



---

**Оползні  
Чорноморського  
побережжя  
Україны**

МОСКВА  
«НЕДРА»  
1977



*Редактор А. Н. ЛУЖЕЦКИИ*

---

# ОПОЛЗНИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ УКРАИНЫ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ  
*Объединение «Крымморгеология»*

Оползни Черноморского побережья Украины. Ред. А. Н. Лужецкий, М., Недра, 1977. 103 с. (ИМП). Авт.: А. Н. Лужецкий, И. Ф. Ерыш, А. А. Коджаспиров, П. Н. Науменко.

Книга посвящена характеристике условий образования оползней Черноморского побережья УССР. В ней содержатся сведения о методах изучения, факторах и причинах активизации и механизмах глубоких оползневых деформаций. Приведены данные по оползням Крымского полуострова и района г. Одессы. Книга рассчитана на специалистов, занятых инженерно-геологическими исследованиями в оползневых районах. Она будет также представлять интерес для проектировщиков, ведущих проектирование разрывных сооружений в оползневых условиях. Табл. 14, ил. 29, список лит. — 35 назв.

Авторы: А. Н. Лужецкий, И. Ф. Ерыш, А. А. Коджаспиров, П. Н. Науменко.

Выпущено по заказу Института минеральных ресурсов

О 20806—303  
043(01) — 77

© Институт минеральных ресурсов (ИМП), 1977

Черноморское побережье Украины от устья Дуная на западе до Керченского пролива на востоке, протяженностью более 1500 км, имеет неопценное значение в народном хозяйстве страны в силу благоприятных природных условий, позволяющих организовать здесь отдых и оздоровление трудящихся. Особое место на Черноморском побережье занимают всемирно известные курорты Южного берега Крыма и Одессы. Придавая большое значение развитию курортного строительства, В. И. Ленин еще в 1920 г. подписал декрет о превращении Крыма во всенародную здравницу.

В настоящее время прилагается дальнейшие значительные усилия по расширению курортного строительства. Однако прибрежная территория, характеризующаяся ценными природными данными и благоприятным климатом, имеет свои особенности, заключающиеся в том, что ее освоение требует применения специальных инженерных мероприятий по борьбе с экзогенными геологическими процессами. Широко развиты здесь оползневые процессы, проявляющиеся почти повсеместно и обуславливающие геологическим строением, гидрогеологической и инженерно-геологической обстановкой.

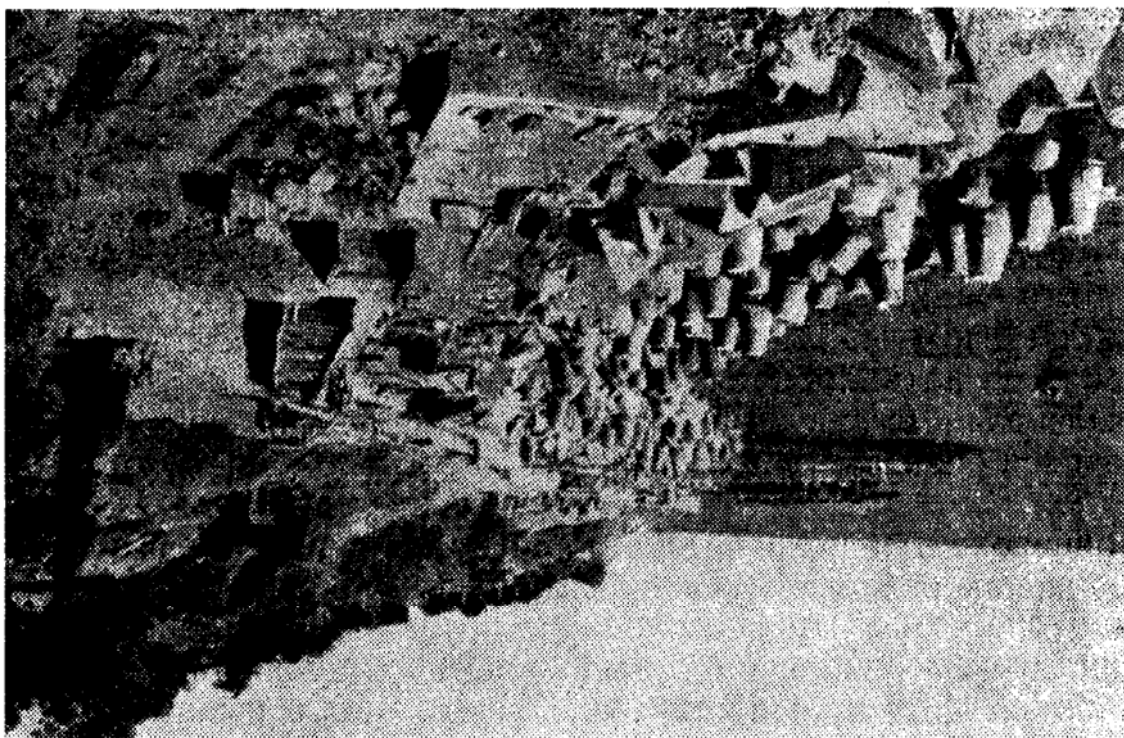
Интенсивность оползневых процессов прогрессивно возрастает вместе с освоением склонов и развитием на них строительства. В последние годы осуществлены большие мероприятия по укреплению склонов в ряде мест Одессы и Южного берега Крыма. Однако в других местах установлено дальнейшее повышение активности пин старых и возникновение новых оползней. По данным Крымской южнобережной партии Министерства геологии УССР, только в пределах Крымского полуострова количество оползней увеличилось с 386 в 1965 г. до 460 в 1972 г.

В настоящее время склоны Черноморского побережья с относительно благоприятными инженерно-геологическими условиями застроены. Дальнейшее развитие строительства связано с освоением трудных и сложных в инженерно-геологическом отношении участков, требующих специальной подготовки территории по предотвращению оползней в процессе строительства на склонах различных объектов и их дальнейшей эксплуатации. Серьезное значение приобретает проблема инженерной защиты побережья и расположенных на нем строений от дальнейшего разрушения абразией и оползнями.

Изучение оползневых явлений, их причин и следствий важно для главного образом в целях разработки обоснованных мероприятий по стабилизации склонов. В этом отношении местное население помнит положение Ф. П. Саваренского [32, стр. 8], не утратившее своего значения до настоящего времени: «Для возведения ин-

тышевском и Массандровском оползнях. Эти оползни в течение длительного времени причиняли значительный ущерб расположенным здесь сооружениям и строениям. Большие берегоукрепительные и планировочные работы ведутся на Кучук-Койском и Алупкинском оползнях. В Одессе в результате строительства первой очереди комплекса противоползневых сооружений стабилизирован участок побережья от парка им. Шевченко до устья Аркадийской балки. Интенсивными темпами идет строительство второй

Рис. 1. Строительство комплекса берегоукрепительных противоползневых сооружений в районе Гурзуфа. Фото А. С. Пераменщикова



Для реализации этих постановлений созданы специализированные проектные организации, приступившие к строительству противоползневых и берегоукрепительных сооружений на Южном берегу Крыма и в Одессе. В результате этого за период с 1967 по 1971 г. на Южном берегу Крыма построен комплекс противоползневых сооружений (рис. 1) на Чукурларском, Жел-

тых Министров СССР. В нашей стране постоянно уделяется большое внимание изучению оползней. В 1930 г. на Южном берегу Крыма была создана первая в СССР оползневая станция, положившая начало стационарным наблюдениям и систематическому изучению оползневых явлений. В последние годы на необходимость инженерной защиты территории Черноморского побережья указывалось в постановлениях Совета Министров СССР.

Важнейшим условием успешного проведения геологических исследований является наличие точных данных о геологическом строении территории. В настоящее время в ряде районов Южного берега Крыма и в Одессе ведутся геологические исследования, направленные на выявление опасных геологических условий, сколько возможно полное знание этих условий и умение оценить их с точки зрения того или иного инженерного мероприятия».

очереди противооползневых сооружений на участке от Аркадийской балки до мыса Большой Фонтан.

Темп строительства противооползневых сооружений на побережье возрастает из года в год. Начиная с 1960 г. на Южном берегу Крыма интенсивно развивается строительство шоссе и автомобильных дорог. Построена горная троллейбусная дорога Ялта — Симферополь. В сложных инженерно-геологических условиях проложена трасса шоссе иной дороги Ялта — Севастополь. При строительстве этой дороги для закрепления оползней применялись буронабивные сваи. Такими сваями закреплено 7 оползней и 14 оползневых участков общей протяженностью около 1325 м. Сваи устанавливались на глубине от 4 до 24 м. Объем искусственно укрепленных при помощи буронабивных свай оползневых накоплений на отдельных участках превышал 6—7,0 тыс. м<sup>3</sup> (рис. 2).

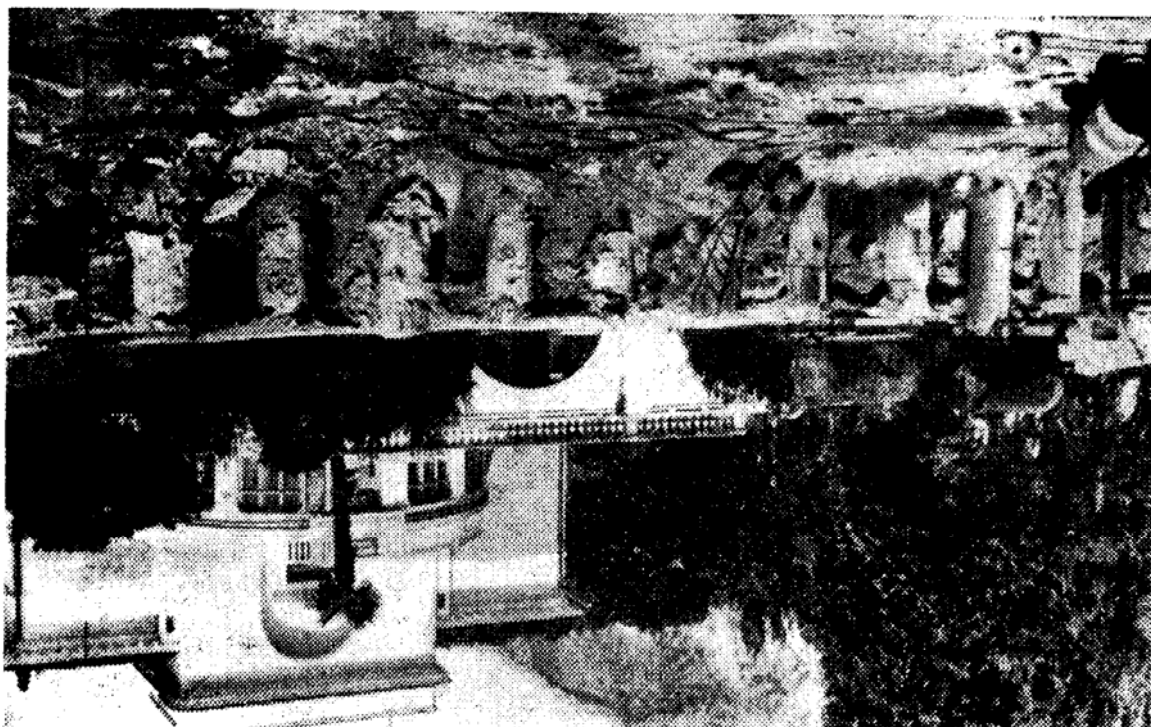


Рис. 2. Укрепление оползня Хоста-Даш на Южном берегу Крыма буронабивными сваями. Фото А. С. Пергаменикова

В последние годы значительно возросло внимание к изучению геологического строения шельфа и возможности обнаружения в шельфовой зоне полезных ископаемых. Начиная с 1952 г. в Ялтинской бухте идет интенсивная разработка донных песков, которые используются в строительных целях. Возникла исключительно важная и, как нам кажется, очень сложная проблема инженерно-геологического обоснования возможности отбора песка со дна моря и влияния добычи этого песка на устойчивость древних оползневых накоплений, залегающих ниже современного базиса эрозии (рис. 3).

