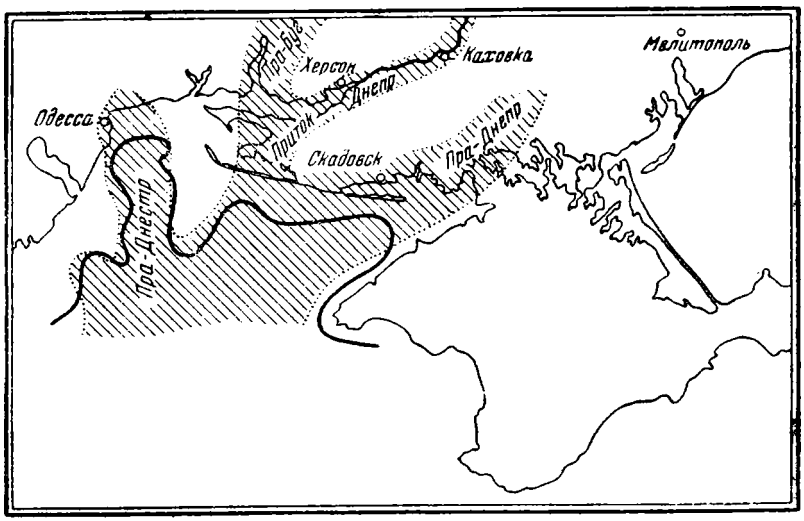


Рис. 142. Схема, показывающая положение пра-Днепра и пра-Днестра (по Макову, 1938).

выявляет древний доледниковый размыв, часто совпадающий с современным понижением Молого-Шекснинского междуречья. Оказывается, дно впадины этого размыва доходит до отметки +20 м абсолютной высоты.

Картину древнего размыва для территориальной части Русской равнины Б. Л. Личков дает на чертеже, который приводится здесь нами с некоторым упрощением (рис. 143). Б. Л. Личков объясняет размыв связью с ледниковым районом и «движениями эпейрогенического характера, обусловленными оледенениями».

Мы не можем останавливаться в данной работе на разборе и критике представлений Б. Л. Личкова. Мы уже отмечали их противоречивость и спорность. Рассматривая приведенную схему, мы не можем согласиться и с намечаемыми Б. Л. Личковым линиями соединения выявленных участков размыва. Этому противоречат и абсолютные отметки дна размыва. В настоящий момент для нас важен самый факт наличия древних переуглубленных долин и в большинстве случаев их древний возраст.

Если предположить, что наши соображения относительно стратиграфии новейших отложений по вырисовывающейся картине палеоге-

ографии правильны, естественно задать вопрос: как же отразился этот большой подъем всего юга Европейской части Союза, достигавший, повидимому, нескольких сот метров (порядка 300—400), на северной половине этой же территории? Повидимому, такой же подъем должен был охватить и смежные участки к северу, которые при этом расчленялись развитой гидрографической сетью.

О древности речной сети, впадающей в Баренцово море, говорят многие авторы. Этот вопрос рассматривался выше. Указывают, что современная гидрографическая сеть была заложена еще в третичный период. Береговая линия при этом имела иные очертания.

По данным многих исследователей (Панов, Альман, Нансен и др.), береговая линия соответствовала изобате приблизительно в 500 м. Весь современный шельф представлял собой сушу, расчле-

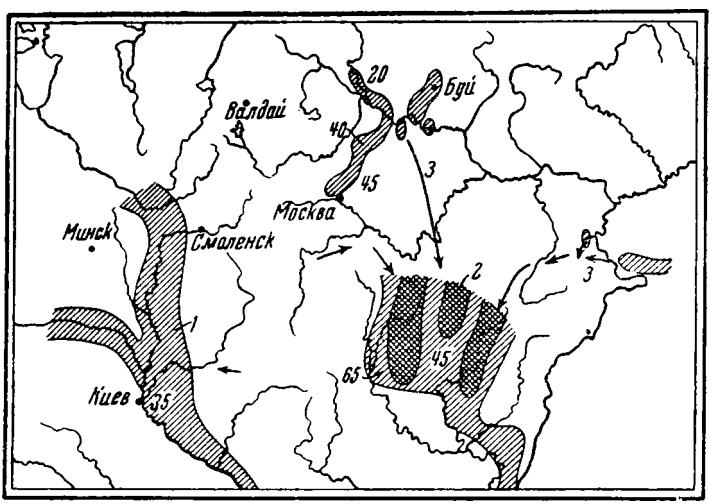


Рис. 143. Древние размывы на территории Русской равнины.
1 — древние размывы (цифрами показаны отметки дна размыва); *2* — участки водоразделов между речными размывами, сложенными речными отложениями иного возраста; *3* — линии вероятного соединения участков размывов между собою (по Б. Л. Личкову, 1942).

ненную гидрографической сетью, привязанной к низкому положению базиса эрозии. Именно этим обстоятельством можно объяснить переуглубленность, по существу говоря, долин всех рек, текущих на север как на территории СССР, так и на территории северной Германии, Дании, Бельгии и других участков (рис. 32, 34).

О величине и картине переуглубления рек северной Германии дает представление схема, приведенная на рис. 144 (см. также Вольштедт, 1929). Как видно, величина переуглубления доходит до 100 м и более. Такое же переуглубление отмечается для устьевых частей рр. Печоры, Северной Двины и др. Переуглубление долин вскрыто и в пределах Валдайской возвышенности.

Отсутствие в переуглублениях древних плиоценовых отложений, которые не отмечаются, можно объяснить только последующей многократной ледниковой денудацией. Таким образом, на всем севере Европейского материка переуглубление долин представляет собой закономерное явление, всюду зафиксированное фактическими данными, и его можно ожидать встретить и на других крупных реках севера СССР.

На рубеже миоцена и плиоцена на месте Русской равнины находилась сильно расчлененная, относительно высоко приподнятая страна, которая по своему внешнему облику напоминала южные части современного Средне-Сибирского плато. Последующее крупное погружение, падающее на весь плиоцен, естественно, уже в первых его фазах привело к ингрессии южных и бореальных морей. Повидимому, в какой-то промежуток времени произошло даже соединение северного и южного морей. Такую мысль впервые в 1933 г. высказал С. А. Ковалевский (1933). Он отождествляет акчагыльскую трансгрессию с бореальной, относя ее к миндель-рисскому веку.

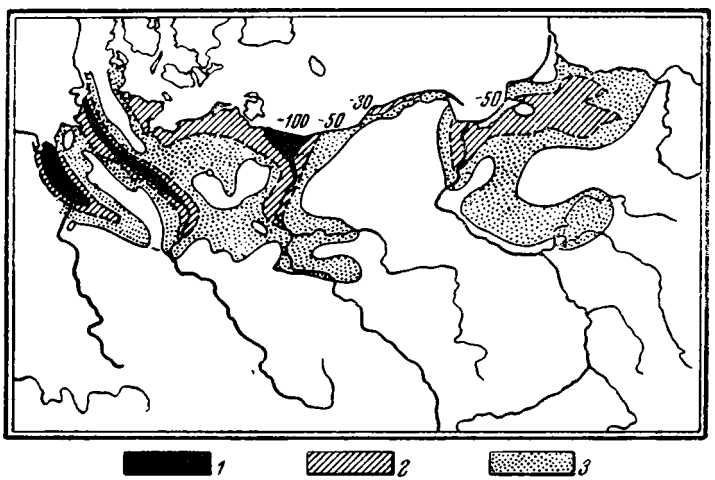


Рис. 144. Характер доледникового рельефа Германо-Польской равнины (по Флешару и Циргоферу).

1 — глубины более 100 м; *2* — глубины от 50 до 100 м; *3*—глубины от 0 до 50 м (сечение горизонталей через 50 м).

Излишне рассматривать его стратиграфическую шкалу и сопоставления (Ковалевский, 1933, стр. 123), несостоятельность их очевидна. Вся сумма имеющихся данных говорит за их более древний, чем антропоген, возраст. Однако мысль о возможности соединения в этот век акчагыльского бассейна с северным находит неожиданные обоснования.

Как известно, еще Н. И. Андрусов выдвинул две гипотезы, объясняющие происхождение акчагыльской фауны. Первая сводилась к допущению кратковременного соединения Понто-Каспийской области с океаническими водами и вторая — к допущению существования на пространстве Понто-Каспийской области убежищ (азилей), где могла переживать фауна, родственная сарматской. Н. И. Андрусов в то время считал первое решение пока бездоказательным, для второго он не находил достаточных предпосылок.

Дальнейшие исследования акчагыла породили множество гипотез о путях миграции фауны. И в настоящее время этот вопрос является спорным. Что же касается происхождения акчагыльской фауны, то большинство авторов склонно считать ее связанной с проникновением из океанических вод (А. Д. Архангельский, С. А. Гатуев, Л. Ш. Давиташвили, С. А. Ковалевский, В. П. Колесников). По этому поводу

В. П. Колесников отмечает: :«в пользу этой же гипотезы говорят и результаты сравнительного изучения акчагыльской фауны, показавшие, что последняя совершенно чужда предшествовавшим неогеновым фаунам Понто-Каспийской области и, в частности, не является родственной ни сарматской, ни мэотической фауне» (Колесников, 1940).

С. А. Ковалевский справедливо указывает, что никакие азили, помимо океана, не могли дать Каспию при переходе его из продуктивной к акчагыльской фазе необходимые для акчагыльской трансгрессии массы осолоненной воды.

Наши соображения в последнее время находят подтверждения и у Н. А. Преображенского. В рукописной работе он указывает: «Нахождение элементов бореальной фауны (виды рода *Onoba*) как будто подтверждает мнение С. А. Ковалевского о движении трансгрессии с севера и о связи с Северным морем. Надо полагать, что эта связь была не по рр. Уфе или Каме, а по Волге и ее северным притокам и, возможно, прекратилась ранее окончания трансгрессии в Прикаспии».

Изучение фауны акчагыла южного Приуралья позволяет Н. А. Преображенскому сделать следующее замечание: «Некоторые фаунистические данные (нахождение трохусов, близких к сарматским) дают основание считать, что акчагыльская трансгрессия в Южном Приуралье началась ранее, чем в Каспийском бассейне» (Преображенский, 1945).

Естественно думать, что путями миграции были наиболее прогибающиеся участки Московской синеклизы и, возможно, район Печоры — Камы. С этой точки зрения большой интерес для изучения представляют два района. Один из них — 107-й лист десятиверстной карты Европейской части СССР, в свое время изученный Н. Г. Кассиным (1928), где он описывает сложную немую надрудную толщу песков и глин. Эта толща в какой-то части может оказаться относящейся к плиоцену. Второй район, интересный для рассмотрения с указанной стороны,— область Пучежских дислокаций. Брекчиевидные породы, их распространение очень напоминают нижнеплиоценовые отложения.

Все приведенные указания вместе с тем являются косвенным подтверждением наших соображений в отношении характера движений, соответствия их по времени на севере и юге и нарисованной предположительно палеогеографической картины.

Подводя итог, можно видеть, что и вся северная половина Европы испытывала первоначально крупное поднятие, сопровождавшееся отрицательным перемещением береговой линии и эрозионным расчленением, которое сменилось опусканием (плиоцен). Последующий момент, как известно, характеризуется преобладанием нового поднятия, отвечающего по времени антропогену.

Используя наши соображения по вопросу об абсолютном летоисчислении (см. часть первую), можно попытаться оценить период этих крупных колебаний. Половина этого периода, соответствующая опусканию, отвечает продолжительности плиоцена, т. е. приблизительно 2—3 млн. лет. Таким образом, период будет соответствовать 4—6 млн. лет, что отвечает по продолжительности (определенной, правда, весьма ориентировочно) в стратиграфической шкале понятию ярус (часть первая, стр. 120). Полная амплитуда колебания при этом будет определяться размахом движений приблизительно в 800—1000 м (для платформы).

Из этих расчетов, хотя и очень приблизительных, видно, что понятие яруса во времени, например для мезозоя, совершенно не отвечает таковому для плиоцена. Это обстоятельство всегда необходимо иметь в виду при обобщающих построениях.

С антропогена начинается новый этап, знаменующийся подъемом, который ни по времени, ни по эффекту не компенсировал предшествующего опускания.

Однако рассмотренные движения не представляют собой простых поднятий и опусканий. Они сами, в свою очередь, состоят из колебательных движений меньшего периода. Факты, подтверждающие это, чрезвычайно многочисленны и могут быть приведены и для различных отрезков времени и для различных районов. В большей степени они сохранились для новейшего отрезка времени (антропогена).

Для примера можно взять уже упоминавшуюся выше скважину в г. Астрахани. Описавший ее А. А. Богданов отмечает интересный факт чередования в разрезе плиоцена скважины морских серий с наземно-болотными.

Действительно, пишет А. А. Богданов, мы видим, что морские осадки акчагыла постепенно переходят в нижнеапшеронские, расчленяясь 47-метровой свитой немых глин; далее нижнеапшеронское море сменяется наземно-болотным периодом, вслед за которым уже начинается трансгрессия среднего и верхнеапшеронских отделов (Богданов, 1933).

Подобную картину можно объяснить только перемещением береговой линии, связанным с колебательными движениями земной коры. В областях денудации, каковыми являлись Крым, Кавказ, Карпаты, отчасти Азовско-Подольский массив, Приволжская возвышенность и др., мы всюду находим подтверждение правильности нашего заключения. Определение периода и амплитуды этих колебаний наиболее целесообразно вести по более изученным отложениям антропогена.

Характерной особенностью этого времени является чередование нескольких ледниковых и межледниковых эпох. Многими работами, особенно для горных стран, была установлена связь оледенений с поднятиями. Совершенно справедливо эту связь некоторые авторы (Б. Л. Личков, 1941) распространяют не только на горное, но и на материковое оледенение.

Таким образом, намечаются крупные ритмы колебательных движений в антропогене, соответствующие ледниковым и межледниковым эпохам. Оценку периода этого ритма во времени можно дать только очень приблизительную, ввиду весьма больших разногласий в оценке времени отдельных отрезков антропогена (см. часть первую, главу IV). Этот ритм может быть оценен цифрой порядка 100 000 лет.

В пределах данного ритма могут быть намечены колебания и с более высоким ритмом. Во времени им также дают очень различную оценку. Можно говорить о периоде порядка десятков тысячелетий. На такую ритмичность указывает изучение морских каспийских отложений, например осцилляций хозарской ингрессии (Жуков), морских отложений Черноморского бассейна (Архангельский и Страхов), бореальных ингрессий (Лаврова, Сакс и др.) и многих, отмеченных уже выше (глава II, часть вторая) других фактов.

Указанные ритмы в свою очередь расчленяются на ритмы с более коротким периодом. Как мы видели, представление о них дают работы С. А. Яковлева и К. К. Маркова по окрестностям Ленинграда.

Для поздне- и послеледникового времени выявляются колебания с периодом в тысячелетия — порядка 2000—3000 лет. Аналогичные по периоду движения устанавливаются и для юга Европейской территории СССР.

Изучение исторического времени позволяет утверждать наличие и более высоких ритмов. Как мы видели, исключительный интерес в этом отношении представляют работы А. В. Вознесенского по Каспийскому морю, который намечает колебание с периодом порядка 800 лет. Аналогичные колебательные движения могут быть намечены и для других районов. Любопытно, что эти движения по периоду совпадают с ритмом, установленным Вассоевичем для флишевых толщ, оцениваемых, как мы видели, в 500—1000 лет.

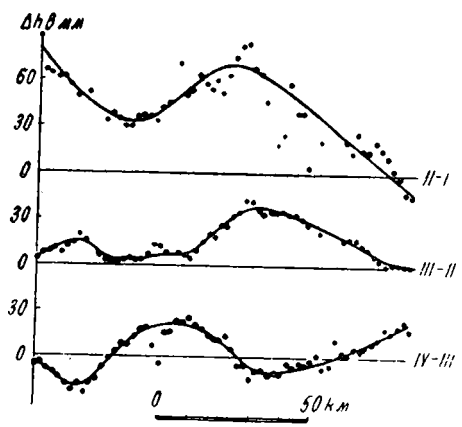


Рис. 145. Изменения высот по нивелирной линии от Такасаки до Симосуви; нивелировка производилась четыре раза.

I — 1888; *II* — 1925; *III* — 1926; *IV* — 1932. Кривые *II — I* и *III — II* имеют общий наклон вправо, кривая *IV — III* — наклон противоположный. Точка максимального поднятия в течение временного интервала может показать максимальное поднятие или максимальную депрессию в течение следующего интервала (по Цубои, 1939).

Наконец, рассмотрение данных, которые мы получаем путем применения инструментальных методов, указывает на ритмы с еще более высокими периодами. Они могут быть оценены годами и десятилетиями. Такой пример (по Цубои, 1939) приводится на прилагаемом рисунке (рис. 145).

Так же, как и более древние, движения различных ритмов накладываются одно на другое. Поэтому говорить об амплитуде их вследствие интерференции очень трудно. Однако, допуская равномерную скорость, можно думать, что у движений с бóльшим периодом пропорционально должна быть и бóльшая амплитуда. Сложность движений земной коры увеличивается еще и тем, что различные ритмы антропогена накладываются на выявленный более низкий ритм движений с большим периодом.

Примеры всех этих движений мы дали на рассмотрении фактического материала. Дополнительно можно отметить, что ритмичность и обратимость колебательных движений отражаются не только на образовании различных форм рельефа, но и на фациальной изменчивости новейших отложений, как бы их цикличности. Можно притти к выводу, что накопление различных генетических типов неогеновых и антропогеновых отложений теснейшим образом связано с проявлением новейших тектонических движений.

Прекрасной иллюстрацией этого может служить схема фациальной изменчивости отложений антропогена в низовом Поволжье (рис. 146), составленная М. М. Жуковым (1935).

Изменение береговой линии, как это было показано В. П. Колесниковым (1941), обязано своим происхождением главным образом тектоническим колебательным движениям земной коры.

В заключение рассмотрения общих закономерностей новейших колебательных движений можно привести слова Э. Реклю: «Материки

то поднимаются, то опускаются как бы вследствие медленного дыхания нашей планеты; они движутся, образуя длинный ряд волн, похожих на волны моря. Взор науки может уже проследить эти волны через ряд веков и на больших пространствах». «Настанет время,— восклицает Дарвин,— когда геологи будут считать спокойное состояние земной коры в течение целого периода ее истории настолько же неправдоподобным, насколько неправдоподобно безусловное спокойствие в атмосфере в продолжение целого года» (Реклю, 1895). Такое время

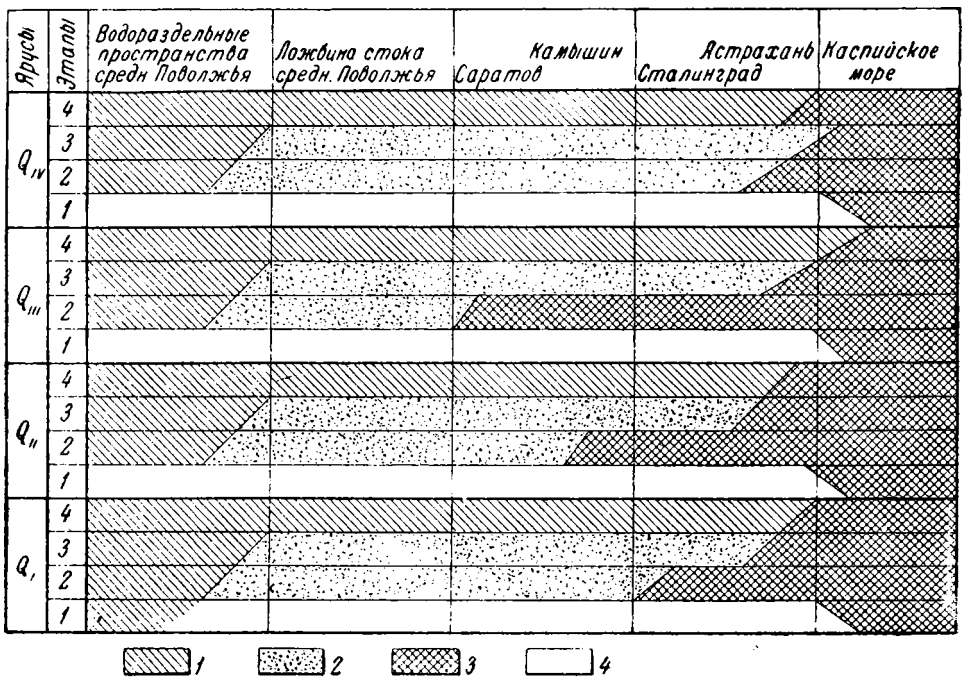


Рис. 146. Схема фациальной изменчивости четвертичных отложений в низовом Поволжье (по М. М. Жукову, 1935).