Таким образом, интенсивное освоение склонов, строительство новых берегоукрепительных сооружений и добыча полезных иско-

маемых в шельфовой зоне выдвинули совершенно новые проблемы в стационарном изучении оползневых явлений, среди которых существенное значение, по нашему мнению, приобретают следующие:

1. Разработка и совершенствование методов прогнозирования оползневых склонов во времени и в пространстве, основанных на изучении общих и региональных закономерностей оползневых процессов, применении принципов геологического подобия, созданию имитационных моделей с последующим решением задач на ЭЦВМ.

2. Дальнейшее изучение взаимосвязи и взаимообусловленности природных и искусственных факторов, определяющих поведение горных пород на склонах.

3. Разработка оптимальных видов и методов стационарных наблюдений и инженерно-геологических исследований, достаточных для обоснованного проектирования противооползневых мероприятий и удволяющих эффективность станции.

4. Совершенствование методов сбора, хранения и обработки данных наблюдений и геологоразведочных работ. Инженерно-геологической информацией на основе создания информационно-поисковых систем, машинной обработки качественных и количественных признаков, характеризующих состояние оползневой массы.

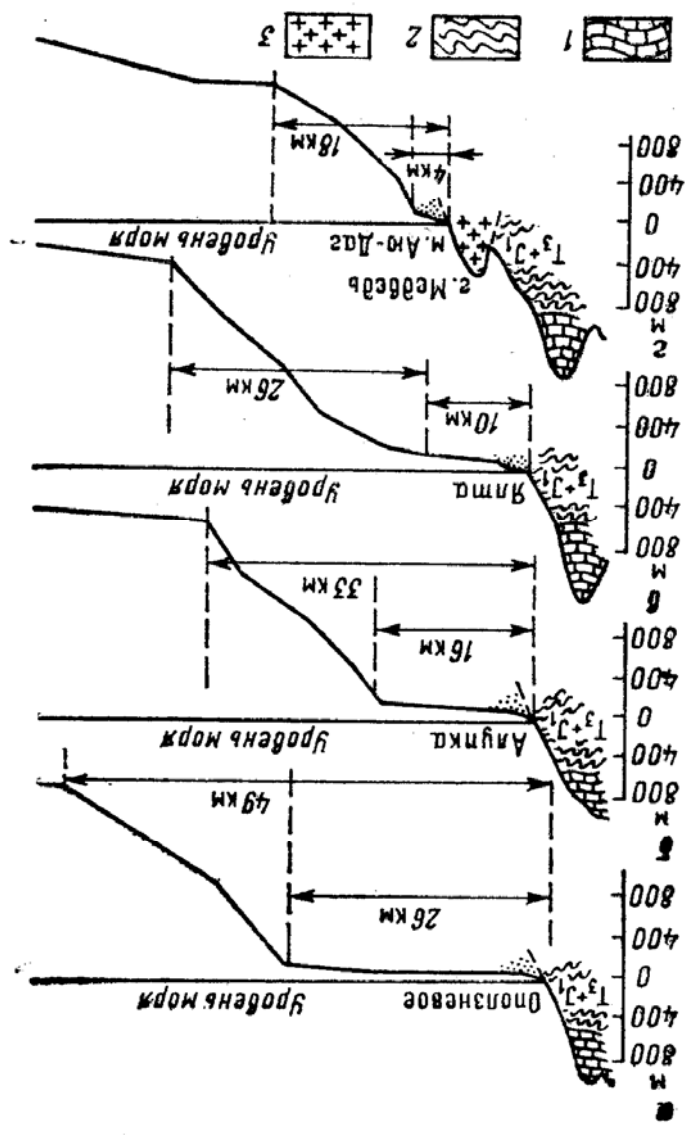


Рис. 3. Изменение конфигурации склона Южного берега Крыма и его подводного продолжения с запада на восток  
1 — известняки верхней и средней юры; 2 — сланцы таурической серни; 3 — эффузивные породы

Изучением оползневых явлений Черноморского побережья Украинской ССР. Основной задачей этих организаций является решение задач организации и исследования за состоянием склонов, влиянием природных и искусственных факторов на активизацию оползневых явлений. В их задачу входит также изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий оползневых массивов, контроль за их состоянием и своевременное предупреждение возможных оползневых явлений и их последствий.

Результаты исследований, представляемые в виде ежегодных сводных (один раз в 5 лет) отчетов, используются проектными, научными и строительными организациями для обоснования проектов строительства противоползневых и других сооружений, направленных на стабилизацию и рациональное освоение склонов, а также для прогноза развития оползневых явлений, совершенствования методов исследования.

В связи с этим из года в год увеличивается спрос на инженерно-геологическую информацию, характеризующую оползневые явления, повышаются требования к ее качеству и содержанию. Инженерно-геологические исследования и стационарные наблюдения, выполняемые на оползневых склонах, все в большей степени используются для прогноза поведения инженерных сооружений, построенных непосредственно на оползневом теле или в зоне влияния оползневых процессов. Если ранее оползнями Черноморского побережья изучались главным образом как геодинамическое явление, то сейчас ими в большей мере начинают интересоваться как объектом возможного управления геодинамическим процессом, вплоть до его стабилизации и разумного освоения территории, на которой он проявляется.

Наблюдается вполне обоснованное стремление к расширению службы стационарных инженерно-геологических исследований за оползневыми явлениями в пределах Южного берега Крыма и Одессы. Однако расширение сети стационарных наблюдений неизбежно связано с увеличением стоимости инженерно-геологических исследований. Таким образом, возникают две проблемы: с одной стороны, для освещения инженерно-геологических условий новых оползневых районов следует расширить сеть стационарных наблюдений, а с другой — необходимо стремиться к получению новой информации при минимальных затратах сил и средств. Решить эти задачи, по нашему мнению, можно путем применения



методов прогноза оползневых явлений на основе теории геологического подобия, т. е. анализа накопленного множества описаний геологических объектов (оползневых склонов), охарактеризованных совокупностями качества и количественных признаков (критериев) подобия. Последние представляются в формализованном виде геологический объект как натюрную модель (природный аналог), который может быть использован в эвристических и прогнозных целях.

Таким образом, дальнейшее изучение оползневых явлений должно основываться на перенесении результатов длительного стационарного наблюдения с одного геологического объекта (оползня) на другой. Необходимо стремиться к тому, чтобы накопленная в течение длительного периода стационарных наблюдений и исследованных инженерно-геологическая информация по таким оползневым участкам, на которых в настоящее время построены комплексы противоползневых сооружений и стационарные наблюдения прекращены, могла быть использована для прогноза оползней в других, менее изученных районах. Иными словами, дальнейшее развитие стационарных наблюдений и инженерно-геологических исследований оползневых явлений требует изыскания такого способа решения проблемы прогнозирования, при котором накопленный в течение длительного времени большой фактический материал, содержащий результаты многолетних стационарных наблюдений, полученных на одном оползневом участке, мог бы быть использован при изучении других оползней, геологическое строение, геометрические параметры системы, а также характер воздействия внешних и внутренних факторов которых являются аналогичными.

Сказанное можно рассматривать как предпосылку к обоснованию возможности применения метода натюрных моделей к прогнозу оползневых явлений. Другой предпосылкой или вернее благоприятным условием применения метода геологического подобия является интенсивное развитие вычислительной техники, позволявшее ставить и решать принципиально новые задачи для вычисления «меры подобия» геологических объектов, которая характеризуется сложными зависимостями, большими размерностями и наличием ряда неопределенных факторов.

Основные закономерности оползневых процессов изложены в работе Е. П. Емельяновой [8, 9]. Геологическое подбие и возможность его применения для прогноза геологических процессов освещены в работе Л. Б. Розовского [31]. Эти работы, появившиеся в нашей литературе в последние годы, являются основой для практического использования и дальнейшего развития методов прогнозирования оползневых процессов. Эффективному применению изложенных в этих работах принципов прогнозирования, как нам кажется, будет способствовать переход на современные методы сбора, хранения и обработки инженерно-геологической информации.

## 1. РЕЛЬЕФ, МОРФОЛОГИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОПОЛЗНЕЙ

Оползни Южного берега Крыма генетически связаны с особенностями рельефа, геологическим строением и метеорологическими условиями района. Очень часто незначительные изменения рельефа, отклонение от обычных метеорологических условий в сочетании с другими факторами служат причиной нарушения устойчивости склонов и возникновения оползневых явлений.

В термин «оползень» нередко вкладывают различные понятия. Некоторые авторы понимают под этим часть земной поверхности или склона, имеющую определенную разницу в высоте и способную смешаться вниз под действием силы тяжести. Другие под термином «оползень» понимают только процесс или явление перемещения горных пород вниз по склону. В связи с этим в одной и той же работе можно встретить такие понятия, как «оползень произошедший» и «оползень расположенный», которые одновременно характеризуют оползень как явление в пространстве и как форму пространства. Для горных пород, претерпевших изменения в результате оползневых явлений, предлагалось несколько названий. Чаще всего применялся термин «дэляпсий» от латинского слова *delapsi* — соскальзывать. Введение латинского термина в данном случае вряд ли целесообразно, так как им не обозначается какое-либо новое понятие, как это было, например, при введении А. П. Павловым [29] термина *делювий*, а именуется старое, давно известное явление, которое на русском языке называется оползением. Это название очень удачно охватывает все явления в целом и в то же время дает возможность выделить в нем как собственное понятие оползания, так и оползневые образования в смысле отложения и формы.

Оползнями называют движение масс по склону под действием сил тяжести, связанное во многих случаях с деятельностью поверхностных и подземных вод.