1 — субаэральные отложения; *2* — субаквальные отложения; *3* — морские отложения; *4* — фаза размыва.

настало уже давно. Однако в настоящий момент мы приходим к выводу, что земная кора не остается в спокойном состоянии даже в течение десятилетий, так же как атмосфера изменяет свое состояние в течение суток. Колебательные движения земной коры, как выясняется, отличаются большой сложностью (см. рис. 140).

Аналогично закономерностям проявления более древних колебательных движений положительные тектонические движения очень тесно переплетаются с опусканиями и совместно существуют. Примером такого сочетания может явиться поднимающийся Главный Кавказский хребет и на фоне этого поднятия — относительно опускающаяся Алазанская депрессия и другие. Аналогичная картина может быть указана и для Русской платформы, и для Урала, и для других районов.

В свете указанных выше фактов и соображений совершенно неверным выглядит график, приложенный к упоминавшейся статье Б. Л. Личкова, называемый им «эпейрогенический спектр Финлян-

дии, Русской равнины и положение полосы распространения древних речных размывов» (Личков, 1942, фиг. 5). Он неправилен тем, что не учитывает структурных отличий в пределах Европейской территории. А с каждым структурным элементом земной коры связаны особый ритм, направленность и история новейших колебательных движений земной коры.

Б. СВЯЗЬ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ СО СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассмотрение проявления новейших тектонических движений разных ритмов показывает, что различные выделяемые в настоящее время структурно-тектонические элементы ведут себя весьма различно.

В одной из предварительных работ нами уже было сформулировано намечающееся различие в следующем виде:

1. Различие может сказаться в появлении дополнительных ритмов с иным периодом. Очень часто это появление частных ритмов выражается в образовании дополнительных террас. Такая картина рисовалась нами для Главного Кавказского хребта, где наблюдалось расчленение вюрмской террасы (см. выше). Близкие примеры могут быть отмечены для Карпат и других участков, не описанных в данной части работы.

Нам кажется, что именно этими особенностями движений можно объяснить большое число террас в отдельных районах (Николаев, 1948).

2. В других случаях, наоборот, наблюдается как бы видимое выпадение колебательных ритмов в пределах данной структуры. Такими особенностями характеризуются многие участки платформенных зон и отчасти предгорные впадины.

3. Различие сказывается также в проявлении иной скорости движений. Для этого достаточно сравнить складчатую зону с платформой.

4. Различие может быть в общей направленности в движениях земной коры положительной или отрицательной. Примером этого может служить Кавказ, испытывающий преобладающие положительно направленные движения; предгорная впадина, испытывающая преобладающее отрицательно направленное движение; Скандинавия, имеющая тенденцию к преобладающим поднятиям, и т. д.

5. Наконец, это различие может сказываться в сочетании части указанных особенностей. Такая картина наблюдается чаще всего. Например, изменение скорости нередко сопровождается появлением и выпадением ритмов простых или направленных движений. Это можно отметить для многих структурных элементов земной коры.

Рассматривая поведение колебательных движений в пространстве, можно притти к выводу, что основные ритмы этих колебаний оказываются однородными для крупных структурных элементов земной коры.

Для примера можно взять Кавказ. Ритмичность его движений вполне увязывается с ритмичностью движений Черного моря. Но, с другой стороны, подобной увязке поддаются данные, имеющиеся у нас по Крыму. То же можно говорить о Балканах и Карпатах (работы Яранова, Буцуры и др.). Поэтому можно, пожалуй, сделать вывод, что основная ритмичность движений земной коры в такой крупной структурной единице, как Альпийская зона складчатости, является однородной, при различной, однако, амплитуде их проявления.

С другой стороны, колебательные движения Кавказа возможно увязать и с Каспийским бассейном (А. Л. Рейнгард).

Больше того, неоднократно отмечалось определенное сходство террас Средиземного моря с террасами других районов. Изучение их привело Депере к созданию известной схемы (Депере — де-Ламотт), которую пытались применять для различных участков Европы, Африки и даже Америки.

Совершенно не соглашаясь с причинами образования террас, отмечаемыми Депере, де-Ламоттом и др., которые связывают их с эвстатическим (гляциальным) фактором, и целиком объясняя их колебательными движениями земной коры, можно видеть, что основной ритм движений оказывается общим для значительных территорий: Каспий, Кавказ, Черное море, Крым, Карпаты, Балканы, Средиземное море.

Весь этот крупный район испытывал движения, если так можно сказать, одного стиля. Однако в разных структурных условиях ритмичность движений имела разное выражение.

Одним из первых высказал мысль о том, что террасы Депере и де-Ламотта являются показателями эпейрогенических поднятий суши, Б. Л. Личков (1926, 1928, 1934 и др.). В своих работах он настойчиво проводил данную мысль, оспаривая положения Г. Ф. Мирчинка, А. И. Москвитина, Д. Соболева и др.

Мы целиком присоединяемся к этим взглядам. Вместе с Б. Л. Личковым можно сказать, что «те систематические совпадения высот уровней террас самых разнообразных районов Средиземья, как речные и морские террасы Крыма, Кавказа (Каспия), Дуная, Балкан, всего западного Средиземья и Северной Африки невозможно объяснить случайностью, ведь «случайность» эта охватывает все побережья средиземноморских геосинклиналей. Перед нами проявление общей тенденции, единой закономерности...» (Личков, 1941). Мы также можем присоединиться к мнению Д. Яранова (1935), указывавшего, что область Средиземного моря «представляет не только географическое, но и тектоническое единство, характерной чертой которого являются однородные позитивные движения в течение четвертичного времени». «Нормальное положение этих средиземноморских террас мы можем принять за масштаб для определения местных поднятий и их опусканий» (Яранов, 1935).

Нетрудно показать однородность ритмов движений для альпийской зоны складчатости и прилегающих участков Русской платформы.

В настоящий момент по Уралу и прилегающим участкам платформы существует много работ, которые опять показывают общность основных ритмов движений земной коры.

Общие черты можно найти для платформы и для Скандинавии.

Таким образом, напрашивается вывод, что основные ритмы являются однородными для структур разного порядка. Для элементарных структур общность движений не вызывает сомнений. Для более крупных структур, каковыми является мегантиклинорий Кавказа, Крыма и др., очень много данных говорит за то, что эти движения в основных ритмах однородны.

Чем крупнее и сложнее структура, тем труднее установить общность более мелких ритмов (ритмов с меньшим периодом) и тем ярче выступают общие ритмы с большими периодами; доказательством этого является общий характер береговой линии, наличие шельфа, погребенных каньонов и др. К таким наиболее крупным элементам земной коры мо-

гут быть отнесены отдельные континенты. Однако этот вопрос выходит далеко за рамки нашего предварительного обобщения и будет рассмотрен в четвертой части работы.

Для ряда участков в пределах крупной структурной единицы можно говорить об унаследованности движений и «тенденций». Это выражается в том, что движения новейшего времени нередко повторяют относительную тенденцию тех движений, которые испытывала данная структура в предшествующий момент развития, отражая их определенную направленность. Проявление новейших движений сказывается и на структуре местности.

Примеры этого многочисленны. Мы упомянем достаточно разобранные в литературе случаи: 1) область Скандинавии, которая с палеозойского времени испытывает тенденцию к поднятиям; 2) район Терской и Кубанской впадин, сохранивший направленность движений в виде погружений, начиная с третичного времени вплоть до современного момента, и другие.

Из этого следуют очень важные в методическом отношении выводы. Чтобы правильно понять и расценить проявление современных тектонических движений земной коры, совершенно необходимой является для данного района оценка истории и направления геологического развития структуры. Только оценивая современные движения на фоне более древних, учитывая их сложный спектр, можно правильно их понять. Вот почему мы данное положение поставили в виде самостоятельного метода в таблицу (см. табл. 2 в первой части) и считаем, что это обстоятельство должно приниматься во внимание и при применении любого другого метода для изучения новейших движений.

С другой стороны, это выдвигает необходимость составления уточненной тектонической схемы для территории Союза ССР.

В настоящий момент для подавляющего большинства участков можно отметить преобладающую тенденцию в проявлении движений, направленных к поднятию. На это указывали уже многие авторы — А. Д. Архангельский (1937), М. М. Тетяев (1938), В. В. Белоусов (1940) и др. Можно определенно утверждать, что для рассмотренной части территории СССР поднятия являются общим процессом. Однако на фоне этого процесса местами сохранились отдельные очаги относительного опускания.

Факты, которые доказывают данное положение, чрезвычайно многочисленны.

Внимательнее присматриваясь к особенностям новейших движений, можно заметить, что отдельные районы имеют разную относительную скорость движений. Это обстоятельство заставляет нас определять относительно опускающиеся участки. Показателен в этом отношении участок Северо-Германской и Польской низменности, располагающийся между Карпатами и Скандинавией, испытывающий относительное погружение.

Таким образом, можно различать участки относительно поднимающиеся и относительно опускающиеся. Однако абсолютно преобладающими являются поднятия, что согласуется с началом крупного выявленного нами ритма.

Рассматривая новейшие движения с точки зрения скорости — относительной интенсивности проявления, нужно отметить две категории различных данных, которыми можно оперировать. Это, во-первых, цифры, получаемые применением точных инструментальных методов, во-

вторых, цифры, получаемые применением геолого-геоморфологических методов.

Применение инструментальных методов дает достаточно точную оценку скорости кратковременных движений. Для иллюстрации можно привести некоторые цифры, показывающие интенсивность колебательных движений земной коры в виде средней годовой величины смещения в миллиметрах, которые мы даем по литературным данным (табл. 16, Битис, Гальвиц, Цубои и др.).

Таблица 16

Интенсивность колебательных движений земной коры

Место измерения	Средняя годовая величина смещения (в мм)	Место измерения	Средняя годовая величина смещения (в мм)
Восточно-фризские берега . .	—1—2	Бостон (Атлантическое побережье)	— 3.0
Побережье северной Франции	—33	Фуругеруид (Швеция)	+10.4
Баденское озеро	—4.5	Топилла (Финляндия) . . .	+ 7.4
Фрейбург, Верхняя Рейнская долина	— 0.6	Хельсинки (Финляндия) .	+ 2.9
Сцентес (Венгрия)	+ 3.3	Виппури	+ 1.3
Кососима (Япония)	+ 4.0	Таллин .	— 1.9
Копенгаген	+ 0.1	Рига . . .	— 2.8
Сан-Франциско (Калифорния)	+ 0.6	Лепая	— 1.3
		Кронштадт .	— 0.5

Применяя геолого-геоморфологические методы, можно определять суммарный размах движений за четвертичное время, оценивая их той или иной цифрой. Можно даже дать пересчет на относительную скорость в единицу времени, например год, десятилетие или столетие. При этом, повидимому, цифра будет преуменьшенная, так как мы учитываем только какое-то результативное действие колебательных движений, испытывающих определенную повторяемость (полярность) в виде поднятий и опусканий. Относительность получаемых цифр отражает на себе также недостаток наших знаний как в части стратиграфии новейших отложений (граница антропогена и неогена), так и в части абсолютной оценки продолжительности антропогена.

Из всех попыток выразить длительность антропогена в абсолютных цифрах, как мы указывали в первой части работы, ни одна не может быть признана безупречной. Наибольшего доверия заслуживают вычисления последнего отрезка времени — поздне- и послеледникового. Для этого же отрезка времени получаются и более точные цифровые данные по относительной скорости новейших движений земной коры.

Сопоставление результатов инструментальных определений скорости новейших движений по геодезическим работам и наблюдениям на мареографах с данными, полученными геологическими методами, было произведено для Финляндии Г. И. Куккамэки (1939). Это сопоставление позволяет сделать некоторые выводы (табл. 17).

Геологические данные в таблице принадлежат Саурамо (1939) и основаны на наблюдениях береговой линии первого литторинового моря, существовавшего приблизительно 7000 лет назад. Геодезические данные относятся к району Хельсинки, для которого принята цифра подъ-

Таблица 17

Поднятие в Финляндии (в см в столетие), определенное различными методами

(По Куккамэки, 1938)

Станции	Турку (Або)	Ханко	Хельсинки	Хамина	Виппури
Геологические данные	74	56	41	31	19
Точное нивелирование . .	54	43	36	38	28
Мареографы (Виттинг) . .	52	40	36	40	40

ема в 36 см в столетие, для того чтобы уравнять цифры второй и третьей строк таблицы, относящиеся к этой точке. Данные третьей строки получены на основе показаний мареографов по Виттингу (1918).

Куккамэки и Саурамо построили карты движений земной коры в изолиниях по геодезическим и геологическим данным. Оказалось, что направление изобаз, построенных на основании геодезических данных, очень близко к направлению изолиний движений, построенных на основании данных мареографов. Но цифры, основанные на использовании геологических методов, отличаются от цифр, полученных инструментальной методикой. Они обнаруживают бо́льшую скорость движений Фенноскандии.

По мнению некоторых исследователей, такое различие в цифрах объясняется не только разницей методов изучения, но и постепенным изменением скорости движения, которая уменьшается со временем (Гутенберг, 1941). Рассмотрение этого вопроса мы оставим до анализа значительно большего материала.

Рассмотрение цифровых данных по территории СССР показывает определенную закономерность в проявлении этих движений. Общий размах их за антропоген, например, для Крыма может быть в 2.7 км, Кавказа — 4—5 км, Копет-дага порядка 1 км, Тянь-Шаня 7—8 км. Таков порядок цифр в пределах складчатых зон. В пределах платформенных зон колебательные движения за антропоген характеризуются совершенно иными величинами. Для Русской платформы, например, общий размах движений может быть определен в 200—300, до 400 м.

Данные цифры показывают разницу в скорости движений для крупных структурных элементов, каковыми являются платформенные и бывшие геосинклинальные зоны. Определяя относительную скорость в год, соответственно можно получить цифры: для платформ — 0.07—0.25 мм, для складчатых зон — 1—3 мм. Разница получается весьма значительная, более чем в десять раз.

В большей степени эти цифры говорят о скорости процессов денудации. Однако последние определяются не только климатическими факторами, но и тектоническими. Поэтому, в конечном счете, они отражают опять-таки интенсивность тектонических движений.

Интересно напомнить, что было сделано несколько попыток определить скорость древних колебательных движений (Шухерт, Бубнов, Штилле, Белоусов и др.). Так, например, Шухерт, рассматривая скорость отложений осадков, приходил к следующим цифровым данным: для кайнозоя — 0.42 мм в год, для мезозоя — 0.21 мм и палеозоя —

0.09 мм в год. Определение скорости для различных складчатых областей, предпринятое Штилле, показало, что погружение их происходит со скоростью нескольких десятых долей миллиметра в год. Не противоречат этому и данные В. В. Белоусова, который дает цифры 0.1—0.4 мм в год для погружения Главной Кавказской геосинклинали.

Сопоставление полученных цифр привело Шухерта к очень интересному выводу о том, что скорость отложения осадков с течением времени постепенно повышается и в кайнозое достигает наибольшей величины, в 4—5 раз превышая скорость отложения в палеозое. Данный вывод, который разделяется многими геологами, достаточно убедительно доказывается сравнением количеств грубообломочных осадков с количеством глинистых и известняков (принимая скорости отложения песчаных осадков к известковым, как 6 : 1). Это показывает, что скорость эндогенных и экзогенных геологических процессов в перспективе геологического времени убывает, так как усиление сноса соответствует увеличению интенсивности рельефа, а последний объясняется усилением и учащением орогенических процессов. С этим согласуется и вывод об уменьшении длительности геологических циклов во времени, который в свое время был сделан С. Бубновым.

Цифровые данные, полученные нами, находятся в полном согласии с приводимыми. Как будто бы они не противоречат и даже подтверждают вывод о возрастании скорости экзогенных и эндогенных процессов. Однако к этим расчетам необходимо относиться очень и очень критически.

Уже В. В. Белоусовым (1940) было показано, что в определении ритма тектонических явлений во времени С. Бубнов делает ошибку, смешивая цифры разных порядков. Делая вычисления на различном материале, для разных отрезков времени, мы пришли к убеждению, что чем короче отрезок времени мы берем и чем точнее определяем его продолжительность, тем большие цифры скоростей получаем. Поэтому, не указывают ли цифры Шухерта на неизбежную ошибку метода? Кроме того, наш материал показывает, что при определении скоростей могут быть сравнимы только те цифры, которые получены для одного типа структурных элементов — или платформ или складчатых зон. Все это заставляет относиться к выводам Шухерта, Бубнова и Штилле с большой осторожностью.

Для полноты характеристики особенностей новейших тектонических движений нужно сказать несколько слов о разрывных и складчатых дислокациях.

Проявление разрывных дислокаций в течение антропогена в ряде случаев можно или предполагать, или они являются вполне очевидными. Значение их расценивается по-разному разными авторами, во многих случаях эти движения явно переоцениваются (например, для районов крайнего северо-востока территории СССР, Дальнего Востока, Средне-Сибирского плато и др.).

С этой точки зрения представления по тектонике Кавказа Л. А. Варданянца (1933), который допускает исключительно горстообразные неравномерные новейшие движения и отрицает сводообразные поднятия, нам кажутся противоречащими фактам.

Рассмотрение этих фактов определенно показывает, что разрывы в четвертичное время имеют место. Особенно часто они обнаруживаются в районах с большими размахами новейших колебательных движений, где их градиент достигает значительных величин. Но в большинстве

случаев, пожалуй, разрывные дислокации являются унаследованными, идущими по линиям герцинских и альпийских разломов.

Много данных позволяют говорить, что древние крупные разломы оказываются «живыми» и в течение антропогена (Гальвиц, 1939, Цубои, 1939, и др.).

Помимо разрывных дислокаций новейшего времени, в литературе отмечаются и складчатые, которые проявляются в складчатых деформациях новейших отложений. Таковые указываются для Кавказа, Прикаспийской впадины. Они широко известны и за пределами рассмотренной территории: в Тянь-Шане, на Сахалине, Камчатке и т. д. Надо заметить, что эти складчатые деформации отмечаются в большинстве случаев для таких участков, которые обладают достаточно большим градиентом колебательных движений земной коры.