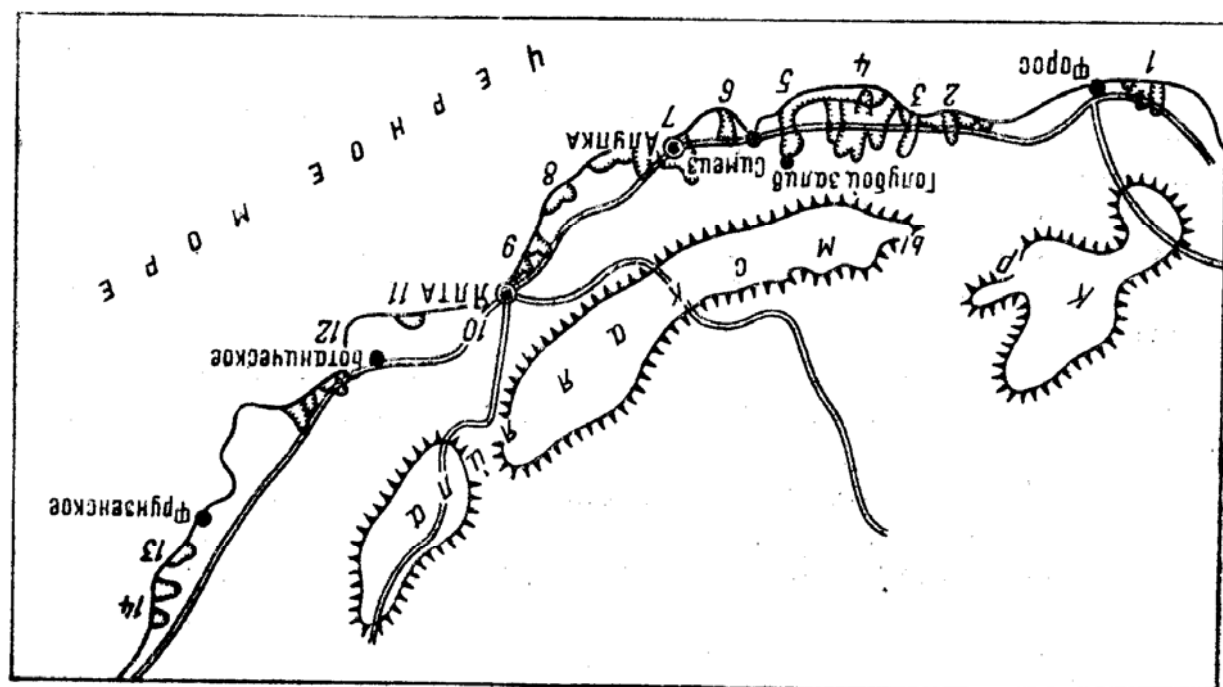
Ф. П. Саваренский [32] характеризует оползень как один из видов *дэнуляции*, ведущей к обнажению пород по склону и сменению продуктов *дэнуляции* в пониженные места, т. е. в конечном счете к пенепленизации страны. Зарубежные исследователи под оползнем понимают движение вниз и наружу матерала, образующего естественный склон, искусственный откос или их комбинацию.

Согласно определению Ф. П. Саваренского и Н. Ф. Поррето-ва, под оползнем понимается геологическое явление, связанное с движением горных пород по склону в результате особенностей

Характерной особенностью рельефа, наложившей отпечаток на формирование оползневых явлений Южного берега Крыма, является

Характерной особенностью рельефа, наложившей отпечаток на формирование оползневых явлений Южного берега Крыма, является

Характерной особенностью рельефа, наложившей отпечаток на формирование оползневых явлений Южного берега Крыма

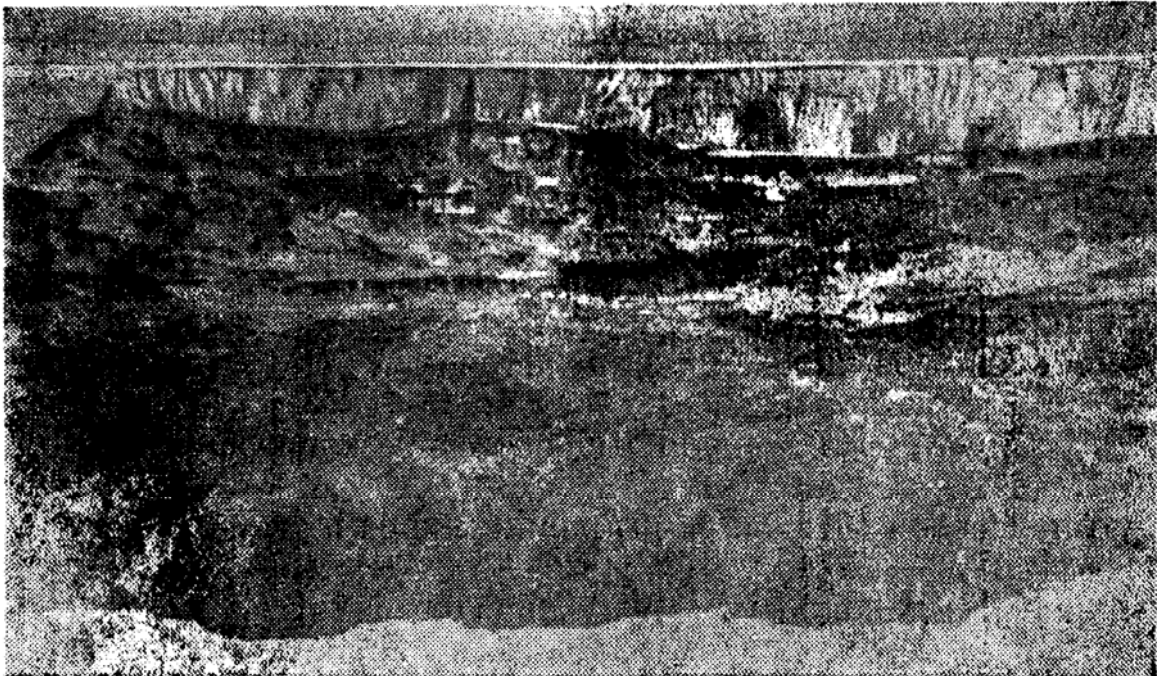


геологического строения под воздействием силы тяжести, приподносятся горные породы, образовавшиеся в результате оползневых процессов независимо от их первоначального генезиса. Территория Южного берега Крыма входит в состав Ялтинско-го района Крымской области УССР и занимает площадь около 400 км<sup>2</sup>. С севера она ограничена Главной грядой Крымских гор, с юга — берегом Черного моря, с востока — г. Алуштой и Ангарским перевалом, с запада — выступающим в море мысом Айя. Части склонов, подверженные оползневым явлениям, имеют большие размеры. Длина их в некоторых случаях достигает 3,5 км, а ширина 1,5—2,0 км. На фоне больших оползневых тел, сложенных из оползневых накоплениями, имеются локальные участки, характеризующиеся интенсивными проявлениями, наиболее крупные из них (рис. 4): Тессельский, Меласский, Чернобугорский,

От подножий уступов, характеризующихся абсолютными отметками 320—480 м, в направлении моря на сравнительно корот-

(рис. 5).  
Уступами Главной гряды, сложеными верхнеюрскими породами оконтурена высокая часть склона, до нескольких сотен метров, обрывистыми суши, вытянутую вдоль Главной гряды. Верхняя часть склона Южный склон занимает неширокую (от 2 до 12 км) полосу, большинство из которых имеет обшесозное значение. На этой территории расположены главнейшие курорты Крыма, зашишающих его от влияния холодных северных вет- масивов, зашишающих его от влияния холодных северных вет- мягким средиземноморским климатом в силу наличия горных Южный берег Крыма, который отличается

Рис. 5. Главная гряда и южнобережный склон в районе оползня Кучук-Кой. Фото А. С. Пераменшикова



яется наличие Главной гряды Крымских гор с ее высоким ска- листым обрывом в южной части и сравнительно плоской поверх- ностью вершин, создающей благоприятные предпосылки для ак- кумуляции и инфильтрации поверхностных вод. Последние, про- никая в толщу юрских известняков, слагающих плато Яйлы, об- разуют водоносные горизонты, дренирующиеся в виде многочислен- ных источников, расположенных вдоль южнобережного склона. Главная гряда вытянута параллельно береговой линии и воз- вышается в виде различных орографических форм, охватываю- щих с востока на запад массивы: Чатыр-Дар, Бабуган, Демерд- жи, Никитскую, Ялтинскую и Ай-Петринскую Яйлы, а также юж- ную половину Байдарской котловины. Центральная, наиболее возвышенная часть Главной гряды, характеризуются абсолютны- ми отметками 1200—1500 м (наибольшие вершины Роман-Койш — 1543 и Чатыр-Дар — 1525 м). У подножия Главной гряды узкой

редко достигают береговой линии и выступают над морем в виде смешенные по склону от подножий Главной гряды, которые не-  
 3. Глыбовые массивы и изолированные скалы известняков, става пород и т. д.

и продуктов их разрушения; неоднородность литологического со-  
 нение карстовыми водами, поступающими из ялинских массивов  
 с которыми связаны оползневые явления; периодическое увлаж-  
 вание субширотных антиклинальных и синклинальных профилей,  
 гические и гидрогеологические условия. К ним относятся: чередо-  
 формы получили широкое развитие, чему способствовали геоло-  
 оползневых срыва и др. В западной части склона оползневые  
 пресии пиркообразной формы со ступенчатым профилем, склоны  
 2. Собственно оползневые — оползни-потоки, оползневые де-  
 образующие ступени.

1. Обвално-осыпные — конусы осыпей и глыбовые навалы («хаосы») у подножий склонов и осевшие массивы известняков,  
 нетические разновидности:

гравитационные формы, которые можно сгруппировать в три ге-  
 ной сети 2,5—4,3 км на 1 км<sup>2</sup>), большую роль в рельефе играют  
 чительным эрозийным расчленением (густота долинно-балоч-  
 постепенно сужаясь, выклинивается к мысу Айя, наряду со зна-  
 К западу от Алушты, где склон имеет ширину всего 4—5 км и,  
 форм.

на южном склоне повсеместно при разных соотношениях этих  
 Эрозийные и гравитационные формы рельефа проявляются  
 время.

ландшафт, формирование которого продолжается в настоящее  
 деляют его чрезвычайным своеобразным эрозийно-оползневой  
 склоне эрозийных и гравитационных процессов, которые и опре-  
 тоническая обстановка благоприятствовала развитию на южном  
 указывали А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов [2]. Такая тек-  
 локации в зоне континентального склона, на которые еще ранее  
 ванню шириной (до 30 км) материковой отмели, и сбросовые дис-  
 той — опускания в области Черного моря, приведшие к образо-  
 сводовые дифференцированные поднятия Главной гряды, с дру-  
 современного рельефа. С одной стороны, на него оказали влияние  
 ного знака, что создало определенные условия для формирования  
 испытывающих новейшие тектонические движения противополож-

Южный склон расположен на границе структурных областей,  
 нория и Судакско-Карадагской складчатой системы.  
 рия и только в восточной части отвечает зоне Судакского синкли-  
 в границах антиклинальных поднятий зоны ядра метантиклинно-  
 юры. В структурном отношении район в основном располагается  
 нистым флишем, известняками, эффузивами и конгломератами  
 тыми породами таврической серии, а в восточной — песчано-гли-  
 центральной частью района исследования сложены песчано-глинис-  
 чительными уклонами поверхностями. Южный склон в западной и  
 ком расстоянии идет стремительное понижение рельефа со зна-

Южнобережный склон характеризуется сложным рельефом, образование которого связано с особенностями геологического строения, новейшими тектоническими движениями и интенсивно развитыми оползневыми явлениями и эрозийными процессами. Значительная крутизна склона, сложного легко подступающим выветриванию сланцево-песчанниковыми породами, наличие моря как основного базиса денудации создают благоприятные предпосылки для развития физико-геологических явлений, из которых

Рис. 6. Массандровские отложения в районе мыса Ай-Топор. Фото А. С. Пеганеншикова



Рис. 7. Эрозионные процессы на Черный Бугор. Фото А. С. Пеганеншикова

самой разнообразной и причудливой формы скальных выступов, как, например, у мыса Ай-Топор, в районе Алушки, Симеиза и др. К формам смешанного, гравитационно-флювиогляциального происхождения можно отнести характерные для западной части южного склона древние конусы выноса, сложные шибенчатые обречиваемым материком. Этот материк распространен на современных водоразделах, выполняющих первичные неровности в рельефе, по которым устремлялись древние грязекаменные потоки. Подробное описание этих форм дано М. В. Муратовым [24], выделяющим слетающие их обречиваемые отложения в массандровскую свиту, а также Г. А. Лычагиным [23], М. В. Чурин-новым [35] и др. (рис. 6).