Во всех этих случаях генезис складчатых деформаций различный. Лучше всего, пожалуй, они изучены в пределах Тянь-Шаня. В большинстве случаев, однако, складчатость или может быть объяснена колебательными движениями земной коры, или же является гравитационной (Шульц, 1943). Таким образом, нам кажется, что роль новейших складчатых движений на рассмотренной территории является весьма скромной. Факты, отмеченные Хаиным, Ковалевским и др., для Кавказа (складчатость антропогеновых отложений) могут быть истолкованы совершенно иначе (см. выше). Отсюда следует вывод, что на всей изученной площади проявляются главным образом колебательные движения земной коры разного характера.

В свете сказанного, выделять в соответствии со взглядами Г. Штилле (1924) отдельные фазы орогенеза в четвертичный отрезок времени, как это делают Г. Ф. Мирчинк (1936), А. А. Варданянц, Н. Н. Горностаев (1938), Е. В. Павловский, М. А. Усов (1936) и др. для различных участков СССР (Кавказ, Зап. Сибирь, Забайкалье и пр.), нам кажется неправильным.

Позже Г. Штилле (1935) внес поправку в свои первоначальные представления и указал, что орогенные фазы затягиваются на многие сотни тысяч лет и не являются мгновенными. При рассмотрении такого короткого промежутка времени, каковым является антропоген, теряется всякий смысл выделения фаз, тем более если учесть особенности проявления новейших движений земной коры, выражающегося главным образом не в складчатых (горизонтальных), а в колебательных (вертикальных) движениях.

Кроме того, как показывает изучение регионального материала, движения земной коры проявлялись непрерывно в течение всего новейшего времени, они то усиливались, то ослабевали в соответствии с особенностями наложения движений различных периодов и их интерференции. В этом отношении правилен взгляд Н. С. Шатского (1937) о непрерывности тектонических движений.

В свете изученных данных, нам хотелось бы коснуться сравнения колебательных движений в прошлом и в настоящем. Надо отметить, что данная тема представляет собой целую проблему, требующую разработки и, естественно, на большем материале, чем охваченный здесь. Оставляя пока ее рассмотрение, попытаемся только предварительно осветить некоторые ее стороны.

Больше всего данных для понимания древних колебательных движений земной коры можно найти в работах М. М. Тетяева (1941) и В. В. Белоусова (1938, 1939, 1942). Оба автора, как известно, расчле-

няют колебательные движения земной коры на два типа: геоморфологический и геотектонический. Последний фиксируется в мощностях отложений и не отражается на поверхности; первые фиксируются в смене фаций, составляя сумму колебательных движений, как геотектонического процесса и поверхностных явлений (размыва и отложения). Геотектонический тип движений, согласно указанным авторам, изменяет внутреннюю структуру земной коры, расчленяя ее на геосинклинальные и геоантиклинальные области. Геоморфологический тип приводит к образованию основных форм рельефа и их дальнейшему изменению.

Расчленение колебательных движений на два указанных типа на изученном нами материале теряет всякий смысл. Область проявления указанных движений в большинстве своем предстаВляет область денудации и отражает на себе колебательные движения. Таким образом, они должны быть отнесены к геоморфологическому типу. В таком случае примера геотектонического типа новейших движений мы не сможем назвать ни одного. Может быть при дальнейшем изучении их и удастся выделить в зонах аккумуляции.

Следует ли из этого, что структура земной коры в настоящее время не изменяется? Нам представляется, что положительное разрешение этого вопроса было бы неверным. А если так, то значит и геоморфологический тип движений может приводить не только к расчленению земной поверхности на области размыва и отложения, но вместе с тем и изменять структуру. Даваемые указанными авторами определения этих типов движений земной коры во многом противоречивы (Тетяев). По-видимому, формулировка их должна быть уточнена.

В. В. Белоусов указывает, что образование слоев, их мощность, формирование фациальных зон были бы совершенно невозможными, если не предположить действие мелких, как он их называет, «слоеобразующих» колебаний земной коры.

По существу говоря, эти колебательные движения, никак не зафиксированные в слое, разрезе, только предполагаются, и проявление их доказывается от противного: раз имеют место в природе процессы, приводящие к формированию различных фаций, различных мощностей, отдельных слоев, значит они уже являются «убедительным доказательством существования рассматриваемых мелких колебаний». «Ибо характерной чертой мелких колебаний является то, что мы можем наблюдать лишь результат совокупного действия их. Каждое такое колебание, взятое в отдельности, благодаря своей быстроте и мелкому масштабу, не фиксируется в литологических признаках размыва... и прочих явлениях, типичных для крупных колебательных движений» (Белоусов, 1942).

Рассмотрение новейшего материала позволяет утверждать правильность вывода о наличии мелких, слоеобразующих, колебательных движений, они описывались мною выше. Однако их подробное рассмотрение (см. выше) показывает, что они так же сложны, как и древние движения, отличающиеся бо́льшим периодом. Они образуют такой же накладывающийся сложный спектр, выявляют различные сочетания, интерференцию, сосуществование движений различных знаков и т. д. Качественно они не отличимы от более крупных движений, граница между ними может быть только условной, и выделяет их количественная сторона: период и амплитуда.

Вот почему взгляд В. В. Белоусова (1942) о принципиальном отличии геологии и геоморфологии и соответственно об их качественно раз-

личных законах нам представляется неверным. «Принципиальное отличие геологии от геоморфологии состоит в том,— пишет В. В. Белоусов,— что первая в значительной степени имеет дело с усереднением, суммированием результатов многих единичных явлений, тогда как геоморфология изучает именно единичные явления». При ближайшем рассмотрении, однако, эти «единичные явления», о которых говорит Белоусов, оказываются не единичными, а сложными, состоящими из отдельных слагаемых, аналогично тому, как это мы имеем и при изучении чисто геологических объектов.

Поэтому и геоморфология, занимающаяся изучением форм рельефа и коррелятивно связанных с ними рыхлых отложений, по которым восстанавливаются главным образом новейшие движения, и геология выводят законы одного порядка. Эти дисциплины во многом общи, обе они стремятся выявить единые законы развития Земли. Выявляя на геоморфологических объектах современные и новейшие движения земной коры, мы тем самым приближаемся к пониманию тектонических движений прошлого.

Заканчивая наше сравнение, отметим последний тип колебательных движений, который выделяется М. М. Тетяевым,— макроколебания. Новейший материал показывает возможность их выделения.

По Тетяеву, это такая форма движения земной коры, которая представляет переход в исторической смене геосинклинального типа геоантиклинальным (1941).

Нам представляется, что изучить этот переход движений разного типа лучше всего можно на объектах нашего анализа. Обширный материал в этом отношении дают Карпаты, Кавказ, Тянь-Шань и др.

На данных примерах возможно разрешать сложные вопросы соотношения таких движений, которые М. М. Тетяев выделяет как макроколебания, (являющиеся направленными движениями, с разломами земной коры, приводящими к образованию грабенов, крупных опусканий), соотношение их с новейшим вулканизмом и т. д.

В. НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ УЧАСТКОВ

Карту новейшей тектоники (см. рис. 147), являющуюся развитием схемы Г. Ф. Мирчинка, мы строим путем выделения отдельных территорий, основываясь на интенсивности движений и на их режиме.

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении данной карты, это — полнейшая связь новейших движений с основными структурными элементами Русской платформы.

По наиболее новой структурной схеме, предложенной Н. С. Шатским на основе структурного анализа Русской платформы, можно, как мы видели, выделять:

1) сводовое поднятие Балтийского щита;

2) синклинальную структуру, составленную из Подмосковной синеклизы, поперечного антиклинального перегиба Полесского вала и Польской мульды;

3) южносводовое поднятие, слагающееся из сводового поднятия «главной девонской оси» с Воронежским массивом и Украинского девонского массива. Эта южная структура осложнена прогибом Украинской мульды, имеющей северо-западное простирание;

4) Западно-Казахстанскую синеклизу, представляющую крупную мульду, граничащую с запада с предуральским прогибом герцинской складчатой зоны.

Русскую платформу ограничивают:

5) герцинская складчатая зона и

6) альпийская складчатая зона.

Если согласиться с данной схемой структурного расчленения, то проявление новейших движений окажется теснейшим образом связанным, прежде всего, с перечисленными элементами и геологической историей их развития. В самом деле, сводовое поднятие Фенноскандии, испытывающее современный подъем, повторяет ту тенденцию, которая наметилась значительно раньше четвертичных оледенений. Как известно, Балтийский щит в очень отдаленную геологическую эпоху, еще с древнейшего палеозоя, обособился как определенный структурно-тектонический элемент, орографически выраженный по отношению к окружающим его пониженным областям. На это обстоятельство указывают А. Д. Архангельский (1933), Г. Ф. Мирчинк (1933), В. В. Белоусов (1945), Г. Штилле (1933).

Важнейшим элементом Русской платформы, занимающим не менее третьей ее части, является Подмосковная синеклиза, продолжающаяся в Польскую мульду.

Это построение Н. С. Шатского, значительно отличающееся от идей А. Д. Архангельского (1940), для нас интересно тем, что данная структура имеет северо-восточное простирание и концентрически опоясывает первый структурно-тектонический элемент — Балтийский щит. Если последний в течение геологической истории испытывал тенденцию к поднятию, то первая структура в это же время испытывала тенденцию к относительному прогибанию. Она сохраняется и в четвертичное время.

Абсолютно та же закономерность может быть отмечена и у двух других крупных структурных элементов Русской платформы: южного сводового поднятия и Западно-Казахстанской синеклизы. Движения новейшего времени повторяют тенденцию движений структуры, наметившуюся в течение ее геологической истории: южное сводовое поднятие Н. С. Шатского и в течение всего четвертичного времени сохраняет стремление к поднятию; Западно-Казахстанская синеклиза относительно прогибается, что фиксируется распространением каспийских ингрессий и другими фактами.

Таким образом, мы можем отметить совершенно ясную унаследованность тенденций или направленности движений. Она проявляется не только в пределах крупных структур, но и их деталей, в виде намечающихся дифференцированных движений валов или вторичных платформенных складок.

В своих последних работах Б. Л. Личков (1944) придает большое значение выделяемым им полосам поднятий, частью называемым «грядами». Он говорит об этом так: «Следует сказать, что значение их в тектонике платформы недооценивается. Это видно из следующего: когда в литературе дается характеристика тектоники этой равнины, обычно указывается (А. Д. Архангельский) как на основной элемент ее на так называемые валы, как часть меридиональной, в общем, системы поднятий Русской платформы. Что касается тех «гряд», о которых мы говорили..., то о них обычно даже не упоминают при характеристике тектоники» (Личков, 1944, стр. 49, рис. 148).

«По положению и простиранию этих элементов рельефа и тектоники на карте их скорее можно причислить к системе близких к широтным краевым поднятиям, зависящим от ледника, чем к системе меридионального вала».

«Меридиональные валы, которые кладутся А. Д. Архангельским в основу системы тектоники Русской плиты, вовсе не исчерпывают этой тектоники, а представляют собой лишь один из ее элементов. Непра-

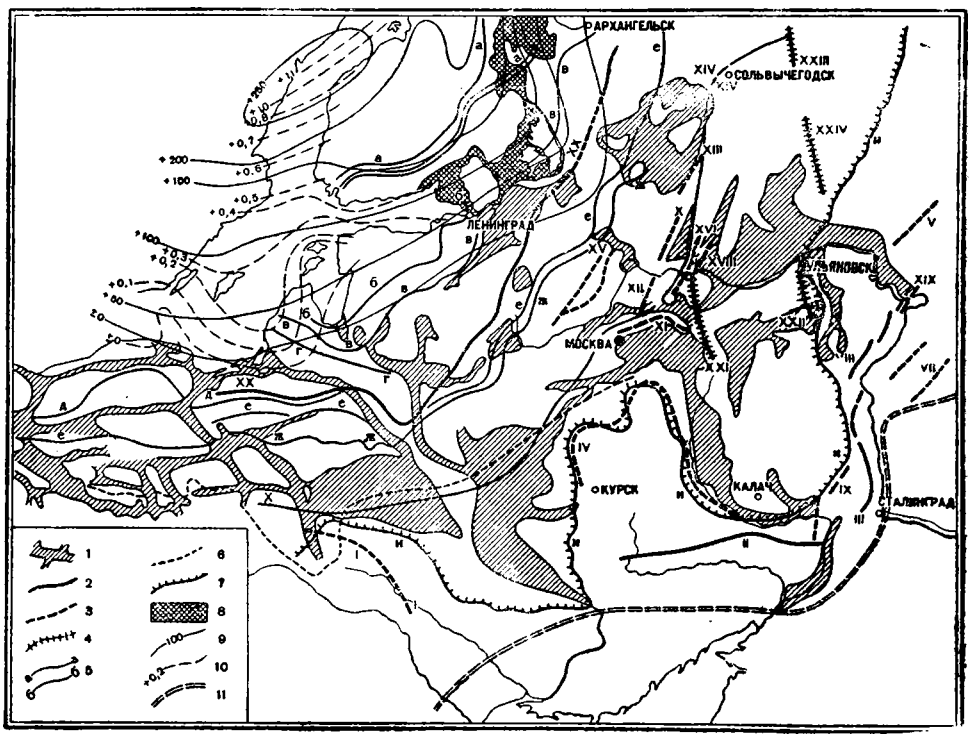


Рис. 148. Схематическая карта эпейрогенических движений четвертичного времени на Русской равнине (по Б. Л. Личкову, 1944).

1 — Полесье и древние аллювиальные речные равнины. Элементы тектоники; *2* — выпучивание древних пород и куэсты, связанные с ледником; *3* — отдельные поднятия, более или менее изолированные. Большие системы краевых поднятий: *I* — подольская куэста; *II* — донецкое поднятие; *III* — волжско-ергенинское поднятие; *IV* — северная граница Орловской возвышенности; *V* — поднятие в верховьях рек Сока и Черемшана; *VI* — палеозойский вал южного Заволжья; *VII* — поднятие южной части Общего Сырта; *VIII* — дислокации Саратовского района; *IX* — дислокации Доно-Медведицкого района. Поднятия промежуточной полосы: *X* — Грязовско-Тутаевская гряда; *XI* — Клинско-Дмитриевская гряда; *XII* — Ростовская гряда; *XIII* — Сухонский вал; *XIV* — Сольвычегодская гряда; *XV* — Бежицкая гряда; *XVI* — Чухломская гряда; *XVII*, *XVIII* — Рештинская гряда; *XIX* — Жигулевские нарушения. *4* — Меридиональные валы: *XX* — Валдайско-Минское поднятие; *XXI* — Окско-Цнинский вал; *XXII* — Алатырский вал; *XXIII* — Сысольско-Вычегодский вал; *XXIV* — Кировское (Вятское) поднятие. *5* — Конечно-моренные пояса: *а* — финские конечные морены; внешняя и внутренняя; балтийско-беломорский конечный моренный пояс, *б* — Рижско-Ленинградская, *в* — Елгаво-Холмская, *г* — Гельшай-Северо-Двинская гряда. Главный конечно-моренный пояс: *д* — внутренняя, *е* — средняя, *ж* — наружная гряды; *м* — Днепровско-Донской пояс; *6* — граница миндельского оледенения; *7* — граница рисского оледенения; *8* — позднеледниковая (ильдиевая) трансгрессия (по Яковлеву); *9* — изобазы послеледникового поднятия; *10* — изобазы современного поднятия; *11* — граница шельфового северо-черноморского спускания.

вильным является, в связи с этим, стремление все уложить в систему меридиональных нарушений» (там же).

Как видно из этих слов, Б. Л. Личков, подходя чисто априорно и увлекаясь своей схемой, классифицирует складки на Русской платформе, генетически связывая часть из них с ледником — этой мифической причиной всех тектонических нарушений платформы.

В высказываниях Б. Л. Личкова поражает смешение двух совершенно разнородных элементов: тектонически выраженных валов А. Д. Архангельского и орографически выявляющихся гряд, представляющих «пояса поднятий» Б. Л. Личкова. Элементы действительной тектоники тут смешиваются с чисто орографическими элементами, к которым относятся Клинско-Дмитровская гряда, Подольская куэста, Валдайское поднятие и др. Поэтому упрек, который делается Б. Л. Личковым — автором тектонических схем Русской платформы — в частности А. Д. Архангельскому, что он не принимает во внимание этих чисто орографических элементов в своих построениях, нужно отнести к явному недоразумению.

Более детальное рассмотрение отдельных участков, выявляющихся на карте, позволяет притти к выводу, давно отмеченному С. С. Соболевым (1938), что новейшие движения одной интенсивности, одного характера нередко охватывают гетерогенные в структурном отношении области. Примером этому может служить южная часть Русской платформы.

Все это дает основание считать, что новейшая тектоника не есть зеркальное отражение тех тенденций и направленности движений, которые свойственны различным по возрасту структурным элементам земной коры. Вполне можно говорить о «новейших структурных элементах» и «новейшей тектонике». Однако, повидимому, общий план распространения и соотношений в проявлении новейших движений унаследован от плана расположения указанных более древних структурно-тектонических элементов земной коры.

Основным показателем этих структур будет общность геологического и геоморфологического развития территории в новейшее время. Это же развитие будет отражаться и на рельефе, который можно рассматривать как функцию взаимодействия процессов тектонических и денудационных, с обязательным учетом климатических факторов.

Составленная нами схема новейшей тектоники территории Европейской части СССР намечает собою такие элементы новейшей структуры (см. рис. 147). Данный вывод является одним из главнейших в результате проделанного нами анализа.

Особенностью новейших движений, отмечаемой многими исследователями, но понимаемой по-разному, является колебательный характер их. Отрицая связь колебательных движений с оледенениями, которыми, по Личкову, они вызываются, мы должны признать, что они не являются движениями ни изостатическими, ни компенсационными. Принципиально эти движения не отличаются от достаточно хорошо известных нам более древних. Отличие их, как я уже указывал, заключается в амплитуде движений и их периоде. Что касается их проявления, то оно также сложно. Если древние движения осуществляются путем наложения колебаний разных периодов и амплитуд (В. В. Белоусов, 1939), то, как это было показано мною выше (см. Н. И. Николаев, 1946), и новейшие движения отличаются такой же сложной картиной — сложным спектром.

Из рассмотрения фактического материала, вопреки мнению Б. Л. Личкова, можно отметить, что на всей территории Русской платформы и в прилегающих областях других структурных элементов земной коры, как на суше, так и в пределах моря, всюду наблюдаются новейшие колебательные движения. И нет таких мест, которые были бы их лишены.

Все сказанное выше позволяет нам присоединиться к уже высказанному взгляду, что распространение ледника и связанного с ним комплекса новейших отложений с соответствующими зональными ледниковыми и перигляциальными формами рельефа есть следствие геологической структуры края. Такого взгляда придерживался Г. Ф. Мирчинк (1933), аналогичную точку зрения высказывал и С. Бубнов, который пытался выявить связь отдельных этапов развития ледникового периода с характером эпейрогенических движений отдельных глыб континента, которые оказывали влияние на движение и распространение льда (Бубнов, 1934). Таким образом, границы оледенения оказываются изолиниями новейших движений, которые нанесены на нашей схеме (см. рис. 147), и хорошо согласуются с границами южного сводового поднятия, повторяя его очертания.

Нам остается остановиться на последнем вопросе: что же, с точки зрения новейшей тектоники, выделяет Русскую платформу от других смежных структурных элементов земной коры, в частности альпийской складчатой зоны?

1. Первое, на что приходится обращать внимание,— это скорость движений земной коры. Определяя суммарный размах тектонических движений за антропоген, мы получим какой-то сравнительный материал. Рассматривая эти цифры, нужно учитывать, что они отражают какое-то результативное действие колебательных движений, так как в характере их проявления устанавливается определенная повторяемость (полярность), выражающаяся в смене положительных движений отрицательными. Поэтому цифра относительной скорости новейших движений должна получиться меньше действительной (см. выше).