Рёки Южного берега Крыма принадлежат бассейну Черного моря, немногочисленны и представляют собой короткие крутопадающие водотоки с небольшими площадями водосборов. Наиболее крупные из них: Учансу, Дерикойка, Улу-Узень и Демарджи. Это

состоящие из известняков или эффузивных пород. линия изрезана слабо, только местами в море выдаются мысы, шириной 6—8 м, сложенного валунами с галечниками. Береговая зона до 60 м. У основания откоса имеется узкая полоса пляжа откос в большинстве случаев крутой, местами вертикальный, выходящая в море. Наиболее динамичной является прибрежная зона. Береговой каннический массив Кара-Дар.

На Южном берегу Крыма развит также рельеф, обусловленный вулканической деятельностью. В западной части расположен ряд куполовидных лакколитов: Аю-Дар, Чомна-Бурун, Урага, Кагель, мыс Плякка, скала Ифигения и др., на востоке — вулканические породы.

Значительная вертикальная расчлененность территории и большие углы наклона поверхности способствуют тому, что в западной части района проявление оползневых процессов происходит интенсивнее, чем в восточной. Верхняя часть склона имеет отметки более 400 м и отличается сравнительно спокойным рельефом, так как эрозия здесь развита слабо. Нижняя часть склона характеризуется рельефом с глубокими эрозийными впадинами и террасовидными участками, образовавшимися в результате оползневых смещений. Оползневые формы рельефа приурочены к депрессионным котловинам в отложенных таврической серии, заполненным оползневыми накоплениями, борта которых представляют собой надползневые откосы, сложенные более плотными породами.

Территория	Ширина склона, км	Степень расчлененности поверхности		Преобладающие углы наклона склона, градус	
		вертикальная, м	горизонтальная, км на 1 км <sup>2</sup>	нижней части	верхней части
Мыс Айя — г. Алушка	1,5—4,0	100—400	3,4—4,0	12—20	16—30
г. Алушка — пос. Рыбачий	4,0—8,0	100—1200	3,0—5,0	8—30	16—40
Пос. Рыбачий — г. Сулак	8—12	50—400	4,0—5,0	2—8	12—20

Степень расчлененности и углы наклона поверхности

Т а б л и ц а 1

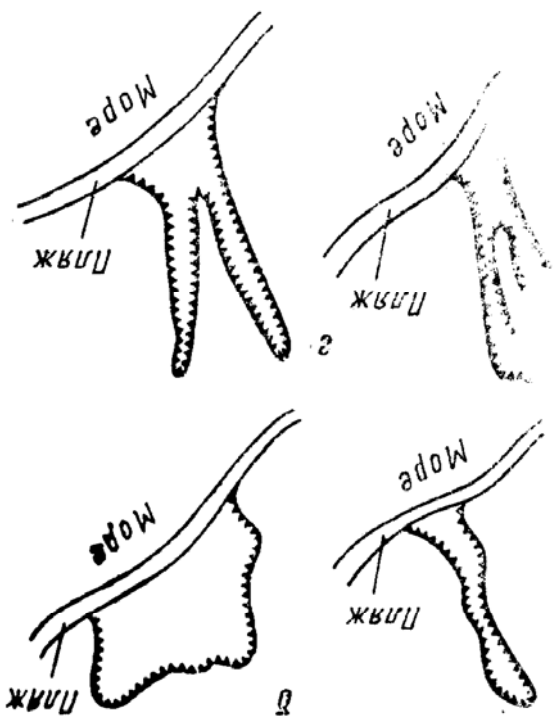
наибольшее распространение получили оползневые и эрозийные (рис. 7). Расчлененность южнобережного склона неравномерная. Вертикальная расчлененность увеличивается с востока на запад (табл. 1), горизонтальная в этом направлении уменьшается.

Для центрального района характерно наличие древних в значительной мере эродированных оползней. Абразионные процессы здесь замедлены благодаря присутствию реликтовых образований, сложенных известняками юры.

На территории Южного берега Крыма выделяются следующие геоморфологические районы: во-сточный — от Кара-Дата до горы Кастель; цент-ральный — от горы Ка-ральный — от горы Ка-ральный до мыса Аю-Даг и западный — от горы Аю-Даг до мыса Ласпи. Во-сточный район делится на три подрайона: 1) от Ка-ра-Дата до р. Ворон, где расположены Большая Меганомский и Карада-ский оползни; 2) от р. Во-рон до Алушты, где начи-тывается более 60 актив-ных оползней, для которо-го характерно наличие

высоких абразионных уступов, крутых оврагов, склоны последних также подвержены оползневым процессам; 3) от Алушты до горы Кастель, который отличается наличием древних дельт.

Рис. 8. Характерные типы оползней в плане  
а — линейные; б — фронтальные; в — 2 — е развешенной вершиной



На территории Южного берега Крыма выделяются следующие геоморфологические районы: во-сточный — от Кара-Дата до горы Кастель; цент-ральный — от горы Ка-ральный — от горы Ка-ральный до мыса Аю-Даг и западный — от горы Аю-Даг до мыса Ласпи. Во-сточный район делится на три подрайона: 1) от Ка-ра-Дата до р. Ворон, где расположены Большая Меганомский и Карада-ский оползни; 2) от р. Во-рон до Алушты, где начи-тывается более 60 актив-ных оползней, для которо-го характерно наличие

высоких абразионных уступов, крутых оврагов, склоны последних также подвержены оползневым процессам; 3) от Алушты до горы Кастель, который отличается наличием древних дельт.

По температурному режиму реки Южного берега Крыма относятся к четвертому типу, для которого характерна более высокая по сравнению с воздухом температура воды в холодное и более низкая в теплое время года. Воды рек Южного берега Крыма преимущественно гидрокарбонатного состава с невысокой мине-рализацией (200—500 мг/л).

Вопросами геоморфологического районирования Южного бе-рега Крыма занимались: В. Ф. Дробынин (1922, 1928, 1948); А. П. Нифонтов (1940); Н. Е. Худяев (1934); И. Б. Корженевский (1960); А. Н. Олиферов (1965) и др.

Типичные горные реки, быстро наполняющиеся во время дождей и почти пересыхающие в засушливые годы. Среднегодовой расход рек находится в пределах 0,24—0,54 м<sup>3</sup>/с. Основным источником их питания служат подземные и дождевые воды. По признаку питания И. Г. Глухов все реки Южного берега Крыма относит ко второму классу смешанного питания, при котором подземный сток составляет 25—75% общего.



Западный район характеризуется наличием крупных обваль-но-гравитационных и оползневых форм, где наряду с крупными блоковыми оползнями встречаются детрузивные и глетчерные (Западно-Тессельский и др.).

Морфология оползней находится в прямой зависимости от геологического строения склона, его крутизны и удаленности от берега от берега. По форме расположения в плане можно выделить оползни линейного и фронтального типов. Оползни линейного типа обладают значительной протяженностью вдоль склона и характеризуются соотношением длины оползня к его ширине в пределах 1—10, оползни фронтального типа отличаются соотношением длины к ширине 0,3—1. Среди оползней линейного типа встречаются укороченные (Кучук-Койский, Алукинский и Мара-раский), имеющие соотношение длины к ширине 2,5, а также с раздвоенной вершиной (Дломинский, Тессельский и Мара-раский) (рис. 8).

В табл. 2 приведены количественные характеристики главнейших оползней Южного берега Крыма, на основании которых не-трудно установить особенности их пространственного расположе-

Таблица 2

Типы и основные количественные характеристики главнейших оползней Южного берега Крыма

Тип оползня	Наименование оползня	Размеры оползня в плане		Заложение склона	Средний угол склона	Отношение длины оползня к его ширине
		длина, м	ширина, м			
Линейный	Тессельский	1200	70—350	0—270	0,225	12°40'
	Меласский	1200	150—450	0—370	0,308	17°10'
	Черный Бугор	1500	100—150	0—540	0,360	19°50'
	Кучук-Койский	2500	1500	0—500	0,200	11°20'
	Кикинезский	2500	300	0—440	0,176	10°00'
	Дломинский	2400	500	0—500	0,208	11°40'
	Алукинский	2500	1200	0—650	0,262	14°40'
	Чукчарский	460	180	0—120	0,395	23°10'
	Марапчский	1150	900	0—250	0,216	12°10'
	Фронтальный	Массандровская	1150	900	0—250	0,216
Слобода		260	700	0—55	0,218	12°20'
Карасанский		1100	1500	0—260	0,260	14°40'
Карабахский		500	680	0—120	0,240	13°30'
Аи-Данильский		1150	1500	0—223	0,194	11°00'
Тессельский		1200	70—350	0—270	0,225	12°40'
Меласский		1200	150—450	0—370	0,308	17°10'
Черный Бугор		1500	100—150	0—540	0,360	19°50'
Кучук-Койский		2500	1500	0—500	0,200	11°20'
Кикинезский		2500	300	0—440	0,176	10°00'
Дломинский	2400	500	0—500	0,208	11°40'	
Алукинский	2500	1200	0—650	0,262	14°40'	
Чукчарский	460	180	0—120	0,395	23°10'	
Марапчский	1150	900	0—250	0,216	12°10'	
Массандровская	1150	900	0—250	0,216	12°10'	
Слобода	260	700	0—55	0,218	12°20'	
Карасанский	1100	1500	0—260	0,260	14°40'	
Карабахский	500	680	0—120	0,240	13°30'	
Аи-Данильский	1150	1500	0—223	0,194	11°00'	

ния, заключающиеся в том, что оползни линейного типа сосредото-чены в западной части района — от мыса Ай-Тодора, а оползни фронтального — в восточной. Развитие оползней линей-ного типа в западной части района обусловлено: 1) более интен-сивной вертикальной и горизонтальной расчлененностью рельефа; 2) близким расположением к морю Главной гряды Крымских гор;

В первом случае мы имеем движение одного относительно массы.

2) когда движение оползневых накоплений осуществляется путем ности без взаимного перемещения составляющих ее части и лишает два их вида: 1) когда масса движется по какой-то поверх- По характеру оползневых смещений А. П. Нифантов [27] раз-

о мощности и характере смещения оползающих пород. тоичными породами, что приводит к ошибочным представлениям да позволяют определить контакт между сместившимся и ус- результаты буровых геологоразведочных работ, которые не все- представляения по этому вопросу основываются исключительно на дительными данными о деформации пород на глубине, а все наши скую важность этого вопроса, мы до сих пор не располагаем убе- Необходимо отметить, что несмотря на большую практиче- сти пород.

ти скольжения лежит в основе определения степени устойчиво- ет большое практическое значение, так как положение поверхности личины и направления деформаций по глубине. Этот вопрос име- быющую специализацию наблюдений за характером изменения ве- оползневое тела, представляет собой очень сложную задачу, тре- Определение поверхности, по которой происходит смещение ет большее значение.

гельность моря для оползней, имеющих фронтальную форму, име- событийных активизации подвижек на склоне, абразивная дея- можно с некоторым допущением считать, что из факторов, спо- оползневых пород, расположенных от языка до головы оползня, тельность моря оказывает действие на устойчивость всей массы длины и ширины оползней предположить, что абразивная дея- 10,0. Следовательно, если на основе приведенных соотношений 0,37—0,76, линейного — в 4,3—27 раз больше и составляет 1,6— на характеризуются отношением длины к ширине в пределах В условиях Южного берега Крыма оползни фронтального ти- зонной деятельности моря.

склона. Динамика таких оползней существенно зависит от абра- на характеризуются развитием деформаций в прибрежной части при относительно стабильной средней. Оползни фронтального ти- формаций, сосредоточенных в нижней и верхней частях склона оползней, имеющих линейную форму, показательно развитие де- ши характерные для каждого типа причины активизации. Для отмеченных особенностей различным по форме оползням прису- и прислонены вершиной к приподнятым участкам пород. В силу своей серии, тогда как фронтальные вытянуты вдоль берега моря прессионные впадины в рельефе выветрелой зоны пород тавриче- ни линейного типа выполняют преимущественно V-образные де- Касаясь морфологии оползней в профиле, отметим, что ополз-

вод; 4) более крутыми углами наклона поверхности склона. 3) благоприятными условиями разгрузки трещинно-карстовых

Современные активные оползневые участки приурочены к обнажениям на склонах алевритово-песчанниковых пород. Наиболее динамичные оползни расположены в западной части Южного берега Крыма. Повторяемость крупных смещений этих оползней во времени в 2—3 раза чаще, чем в восточной части района. При изучении периодичности проявления оползней всего района исследования и отдельных его участков отмечается неравномерность развития оползневых процессов во времени. Повторяемость крупных оползневых смещений в одних случаях составляет 40 лет (Кучук-Койский оползень 1876 и 1916 гг.); в других катастрофические подвижки наблюдались через 6 лет (Доломитский опол-

О динамике оползневых масс во времени можно судить по стационарным наблюдениям, начиная с момента их организации, т. е. с 1930 г., а также по имеющимся далеко не полным сведениям об оползневых проявлениях, отмеченных на некоторых оползневых участках в прошлом.

## 2. ДИНАМИКА ОПОЛЗНЕЙ

В динамике оползневых масс во времени можно судить по стационарным наблюдениям, начиная с момента их организации, т. е. с 1930 г., а также по имеющимся далеко не полным сведениям об оползневых проявлениях, отмеченных на некоторых оползневых участках в прошлом.

Однако проанализировав материалы исследований, проведенных в последние годы в Крыму, можно сделать вывод, что динамика оползневых масс во времени имеет определенную закономерность. В частности, можно отметить, что в последние годы наблюдается увеличение числа оползневых масс, а также увеличение их размеров. Это связано с тем, что в последние годы наблюдается увеличение числа осадков, а также увеличение их интенсивности. Кроме того, в последние годы наблюдается увеличение числа оползневых масс, а также увеличение их размеров. Это связано с тем, что в последние годы наблюдается увеличение числа осадков, а также увеличение их интенсивности.

В динамике оползневых масс во времени можно судить по стационарным наблюдениям, начиная с момента их организации, т. е. с 1930 г., а также по имеющимся далеко не полным сведениям об оползневых проявлениях, отмеченных на некоторых оползневых участках в прошлом.

Второй вид аналогичной твердого тела по поверхности другого. Движение вязкой жидкости, оно свойственно пластическим массам. Согласно представлениям А. П. Нифантова, в условиях Южного берега Крыма преимущественное развитие имеет первый вид оползневых движений, т. е. скользящее движение массы по роды по какой-либо поверхности, тогда как пластическое движение имеет подчиненный характер.

зень, 1924 и 1930 гг.). В отдельных случаях интенсивные оползень-вые смещения могут повторяться через 2 года, как это имело место на оползне Черный Бугор в 1954 и 1956 гг. Динамика других оползней проявляется в виде медленных, происходящих неравномерно во времени, небольших смещений оползневых накоплений. Неравномерность проявления оползневых явлений зависит от ряда факторов и обуславливается неравномерностью процессов, вызывающих нарушение устойчивости пород, слагающих склон. В целях определения рациональных методов изучения оползневых явлений Н. В. Коломенский [14] в динамике оползневых процессов различает три стадии: подготовительную, смещения земляных масс и последующих превращений. Каждой стадии оползневых процессов присущи характерные особенности, от которых зависят методы исследования явления, оценка инженерно-геологических условий и назначение рациональных противооползневых мероприятий.

В зависимости от обстановки геологического процесса продолжительность стадии preparительной подготовки, по Е. П. Емельяновой, может изменяться от 40 лет и более. В этот период происходит накопление суммы условий и свойств, ведущих к нарушению устойчивости пород склона. Для этой стадии важно определение внешних признаков, предшествующих крупным смещениям. Чаще всего внешние признаки проявляются в виде трещин, расползающихся в верхней части склона и ориентированных параллельно склону. Чем продолжительнее промежуток времени между проявлением внешних признаков и моментом наступления самого смещения земляных масс, тем более интенсивного проявления оползня следует ожидать [32].

Стадия смещения земляных масс на склоне для различных оползней проявляется по-разному. В одних случаях это смещение больших объемов горных пород в течение короткого промежутка времени, в других — медленное, происходящее с небольшими ин-тервалами более стабильного периода, движение вниз по склону оползневых накоплений. Некоторые представляющие о скоростях смещения горных пород дают материалы, приведенные в табл. 3. Согласно приведенным данным, интенсивность подвижки склона и масштабы горизонтальных смещений убывают с запада на вос-ток.

Стадия последующих превращений характеризуется значительным изменением оползневых пород. Если смещение пород произошло в виде блока, то в первый период времени смещения блок выполняется роль контрфорса, удерживающего склон от дальнейшего оползня. В зависимости от того, как быстро будут разрушаться и размываться породы, слагающие блок, найдется продолжительность последующего периода preparительной подготовки. Оползневые породы Южного берега Крыма после оползневых процессов в течение небольшого промежутка времени сох-раняют такие же свойства, которые они имели до оползня. Бо-

К факторам оползневых процессов Е. П. Емельянова [8, 9] относит любое обстоятельство, влияющее на устойчивость склонов и способствующее возникновению или повторному смещению оползня. Роль каждого фактора в оползневом процессе можно оценить количественно путем определения его влияния на коэффициент устойчивости склона. Для объективной количественной оценки относительной роли отдельных факторов еще в 1961 г. Е. П. Емельяновой предложено два метода:

1) аналитический метод — определение влияния фактора на величину коэффициента устойчивости в его абсолютном и относительном выражении;

2) синтетический, или статистический метод — выявление связи

### 3. ФАКТОРЫ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

во времени.

лесь рыхлый материал легко размывается и сносятся морем, а крупнообломочный концентрируется в прибрежной полосе. Обозвание новых оползней дает хороший материал для поверхностно-дальнейшее развитие процесса смыва горных пород, интенсификация которого возрастает после каждой очередной подвижки, стоимость которой для образования новых оползней. Здесь мы имеем дело с непрерывными взаимно обусловленными процессами, когда в результате количественных изменений, связанных с изменением массы пород, и последовательного накопления сдвигающих усилий наблюдается скачкообразный переход количества в качество, приводящий к изменению формы и конфигурации склона. Поэтому при изучении оползневых явлений в зависимости от стадииного оползневом процессе целесообразно определить величину и скорость накопления количественных факторов

Наименование оползня	Интенсивность подвижки, м/год	Максимальное горизонтальное смещение, м/год	Год смещения
Черный Бурор	0,42 (верхняя часть)	235	1923
Кучук-Койский	0,12—9,32	10	1925
Алукинский	0,8—3,9	49,2	1969
Золотой пляж	0,05—49,2	130	1912
Доломийский	0,01—1,28	15	1931
Чукчарский	0,05—0,48		
Масандровская	Скло-		
бодка	0,17—1,2		
Аи-Данильский	0,02—1,10		

Интенсивность подвижки некоторых оползней

Абразивная деятельность моря несомненно оказывает большое воздействие на динамику оползневых процессов как фактор, изменяющий конфигурацию и нарушающий условия равновесия оползневых масс. Однако нельзя не учитывать и такие факторы, как деятельность подземных и поверхностных вод, особенности геологического строения и литологического состава пород и т. д., которые в отдельных случаях могут иметь решающее значение.

Если исследователи 20—30-х годов видели «главную» причину активизации оползневых явлений в деятельности подземных вод, то в настоящее время предпочтение отдают в основном абразивной деятельности моря, выдвигая фактор размыва пород в языке оползня в качестве «главной» причины активизации оползней Южного берега Крыма. Такого мнения придерживаются сотрудники Крымской оползневой станции. Так, например, И. Б. Корженевский [19] объясняет динамику оползневых склонов в основном за счет интенсивной абразивной деятельности моря и видит в этом главную причину оползневых проявлений. В связи с этим большое внимание он уделяет строительству берегоукрепительных сооружений.

Анализ этого вопроса показал, что большая группа исследователей, изучавших оползни Южного берега Крыма, видела «главную» причину активизации оползней в деятельности подземных вод, уходящих в нижнегорно-геологические свойства пород. В связи с этим большинство противооползневых сооружений, построенных в 1906—1908, 1913, 1924—1935 гг. на Кучук-Койском, Кикинезском, Алукинском, Чукурларском и Матарачском оползнях, представлял собой дренажные галереи, штольни и траншеи, проделанные в целях устранения вредного влияния подземных вод.

Вопрос о роли факторов в оползневом процессе имеет большое практическое значение при проектировании противооползневых мероприятий. Академик Ф. П. Саваренский указывал [32], что оползневой процесс подготавливается постоянно. Идет накопление суммы условий и факторов, пока какой-нибудь малозаметный повод не нарушит равновесие пород на склоне. Для объяснения оползневых процессов нередко стараются искать «главную» причину, часто смешивая повод с причиной. Об этом неоднократно и вполне справедливо указывает Е. П. Емельянова [8], которая считает главной задачей оценки качественных различий и количественных значений роли каждого фактора в возникновении и повторных подвижках оползней.

Синтетический метод нашел широкое применение в работе Крымской оползневой станции. Аналитический метод применяется реже. Он был применен М. К. Раевой [30] для количественной оценки влияния подземных вод на устойчивость Алукинско-го оползня.

Это именно тот ошибочный метод подхода к изучению оползней, о котором в свое время говорил Ф. П. Саваренский.

Динамика оползневых процессов проявляется неравномерно во времени в связи с тем, что все отмеченные процессы в различных случаях протекают не с одинаковой скоростью. Кроме того, на одних оползневых участках преобладают процессы, изменяющие внешнюю форму и высоту склона, на других — процессы, ведущие к изменению строения и физико-технических свойств, слагающих склон пород, на третьих — важную роль играет дополнительное давление в головной части оползня на порогах, слагающие склон, и, наконец, в придонной обстановке имеет место сочтание и одновременное действие всех трех указанных выше процессов, в связи с чем становится очевидным сложность познания сущности явления и трудность правильного выбора рациональных противооползневых мероприятий.

Правильная оценка влияния факторов на активизацию оползневых смещений может быть получена при анализе совмещенных графиков, на которых за длительный период времени показаны изменение количества выпавших осадков, режим источников, дренирующих подземные воды на оползневом склоне, смена горных пород морем и динамика оползневых накоплений. Такого рода графики составляются Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партией для главнейших оползней Южного берега Крыма. Необходимость построения графиков очевидна, так как они позволяют обоснованно решать вопрос о рациональном выборе мероприятий по борьбе с оползневыми явлениями в каждом конкретном случае.