Не касаясь деталей этого вопроса, можно отметить, что цифры, выражающие размах движений за четвертичный отрезок времени для Русской платформы, имеют значение 200—300 м, редко больше. Зона альпийской складчатости характеризуется суммарным размахом в 3—5 км. Соответственно с этим скорость движений в год для платформы определяется десятыми и сотыми долями миллиметра, в области альпийской складчатости скорости доходят до 2—3 мм в год. С этой точки зрения территория Урала приближается к Русской платформе, с несколько повышенными «платформенными» значениями этих величин.

2. Второе, что выделяет проявление новейших движений на платформе,— это их характер. В отличие от складчатой области, где движения оказываются линейными, вытянутыми по простиранию, новейшие тектонические движения на платформе отличаются или сводовым характером или крупными поднимающимися и опускающимися участками. В этих областях движения оказываются слабо дифференцированными и отличаются совершенно незначительным градиентом.

Наоборот, в складчатой зоне они приобретают сильную дифференцированность и очень большие градиенты, часто определенную направленность, нередко связанную с разрывными дислокациями.

3. Третье отличие заключается в отсутствии каких-либо проявлений новейшего вулканизма, который свойственен областям с большим размахом движений и очень слабым проявлением сейсмичности.

4. Сравнение ритма колебательных движений в пределах различных структурных элементов позволяет говорить о более простом их сочетании в пределах платформы и осложнении дополнительными ритмами в складчатой зоне.

5. Последнее, что нам хочется подчеркнуть,— это различие рассмат-

риваемых структурных элементов в отношении их рельефа и гравиметрической характеристики.

Как было отмечено А. Д. Архангельским, «величина аномалий силы тяжести и амплитуда колебаний величины последнего тесно связаны с рельефом поверхности Земли. В равнинных местностях гравиметрическая поверхность, которая вырисовывается на специальных гравиметрических картах, имеет также плоский рельеф. В горных областях гравиметрический рельеф выражен гораздо более резко». Такая картина и выявляется при сравнении платформы и складчатой зоны.

Все указанные особенности в строении платформенной области в части новейшей тектоники и ее отличия от складчатой зоны позволяют притти к определенному выводу о тесной генетической связи таких элементов, как новейшие колебательные движения земной коры, гравиметрическое состояние ее, явления землетрясений и вулканизма. И при решении вопроса о причинах рассматриваемых движений было бы методически неверным отбрасывать эти данные. Мы думаем, что связь между этими явлениями выражается в общности причин, их порождающих.

Г. О ЗНАЧЕНИИ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ

В заключение позволим себе сделать некоторое обобщение в отношении практического и теоретического значения изучения новейших тектонических движений и новейшей тектоники.

1. Как уже отмечалось выше, новейшие тектонические движения, местами интенсивно проявляющиеся, и в настоящий момент должны учитываться как при проектировании различных инженерных сооружений, рассчитанных на долгий срок службы, так и при строительстве их. Большая роль структуры и тектонических движений в оценке инженерно-геологических условий места сооружения отмечалась неоднократно (акад. Ф. П. Саваренский, 1937). Однако последний фактор очень редко принимается во внимание. Это объясняется, с одной стороны, слабой изученностью новейших тектонических движений, с другой — неразработанностью методики их выявления и изучения (Н. И. Николаев, 1944, 1948). Региональное рассмотрение новейшей тектоники позволяет выделить на разобранной территории площади, где необходимо принимать во внимание тектонические движения для проектируемых сооружений. На прилагаемой схеме выделены с этой точки зрения два участка: северный и южный (рис. 149). Первый из них, как указывалось, характеризуется движениями, постепенно ослабевающими к периферии и достигающими в центральных частях ощутимых величин, которые необходимо учитывать как определенный инженерно-геологический фактор. Большое значение учет этого фактора будет иметь для проектирования портовых сооружений, проведения канализации в населенных пунктах, в вопросах мелиорации территории и т. д.

Второй район отличается сложностью и разнообразием проявлений тектонических движений. На нашей схеме выделены участки, где возможны движения, связанные с локальными структурами (соляная тектоника, диапировые складки), и участки, где новейшие движения имеют региональный характер. В последнем случае они имеют разную скорость, различный знак, осложняются проявлением землетрясений. В данном районе учитывать проявление движений и знать их характер необходимо и для различных видов строительства и для проблем ирригации, и для выяснения генезиса грунтовых вод, влияния их на разви-

тие оползней (Одесса, Крым, Кавказ), для осушения болот (например, Поти) и т. д. Весьма важен данный фактор для выяснения вопросов о засолении почв, имеющих огромное практическое значение (Виленский, 1924, Соколовский, 1941, и др.). В настоящий момент нужно рассматривать как фактор почвообразования не только геологическую структуру (Соколовский, 1941), но и новейшие тектонические движения.

На всей прочей территории, оставленной не заштрихованной, новей-

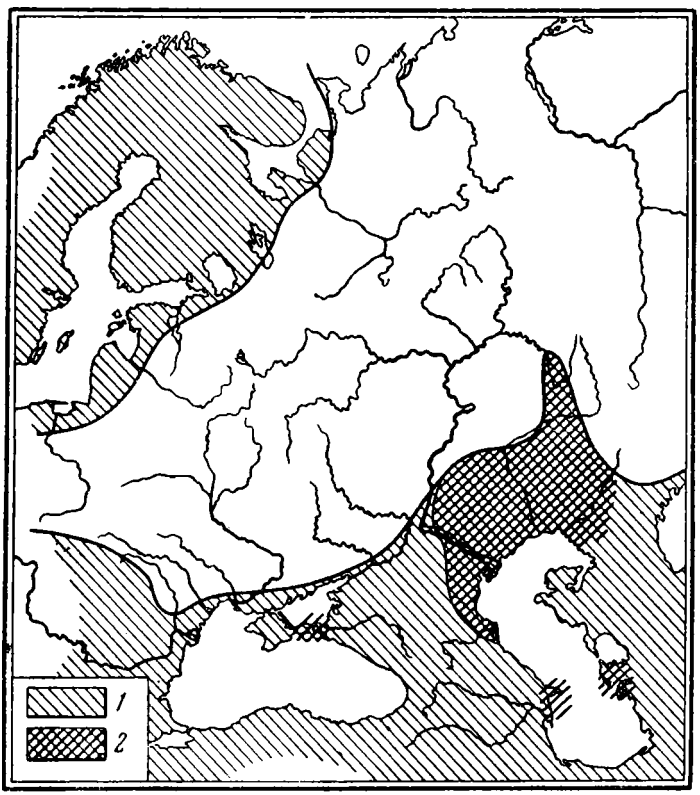


Рис. 149. Схема районов, где необходимо учитывать новейшие тектонические движения при проектировании и строительстве различных инженерных сооружений:

1 — области проявления новейших движений значительных скоростей; *2* — области развития движений, связанных с локальными структурами.

шие тектонические движения, как мы видели, также проявляются. Однако скорость их такова, что практический интерес они приобретают только для производства различных точных геодезических работ (прецизионное нивелирование, триангуляции 1-го класса и т. д.).

Приводимую схему нужно рассматривать как первое грубое приближение в выяснении вопроса о практическом значении новейшей тектоники.

2. В настоящий момент мы не имеем единой стратиграфии антропогена. Для каждого небольшого района строится самостоятельная стратиграфическая шкала, зачастую мало увязываемая с другими районами. В основу стратиграфического расчленения обычно кладется палеонтологический принцип. Однако вследствие редких находок остатков

фауны и флоры в континентальных типах отложений, которые являются преобладающими в антропогене, данный принцип в практической работе геолога не всегда может быть применим. Он должен быть заменен каким-то другим надежным принципом.

Нам кажется, что сделанные выше выводы в отношении новейших тектонических движений могут во многом повлиять на разработку стратиграфии новейших отложений. При отсутствии палеонтологических остатков выявление тектоники, именно колебательных движений земной коры, будет являться таким же существенным принципом. Положительная сторона его в том, что он может быть применен повсеместно. Комплексное использование палеонтологического, стратиграфического и тектонического методов позволит построить единую стратиграфию для крупных территорий.

Проделанная нами работа убеждает нас в том, что колебательные движения не представляют собой случайное явление. Помимо тех движений, которые связаны только с частными структурами, в настоящий момент намечаются, повидимому, общие движения, свойственные крупным структурным элементам и континенту в целом. Если мы в дальнейшем сумеем разработать этот вопрос, перед нами раскроются широкие перспективы в области картирования новейших отложений, и вполне осуществима будет задача составления сводной карты антропогена СССР. Разрешением этих задач и должно определяться дальнейшее направление нашей работы.

3. Понимание проявления одного из основных рельефообразующих факторов — тектонических движений, выявление механизма его действия раскрывают широкие перспективы в области геоморфологии. Существующие общетеоретические концепции относительно развития рельефа и установления механизма и соотношения воздействий экзогенных и эндогенных факторов связаны с именами геоморфологов В. М. Девиса и В. Пенка (1924). Учение обоих исследователей исходит из неверного представления о механизме проявления тектонических движений. Этим объясняется широкая дискуссия, развернувшаяся по основным вопросам геоморфологии в трактовке В. Пенка (1940). Необходимы ревизия и перестройка большинства построений, объясняющих развитие рельефа в концепциях и В. Девиса и В. Пенка. Правильно понять различные формы рельефа и коррелятивные им рыхлые отложения, их особенности, строение, распределение в пространстве, можно только детально выявляя механизм новейших тектонических движений в каждом районе в отдельности. Однако это большая самостоятельная тема.

В конце XIX и начале XX в. были установлены два замечательных факта в геоморфологии. Это — древние поверхности выравнивания в горных областях, оказавшиеся чрезвычайно широко распространенными, и подводные каньоны в морях и океанах, пользующиеся почти повсеместным распространением. Объяснение их генезиса составляет две кардинальные проблемы в геоморфологии. Толкование их чрезвычайно дискуссионно. Мы думаем, что вскрывающийся механизм новейших тектонических движений, учет их распределения в пространстве в связи с тектоническими структурами проливает свет на сущность этих явлений. В этом направлении предстоит интересная и плодотворная работа.

Более подробное рассмотрение всех поставленных проблем мы дадим в последней, четвертой части нашей работы.

Литература

Андрусов Н. И. Геологические исследования в западной половине Керченского полуострова. Зап. Новорос. об-ва естествоисп., в. 2, 1886.

Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. Труды Научно-исслед. ин-та геол. и минер., в. 1, 1933.

Архангельский А. Д. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Труды XVII сессии М. Г. К., т. I, 1937.

Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

Архангельский А. Д. и др. Геологическое значение аномалии силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, серия геологич., № 4, 1937.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологич. история СССР, М., 1941.

Батурин В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку, 1937.

Белоусов В. В. О колебательных движениях земного шара. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1938.

Белоусов В. В. Большой Кавказ, ч. III. Труды ЦНИГРИ, в. 126, 1939.

Белоусов В. В. Ритм колебательных движений земной коры. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 4, 1940.

Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, № 1—2, 1942.

Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Труды Ин-та геол. наук, в. 76, 1945.

Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии Нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани. Труды ЛОЕ, т. I, XIII, в. 2, 1932.

Бубнов С. Основные проблемы геологии, 1934.

Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Геогр. об-ва, т. XV, в. 3, 1933.

Варданянц Л. А. О четвертичной тектонике Кавказа. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. III, 1933.

Виленский Д. Г. Засоленные почвы, их происхождение, состав и улучшение. Нов. деревня, М.

Жуков М. М. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Труды ВИМС, 1935.

Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 107-й Труды Геолог. ком., новая серия, в. 158, 1923.

Ковалевский С. А. Лик Каспия. Баку, 1933.

Колесников В. П. (редактор). Неоген СССР, т. XII, 1940.

Колесников В. П. Развитие впадины Каспийского моря. Докл. АН СССР, ч. XXXII, № 3, 1941.

Коненков Д. М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины р. Дона. Бюллетень МОИП, серия геологич., 1947.

Личков Б. Л. Основная закономерность вековых поднятий и опусканий. Природа, № 11, 1927.

Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. Труды Геоморф. ин-та АН СССР, в. 1, 1931.

Личков Б. Л. Об эпейрогенических движениях земной коры на Русской равнине. Труды Геоморф. ин-та АН СССР, в. 10, 1934.

Личков Б. Л. О современной геологической эпохе. Изв. АН СССР, серия геологич., № 3, 1941.

Личков Б. Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени. Проблемы физич. географии, XI, 1942.

Личков Б. Л. О полосах полесий и происхождении рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 1, 1944.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии. 1866.

Мазарович А. Н. О ритме в истории Земли. Бюлл. МОИП, отд. геол. (5—6), 1940.

Маков К. И. О пра-Днепре и связи его с современным Днепром. Природа, № 7—8, 1938.

Маков К. И. Геологический журнал. АН УССР, т. V, в. 4, Киев, 1938.

Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Труды II Межд. конф. АИЧПЕ, в. II, 1933.

Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Матер. по четв. пер. СССР, изд. ГГУ, 1936.

Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья. Труды Ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. IV, в. 2, 1935.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. Совет. геология, № 16, 1946.

Николаев Н. И. Современные тектонические движения на территории СССР и геологические методы их изучения. Труды совещания. Геодезиздат, 1948.
Николаев Н. И. Основные вопросы региональной инженерной геологии. Реферат. Сб. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 5, МГРИ, 1948.
Попов В. И. История депрессий и поднятий западного Тянь-Шаня. Изд. АН Узб. ССР, Ташкент, 1938.
Реклю Э. Земля, т. III, 1895.
Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 1937.
Соболев С. С. Глубина эрозии в Европ. части СССР. Почвоведение, № 9, 1938.
Соколовский А. Н. Засоленные почвы как солепроявление на земной поверхности. Почвоведение, № 7—8, 1941.
Тетяев М. М. Геотектоника СССР, 1938.
Тетяев М. М. Основы геотектоники, 1941.
Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1938.
Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVII, 1939.
Шатский Н. С. О неокатастрофизме. Пробл. сов. геологии, № 7, 1937.
Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геологич., № 1, 1937.
Шульц С. С. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геологич., № 2, 1943.
Bikis J. Zemes garozas kustibu ietekme precizas limetnosanas darbos Baltijas juras piekraste Latvijas Universit. Riga, 1940.
Bubnoff S. Das Alter der Erde und der Gang der Erdaschichte. Naturwissenschaften, H. 29. 1935.
De Lamotte L. Note sur les relations stratigraphi etc. Bul. Soc. Géol. de France, 4, 1904.
Deperet. Ch. La classification du Quaternaire et sa Correlation avec les niveaux Préhistorique. Compte. Rendue Soc. Géol. de France 1921, № 9.
Deperet. Ch. Essai de coordination chronologique général des temps quaternaires. Compte. Rendue Acad. des Sciences Paris, 1918.
Davis W. Die erklärende Beschreibung der Landformen. 1924.
Davis W. The cycle of erosion and the summit level of the Alps. Journ. of Geology, XXXI, I, 1928.
Engeln O. Geomorphology, New-York, 1942.
Gallwitz H. Über den Nachweis von Krustenbewegungen durch Feineinwägungen und über den Bau von Festpunkten am Elbta legraben, Zeitschr. d. Deutsh. Geol. Gesel. H. 3, Bd. 91, 1939.
Gutenberg B. Changes in sea Level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. Bull. of the geological Society of America. v. 52, 1941.
Jaranoff D. Morphologie der Hinter-Balkanischen Becken. Beiträge z. vergleichenden Morphologie des Alpinen Orogens. Sofia, 1935.
Kukkaniāki T. Über zwei dem Präzisionsnivellement sich anschliessende Fragen. Veröff. Finnisch. Geodät. Institut, N° 26, 1939, Helsinki.
Penck W. Die morphologische Analyse. 1924.
Peschel O. Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, 1869.
Stille H. Grundlagen der vergleichenden tektonik. Berlin, 1924.
Stille H. Oro- und epirogenetische Bewegungen der Erdkruste u. s. w. Труды Сейсмолог. ин-та АН СССР, № 32, 1933.
Stille H. Der derzeitige tektonische Erdzustand. Sitz. Ber. d. Preuss. Ak. d. Wiss., Phys. Math. Kl., 1935.
Symposium. Walther Penck's contribution to Geomorphology. Annals of the Association of American Geographers, v. XXX, t. 4, 1940.
Tsuboi C. Deformations of the Earth's crustasdisclosed by geodetic Measurments. Ergebnisse der Kosm. Phys. Bd. IV. Leipzig, 1939.
Sauramo M. The mode of the land upheaval in Fennoscandi during Late—Quaternary time. Société Géol. de Finlande. C. R. 1939, N° 13.
Witting R. Nafsytan, Geoidytén ach landhögningen. Fennia, 39, N° 5, Helsingfors, 1918.
Woldstedt P. Das Eiszeitalter. 1929.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Часть первая

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

I. Введение 5

II. О категориях тектонических движений 10

III. Методы изучения новейших тектонических движений и некоторые результаты их применения 17
А. Количественные (инструментальные) методы изучения новейших тектонических движений 17
1. Сейсмологические методы 18
2. Астрономические методы 20
3. Геодезические методы 26
4. Гидрологические методы 35
Б. Качественные (историко-геолого-геоморфологические) методы 56
1. Орографические методы 56
2. Батиметрический метод 59
3. Геоморфологические методы 62
4. Изучение древних береговых линий 67
5. Геологические методы 95
6. Историко-археологические методы 105
7. Биогеографические методы 110
В. Комплексный метод 115

V. Графическое выражение новейших движений и проблема времени 117

IV. Районирование территории СССР с точки зрения проявления новейших тектонических движений 127

Часть вторая

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

I. Введение 132
А. Вступительные замечания 132
Б. Пути изучения новейших тектонических движений 133
1. Геологическое направление 134
2. Географо-геоморфологическое направление 136
3. Комплексное (геолого-геоморфологическое) направление 139

II. Региональное описание новейших тектонических движений 142
А. Район Скандинавско-Кольский 143
Б. Район Восточно-Европейской равнины 161
1. Подмосковная синеклиза 163
2. Поперечный перегиб Московско-Польской синеклизы (Полесский вал) . . . . . — 172

3. Украинский кристаллический докембрийский массив 176
4. Волжско-Уральское поднятие и Воронежский массив 189
5. Украинская мульда 190
6. Западно-Казахстанская синеклиза 192
В. Район Уральских гор и Предуралья 205
1. Передовой прогиб герцинской складчатой зоны 206
2. Горный Урал и Мугоджары 213
Г. Район Карпатско-Крымско-Кавказских гор 222
1. Зона передовых впадин Альпийской геосинклинальной области . . . 224
2. Зона проявления мегаантиклинальных поднятий и внутренних депрессий 238
III. Закономерности в проявлении новейших тектонических движений земной коры 263
А. Некоторые общие закономерности проявления новейших и современных тектонических движений 263
Б. Связь новейших тектонических движений со структурными элементами земной коры 276
В. Новейшая тектоника Русской платформы и прилегающих участков . . . 284
Г. О значении изучения новейшей тектоники 289

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор Издательства *С. Т. Попова* Технический редактор *Е. Н. Симкина*

РИСО АН СССР № 3417. А-03242 Издат. № 1768. Тип. заказ № 1738. Подп. к печ. 22/XI 1948 г. Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 18¹/₂+3 вклейки 26,5. Тираж 1500.

2-я типография Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

Цена 22 р. 50 к.