Сеismicность района оценивается в 8 баллов. Учет влияния этого фактора изучен слабо, хотя сведения о методах изучения сейсмических толчков и их связи с динамикой процесса содержатся в работах Н. В. Коломенского [15], Е. П. Емельяновой [9] и др. Наиболее активные сейсмические проявления наблюдались в период с сентября 1927 по сентябрь 1929 г., когда было зафиксировано 574 толчка, постепенно снижающихся по силе и частоте проявления. Эпицентры крымских землетрясений располагаются в пределах Черного моря к юго-востоку от г. Ялты между ду 33°9' и 34°6' в. д. По имеющимся данным, крупные землетрясения силой в 6—7 баллов в 1903 г. и 7 баллов в 1927 г. вызвали многочисленные обвалы скал и подпорных стен. В результате землетрясений 1927 г. в горных породах появились многочисленные трещины и в некоторых местах изменились условия циркуляции подземных вод.

По материалам Крымской гидрогеологической и инженерно-геологической партии (1971), которая производила наблюдения за состоянием речев на пяти активных оползнях сразу же после того, как 1 февраля 1964 г. Ялтинская сейсмическая станция АН СССР зарегистрировала два следующих один за другим толчка силой по 4 балла каждый, прямой связи активизации ополз-

Оползень имеет волнатый профиль и прорезан многочисленными оврагами, образующими две балочные системы. В основании оползневых накоплений и на водораздельных участках залегают породы таврической серии, прорезанные многочисленными мелкими и крупными матматических пород, более устойчивых к оползневым явлениям и процессам денудации. Оползень средней юры прослеживаются в виде двух полос, сложенных сланцами, песчаниками и изверженными породами, общая мощность которых составляет 500—600 м. Верхняя юра сложена породами лигуланско-го, кимбриджского и титонского ярусов, залегающих несогласно на средней юре. Четвертичные отложения представляются делювиальными шестистых пород. Широкое распространение получили глыбо-

Наименование оползня	Длина, м	Ширина, м			Высотное положение	Время склона
		в головной части	в средней части	в языковой части		
Большой Тессельский	1200	260	70	350	1,0—310	12°40'
Малый Тессельский	802	280	—	546	40,0—185	10°30'

Характеристика Тессельского оползня

Таблица 4

Тессельский оползень расположен в западной части района. Границами оползня служат на западе мыс Сарыч и скала Ласпи, на востоке — мыс Форос и перевал Байдарские Ворота, на севере — уступ Яйлы и гора Чельби-Лура-Бели. Оползень имеет линейную форму с разложенной вершиной. Размеры оползня приведены в табл. 4.

#### 4. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ОПОЛЗНЕЙ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

ней с имевшей место сейсмичностью не установлено. Более того, трудности Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии заключаются в том, что сейсмические толчки силой до 4 баллов включительно не всегда являются причиной активизации оползней. Интересно отметить, что в 1909, 1920, 1927 и 1935 гг., когда наблюдалась интенсивная сейсмическая активность, катастрофических подвижек на главнейших оползнях Южного берега Крыма не отмечалось. Это свидетельствует о том, что активизация оползневых явлений возникает в результате постепенного накопления условий, способствующих нарушению общей устойчивости склона, когда равновесие пород на склоне в достаточной степени нарушено. Для выяснения инженерно-геологических особенностей оползней Южного берега Крыма рассмотрим их краткую характеристику по отдельным участкам.



Оползень представляет собой узкую полосу глинисто-сланцевых пород, вырабатанной в кровле аргилитов таврической серии. Ступенчатый характер профиля указывает на наличие также движущихся масс.

Меласский оползень расположен в 3,5 км восточнее дер. Южное, на 46-м километре шоссе Севастополь — Алушта. Оползень приурочен к депрессии, вырабатанной в кровле верхних алевролитов, и имеет линейную форму, вытянутую вниз по склону. Длина его 1285 м, ширина в головной части 350 м, в средней 155 м и у базиса 450 м. Отметки поверхности от 0 до 380 м.

сыграла положительную роль в стабилизации подвижек. В 1954 г. дренажная галерея в теле Малого Тессельского оползня дренирования поверхности стока. Отметим, что сооруженная в устройстве дренажных сооружений, планировка склона и упрочнения борозды с оползневыми процессами возможна путем активной борьбы с оползневой подвижкой.

Причина активизации Тессельского оползня заключается в интенсивном влиянии подземных вод, концентрирующихся в глыбовом навале. Существенное значение имеет глыбовый навал из вестняка, создающий своей массой большое давление на породы, лежащие ниже по склону. Смещение оползневых накоплений происходит, очевидно, по контакту между коренными породами и продуктами дробления и выветривания этих пород.

Период наблюдения	Величина горизонтальной подвижки, м	Вертикальное смещение, м	Место активных подвижек
С июля 1925 по май 1932 г.	1,38—6,94	0,89—3,56	Верхняя часть Бол. Тессельского оползня
С сентября 1952 по январь 1955 г.	0,5	0,15—0,20	
С января 1955 по январь 1956 г.	1,5—2,0	—	То же

Динамика оползневых масс

Таблица 5

Основная масса грунтовых вод, питающих оползневые образования, сосредоточивается в осевой части местной мутьды, где наблюдается залегания их от 0,4 до 7,4 м. Наибольшее количество воды ванин, концентрируется в известняково-глыбовом навале; глубина во-известняковые образования, слагающие головную часть оползня и достигающие мощности 4,5—7,4 м.

Основная масса оползневых масс характеризуется следующими данными: активно действующий источник с дебитом от 0,4 до 30 л/мин. Даются максимальные подвижки оползня. Отмечается четыре периода сосредоточивания в осевой части местной мутьды, где наблюдается залегания их от 0,4 до 7,4 м. Наибольшее количество воды ванин, концентрируется в известняково-глыбовом навале; глубина во-известняковые образования, слагающие головную часть оползня и достигающие мощности 4,5—7,4 м.

(табл. 5).

ния делювиальных масс по другим поверхностям, получившим развитие в толще делювиальных пород.

Подземные воды, приуроченные к оползневым накоплениям, выходят на склоне в виде немногочисленных источников с дебитом 0,01—0,12 л/с. Глубина залегания подземных вод в пределах оползня, по данным разведки, выполненной С. В. Шепелем в 1941 г., 5—10 м.

Имеющиеся сведения о динамике оползневого процесса свидетельствуют о том, что активная часть оползня приурочена в основном к участку шоссе, распространяясь вверх по склону вплоть до обрыва Яйлы. Эта часть оползня постоянно деформирует шоссе на участке протяженностью 160 м. В нижней части активные срывы встречаются реже и имеют меньшие размеры. Развитие глыбового хаоса в пляжевой зоне способствует уменьшению абсолютной деятельности моря и стабилизации подвижек нижней части склона. Согласно классификации И. Б. Корженевского [17, 18], Меласский оползень относится к абразионному типу Яйлинского питания, частично активный. Между тем наличие глыбового материала в пляжевой зоне служит активным берегоукрепительным сооружением естественного типа. Кроме того, выпуклосферное развитие языка оползня в сторону моря указывает на то, что процессы сдвига материала в море в данном случае преобладают над процессами размыва и транспортровки. Отсюда следуют и основные мероприятия, рекомендуемые для дальнейшей стабилизации оползневых подвижек, заключающиеся в устройстве дренажных штолен и галерей в голове активной части оползня.

Оползень Черный Бутор расположен в западной части Южного берега Крыма между населенными пунктами Кастрополь — Мухоматка и приурочен к меридиональному синклинальному прогибу в сланцево-песчаниковых породах таврической серии нижней и верхней юры.

Длина оползня 1900 м, ширина в головной части 100 м, ниже шоссе 130 м, средняя часть сужена до 45—50 м и в языковой части оползня его ширина составляет 350—400 м. Абсолютные отметки находятся в пределах 0—560 м.

Характерной особенностью этого оползня является приуроченность его к синклинальному прогибу, который распространяется и захватывает известняковые породы Яйлы, в результате чего в пределах Яйлинского массива также имеется депрессия, способствующая стоку и сбросу атмосферных осадков к вершине оползня [27].

Участок оползня сложен породами таврической формации средней и верхней юры, а также древними и современными четвертичными образованиями смешанного состава. Таврическая серия пород встречается в южной части склона в виде темно-серых и серых аргилитов с тонкими прослоями песчаников. Оползневая средняя юра представлена светло-серыми песчаниками, алевролитами и аргилитами, имеющими хорошо выраженную слоистость.

Активизация оползневых смещений способствует наличию синклиналию прогиба, простирающегося выше головы оползня, создавшего благоприятные предпосылки для стока атмосферных осадков к голове оползня и повышенной влажности нижележащих пород, а также значительная приростная оползневая нагрузка во-обломочным материалом. Активизация подвижек связана с

Период наблюдений, годы	Интенсивность горизонтального смещения, м/год	Общая величина смещений за период наблюдений, м
1953—1954	0,31—0,47	0,78
1955—1956	16,37—26,68	43,05
1957—1958	1,87—3,35	5,22
1959—1961	0,10—0,28	0,38

### Характеристика оползня Черный Бугор

Т а б л и ц а 6

Оползень Черный Бугор отличается интенсивной активностью, проявляющейся в верхней части склона при стабильной нижней и относительно стабильной средней. Об интенсивности оползневых явлений можно судить на основе приведенных в табл. 6 данных.

Оползень Черный Бугор отличается интенсивной активностью, проявляющейся в верхней части склона при стабильной нижней и относительно стабильной средней. Об интенсивности оползневых явлений можно судить на основе приведенных в табл. 6 данных.

Современные оползневые накопления, сложенные телом оползня ниже шоссе, представляют собой разрыхленную массу, пересеченную крупными и мелкими трещинами. Хожение по такой рыхлой массе даже в сухой период года представляет определенную трудность. В период дождей поверхность слоёв современных оползневых накоплений приобретает текуче-пластичное состояние и перемещается вниз по склону в виде потока, захватывая с собой содержащиеся в нем обломки известняков, песчаников и других пород.

Обводненность пород оползневой склона зависит от времени года и количества выпавших атмосферных осадков, общее количество источников в паводок достигает 21 и сокращается к началу августа до 4. Суммарный дебит источников 4,27 л/с в апреле и 1,20 л/с в июле. Максимальный дебит воды из скважины при откачке составил 0,195 л/с.

Верхнеюрские отложения распространены в северной части участка и представлены серыми и темно-серыми известняками, развитой в них трещиноватостью от верха до подстилающей толши аргилитов. Четвертичные отложения представлены делювиальными суглинками со щебнем и крупными обломками аргиллита, алевролита и известняка, древними и современными оползневыми накоплениями, а также обвальными глыбово-щелнисто-известняковыми образованиями, среди которых на отметке 560 м над уровнем моря имеется массив известняка, отделившийся и сместившийся от основной массы Яйлы.

увеличением расхолов источников, что свидетельствует о прямой зависимости между насыщением пород водой и их устойчивостью. Вместе с тем концентрация подзёмных вод в глыбовом навалё и последующее растрескивание их в виде струй в сульфидно-щелочных породах создают трудности для решения вопроса о дренаже и осушении тела оползня. В этих условиях стабилизация оползня Черный Бугор представляет очень сложную инженерную задачу, решение которой, по-видимому, необходимо искать в направлении регулирования поверхностного стока на Яйле с таким расчётом, чтобы в тело оползня попадало как можно меньше подзёмных вод.

Как уже отмечалось, нижняя часть оползня находится в стабильном состоянии. Эта устойчивость обусловлена геолого-гидрогеологическими условиями равновесия сдвигающих и удерживающих сил. Однако в связи с непрекращающимися подвижками верхней части оползня происходит снос материалов и его транспортировка к середине склона, в то время как в языке оползня наблюдается интенсивный разрыв пород. В связи с этим сдвигивание оползневых пород в результате постепенного накопления могут создать дополнительное давление на нижележащие, и нет гарантии, что устойчивость нижней части склона будет обеспечена в дальнейшем.

Кучук-Койский оползень занимает обширную территорию от с. Оползневое до с. Жукювки и состоит из четырёх ветвей, соединённых в нижней части в одно оползневое тело. Длина оползня 2240 м, ширина в головной части 1630 м, в средней — 1125 м, в языковой — 1525 м. Форма оползня линейная, непрямоугольная. В результате катастрофической подвижки 1786 г., когда в движение пришла почти вся площадь оползня длиной 2 км, шириной от 600 до 1 км, продвинувшись к морю от 100 до 170 м, этот оползень получил широкую известность.

Головная часть оползневой депрессии сложена глыбовым навалом («хаосом») известняков, образовавшимся в результате интенсивного разрушения Яйлы. Среди «хаоса» имеется отдельная возвышающаяся скала Узун-Таш, которая, по мнению А. П. Нифантова [27], отделилась от основной массы верхнеюрских известняков и переместилась вниз. Кровля водоупорных алевролитов в западной части оползня образует ложбину, благоприятствующую поступлению в оползневые накопления трещинно-карстовых вод.

Оползневые накопления достигают здесь большой мощности — 60 м и более и представляются преимущественно глинистыми породами разрушенными алевролитом со щебнем и глыбами песчаников и известняков (рис. 9). В районе оползня зарегистрированы 41 источник, дебит которых изменяется от 0,62 до 6,33 л/с. Наиболее активная западная часть оползня, где после известной катастрофической подвижки 1786 г. интенсивные смещения наблюдались в 1817, 1893, 1915, 1923, 1931—1935, 1938 и 1940 гг.

зёрнистого песчаника; отложения средней юры залегают несо-  
представлены черными аргиллитами с прослоями серого тонко-  
ней юры и четвертичных отложений. Породы таврической серии

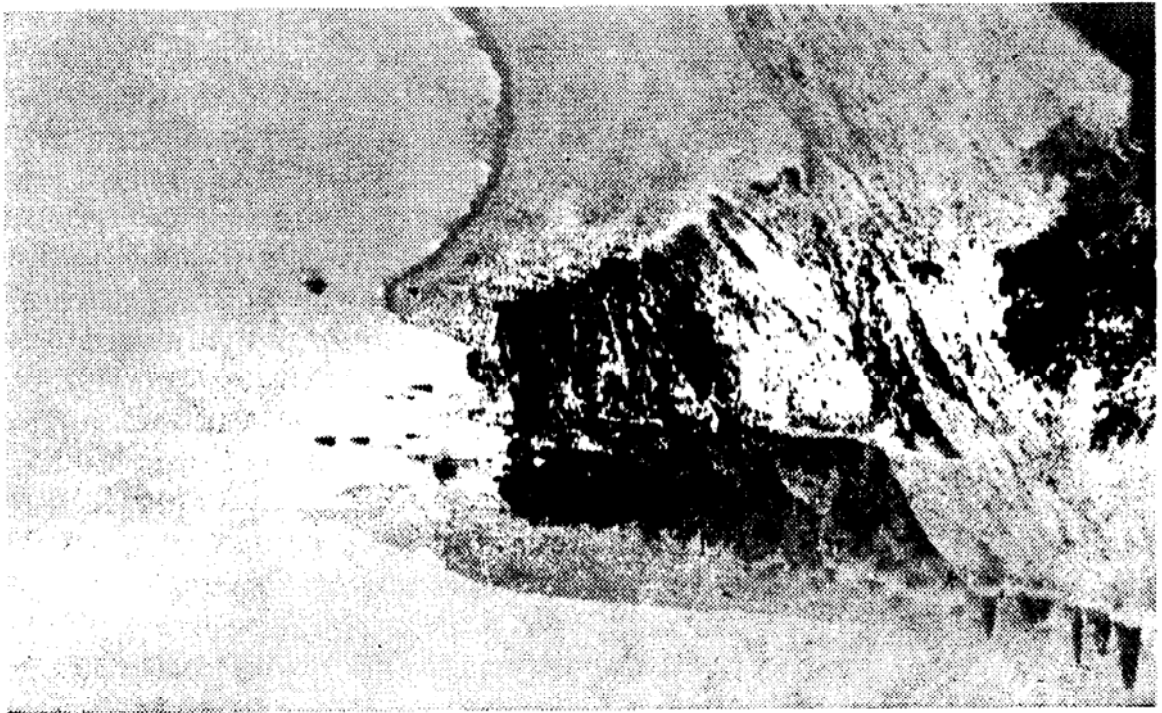
В районе оползня развиты породы таврической серии, сред-  
пирком, имеющим склоны высотой до 20 м и крутизной 18—25°.  
тообразного профиля, начинающуюся обширным оползневым  
Форма оползня линейная. Оползень напоминает ложбину коры-  
рина в головной части 300 м, в средней 130 м и у базиса 280 м.  
пос. Оползневое (бывший Кикинеиз). Длина оползня 2215 м, ши-  
оползневой поток в своей средней части. Расположен в районе  
развитых в верхней части склона и сливающихся в один общий  
Кикинеизский оползень состоит из группы оползней,

сооружений.

разрузка головы оползня, устройство берегоукрепительных  
лирование поверхности стока на Яйле и оползневом склоне,  
комплекс мероприятий: перехват трещинно-карстовых вод, регу-  
достигнута, по нашему мнению, путём устройства следующего  
защипа продолжающихся подвижек на этом оползне может быть  
ведутся берегоукрепительные и планировочные работы. Стабили-  
далась также в 1931—1932 гг. В настоящее время на оползне  
продолжавшихся до конца 1927 г., аналогичная картина наблю-  
ников в первом квартале 1925 г. вызвало активизацию подвижек,  
увеличения расходов источников. Так, повышение расхода источ-

Активизация оползневых подвижек наблюдается вскоре после

Рис. 9. Нижняя часть оползня Кучук-Кой. Фото А. С. Пеграменшикова



В настоящее время активизация оползневых подвижек наблюда-  
ется в верху склона, базисом смещения таких оползней служат  
средняя более пологая часть склона, где сосредоточены выходы  
источников и имеются заболоченные участки.

Наиболее древними породами оползневых склона являются отложения таврической серии, выходящие на дневную поверхность в межоползневых гробах в виде плотных аргилитов и кварцевых песчанников, выветрелая часть которых превращена в мелкообломочную шестисто-суглинистую массу. На таврической серии несогласно залегают среднеюрские алевролиты, песчанники и туфогенные породы. Нижнеюрские отложения представлены древними пляжковыми образованиями, залегающими на глубине 57—68 м и достигающими мощности от 5 до 10,8 м. Среднеюрские отложения представлены темно-серыми глинами со шибонем аргилита, реже песчаника. Верхнеюрские отложения сложены гравитационно-продувальными известняково-песчанистыми материками, сосредоточенными в верху склона. Оползневые

325 м. Солотские отметки распространения оползневых накоплений 0—буринской ветви 275 м, Ломинской 200 м и баяна 225 м. Абсолютную — Ломинскую. Длина оползня 1832 м, ширина Фасонной, образующей две ветви: западную — Фасонинскую и восточную. Симез. Форма оползня линейная с развосточенной вершиной. Симез. Фасонинская ветвь расположена в 4,1 км восточнее пос. Симез. Фасонинская ветвь расположена в 4,1 км восточнее пос. Симез.

и регулирование поверхностного стока. с целью перехвата поступающих в тело оползня подземных вод оползневых участка следует рекомендовать устройство каптажа бережья не устанвлено. В качестве мер борьбы на активном этапе абразии, однако следов своевременных подвижек вблизи подвижной моря в пределах оползневых участка подвержены интенсивному течению длительного времени.

ти. Средняя и нижняя части оползня являются стабильными в активные участки оползня расположены в верхней западной части составила 40,5 м, вертикальная осадка при этом равна 15,74 м. 1937 г., суммарная величина горизонтального смещения реперов По данным наблюдений за динамикой оползня с 1925 по 0,69—2,47 м/с.

Дебит источников, дренирующих подземные воды, составляет вод в оползневых накоплениях, что способствует их увлажнению. Ветвь сток поверхностных и поступление трещинно-карстовых лающей известняки на этом участке, в результате чего обеспечивается водопорной алевроит-песчанниковой кровли средней юры, подсти- южного склона, такой же уклон в сторону моря имеет и рельеф ли на участке, примыкающем к оползню, имеет уклон в сторону отложения, мощность их не превышает 5—10 м. Поверхность Ян- тате перемещения и перестроения делювиально-продувальных глинисто-песчаных пород, образовавшихся в основном в результате депрессии, заполняющие депрессионную впадину, состоят из су- ные кварцит-диоритовые и диоритовые породы. Оползневые на- ложения таврической серии и средней юры развиты извержен- литами с тонкими прослоями туфогенных песчанников. Среди от-

вые накопления сложены шибнисто-суглиннистыми и глиннистыми породами мощностью до 23 м. В гидрогеологическом отношении участок Доломийского оползня делится на две части: верхнюю, где концентрируются воды в шибнисто-глибовых отложениях, и нижнюю, сложную породами пестрого литологического состава. Наиболее крупные источники (Фасбура, Доломия и др.) сосредоточены в верхней части склона, дебит их до 5 л/с. В средней и нижней частях склона на подземные воды образуют мочажины, заболоченности, иногда небольшие озера.

Динамика Доломийского оползня тесно связана с дебитом источников и количеством выпадавших атмосферных осадков. Основной причиной активизации оползня следует считать ухуждение свойств оползневых накоплений за счет влияния подземных вод. Поэтому в качестве эффективных мер борьбы следует рекомендовать дренаж и отвод вод из источников в сочетании с регулированием стока, планировкой поверхности и устройством берегоукрепительных сооружений.

Алукинский оползень расположен в районе Алуки. Длина его 1700 м, ширина в верхней части 1200 м, у базиса 600 м. Абсолютные отметки поверхности оползня 0—450 м. Оползень отличается от рассмотренных выше тем, что активные подвижки склона наблюдаются в основном в его нижней и в меньших масштабах в верхней частях склона. Оползень расположен в пределах древней оползневой депрессии, выработанной в кровле алевроитопесчанниковых пород, заполненной оползневыми накоплениями, общая мощность которых достигает более 100 м. Поробенные морские пляжевые накопления проследиваются в береговой полосе на глубине 5—13 м ниже уровня моря и представляются галечниками и супесчано-гравелистыми отложениями мощностью 2,65—14,25 м, содержащими морскую фауну.

Подземные воды концентрируются в толще рыхлых шибнисто-глинистых и шибнисто-глибовых накоплений, образуя на участке выше шоссе сплошной водоносный горизонт, залегающий на глубине 30—34 м, имеющий мощность обводненной зоны 24—55 м. В пределах оползня насчитывается 53 источника, из них 25 каптированы, а 27 временно действующие. Суммарный расход источников, по многолетним данным, равен 105 л/с. В береговой полосе буровыми скважинами вскрыт мощный водоносный горизонт в поробенных морских отложениях.

Противополезные мероприятия по стабилизации Алукинского оползня заключались в устройстве дренажных галерей: Куматинской длиной 64 м и Ивановской длиной 147 м с глубиной заложения от 6 до 85 м, а также Ифтерлинской галерей длиной 374 м и глубиной заложения от 20 до 42 м. Построенные дренажные галереи оказались неэффективными, так как ни один источник не прекратил своей деятельности и не отмечено заметного снижения их дебита. Для стабилизации нижней части Алуки-

кинского оползня целесообразно реконструировать устройство активных берегоукрепительных сооружений в сочетании с дренажными порезами, регулированием стока и организацией штатного контроля за состоянием водопроводных и канализационных коммуникаций. Верхние оползни могут быть стабилизированы в результате устройства эффективного дренажа подземных вод.

Чуккурларский оползень расположен на западной окраине г. Ялты, в 1,5 км от р. Учансу, на отрезке 0—110 м над уровнем моря. Длина оползня 630 м, ширина в головной части 100 м, у багаса 200 м. Форма оползня линейная. Оползень представляет собой ярко выраженную депрессию в алевроито-песчанниковой толще пород таврической серии и продуктов их разрушения, заполненную оползневыми накоплениями — глинистыми продуктами разрушения алевролитов с обломками песчаников общей мощностью 10—35 м. Головная часть оползня в виде пирамидальной впадины шириной 170 м ограничена сверху обрывом высотой 15 м.

Подземные воды имеют струючатый характер движения, многочисленные источники отличаются малым дебитом — 0,01—2,36 л/с. Режим источников зависит от атмосферных осадков. Активизация оползня отмечалась в 1906—1907 гг. после дождей. Вой осени и обильных зимних осадков и не прекращалась до 1965 г., проявляясь в основном в движении языка оползня со скоростью до 1 м в год. В 1965 г. на этом оползне и смежным с ним Желтышевском построено комплекс берегоукрепительных сооружений, в результате чего оползневые подвижки прекратились. Однако существует мнение Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии о том, что извлечение морских песков в Ялтинской бухте вблизи этих оползней может привести к их дальнейшей активизации несмотря на выполненные противооползневые мероприятия (рис. 10).

Оползень Массандровская Ялты, в 200 м от маяка, в плане имеет фронтальную форму расположения.

Оползневые накопления залегают на таврической серии, представляющей аргиллитами черного цвета с прослоями мелкозернистых песчаников, которые образуют оползневую депрессию, заполненную гланцево-песчаниковыми породами мощностью до 40 м. Выходы подземных вод наблюдаются на береговом склоне в виде четырех источников с незначительным дебитом. В течение ряда лет оползень ведет себя активно, нанося существенный ущерб расположенным здесь строениям. В 1966 г. после завершения строительства комплекса противооползневых берегоукрепительных сооружений оползень стабилизировался.

Активизация оползневых подвижек находилась в зависимости от влияния двух факторов: абразии и подземных вод. При этом в одном случае преобладающее влияние оказывали подземные во-



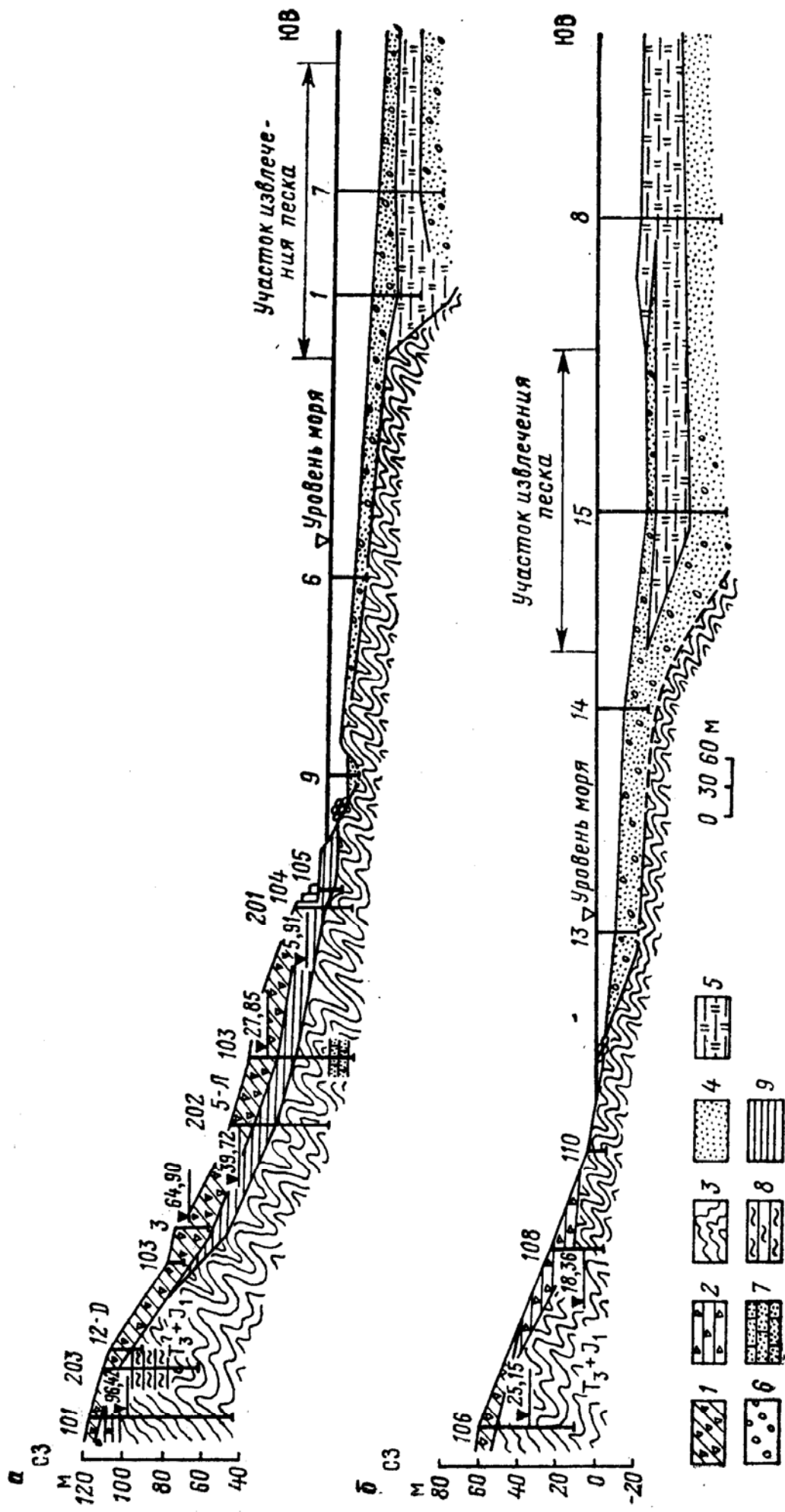


Рис. 10. Геологические разрезы Чукурларского (а) и Желтышевского (б) оползней в районе г. Ялты  
 1 — суглинки со щебнем; 2 — глины со щебнем; 3 — глинистые сланцы и аргиллиты с песчаниками; 4 — песок; 5 — ил; 6 — галька, гравий; 7 — песчаник; 8 — аргиллиты, выветрелые до суглинков; 9 — глины.

ды, как это имело место при активизации подвижек в 1951 г., когда предшествовало увеличение расхода источников в 1948—1949 гг., в другом — абразивные процессы. Так, начиная с 1957 г. интенсивность движения оползневых склона находилась в прямой зависимости от смыва горных пород, вызванного большим количеством штормовых волнений. Средний смыв горных пород на этом оползне, по данным стационарных наблюдений, составляет  $2,58 \text{ м}^3$  на  $1 \text{ м}$  длины пляжа. Среднее горизонтальное смещение оползня равнялось при этом  $0,33 \text{ м}$  в год.

Этому оползю так же, как и Чукурларскому, угрожает возможность возобновления его активизации в связи с отбором морских песков.

Матараский оползень расположен в Ялтинском районе в  $5 \text{ км}$  восточнее Ялты, форма оползня линейная с развешенной вершиной. Длина оползня  $1350 \text{ м}$ , ширина в головной части  $150 \text{ м}$ , у базиса  $900 \text{ м}$ , в средней части  $250 \text{ м}$ .

Тело оползня ограничено с двух сторон гребнями, сложеными аргиллитами таврической серии. Мощность оползневых накоплений, заполняющих депрессионную впадину и представляющих алевролитопесчанниковым делювием, весьма непостоянна. В западной части оползневой тела она изменяется от  $0,5$  до  $10 \text{ м}$ , увеличиваясь к восточному борту до  $20 \text{ м}$ . Ниже по склону мощность оползневых накоплений возрастает до  $25 \text{ м}$ .

Район оползня относится к Бела-Никитской синклинали, ограниченной с запада Ялтинским и с востока Гурзуфским поднятиями. Подземные воды в виде отдельных струй встречаются на глубинах  $11—12 \text{ м}$  на отметке  $142 \text{ м}$  с расходом  $1,85 \text{ л/с}$ . Имеется также пять каптированных источников, которые расположены в средней части склона на отметках  $121—320 \text{ м}$  и имеют дебит от  $0,01$  до  $1,41 \text{ л/с}$ . Питание подземными водами оползневые накопления получают в результате поступления воды из Лизельверской котловины, расположенной выше шоссе Ялта — Симферополь.

По данным наблюдений Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии, величина горизонтальных смещений с 1958 по 1966 г. составляла  $0,1 \text{ м}$  в год. Интересные сведения получены при вскрытии в 1953 г. глубинного репера, заложенного в 1947 г. Наибольшее искривление репера отмечено на глубине  $3,2—4,6 \text{ м}$ . Эти данные свидетельствуют об относительно небольшой зоне деформации пород при оползневых подвижках, а также дают возможность считать, что движение оползневых накоплений происходит не только по контакту между коренными породами и оползневыми накоплениями, но и внутри оползневых пород, распространяясь на сравнительно небольшую глубину.

Причина активизации оползневых подвижек связана с влиянием подземных вод, которые на отдельных участках обладают напором, а также с интенсивной абразией моря. Следует отметить неравномерность кровли пород таврической серии, подстилающих

оползневые накопления, в связи с чем их мощность весьма неравномерна.

В 1969 г. на этом оползне построен комплекс берегоукрепительных сооружений. Несмотря на это активность горизонтальных подвижек в 1971 г. составляла 0,2 м/год.

Из противооползневых сооружений, построенных в прошлом, отметим каптаж источников, устройство ливневой длиной 1200 м и подпорной стены, периодически разрушающейся. Мероприятия по стабилизации оползневых подвижек в данном районе должны заключаться не только в укреплении берега, но и в перехвате подземных вод, поступающих в оползневые накопления, в сочетании с планировкой склона и регулированием поверхностного стока.

Ай-Данильский оползень развит восточнее 1,5 км сел. Никита, между совхозом Ай-Даниль и Гурзуфом. Длина оползневой части 150 м, ширина в нижней части 1500 м, абсолютные отметки фронтальной почти в меридиональном направлении вдоль берега морской тающего типа и приурочен к древней оползневой депрессии, вытянутой почти в меридиональном направлении вдоль берега моря на расстоянии до 2,5 км. Оползневой склон сложен алевролитами и песчаниками таврической серии и верхней юры, прикрытыми оползневыми накоплениями, представляющими собой глинистые продукты разрушения коренных пород с включением щебнистого материала. На оползне имеются колодцы и источники, которые обладают незначительным дебитом. Уровень воды в колодцах устанавливается на глубине 1,0—3,0 м. Из песчано-глибового делювия выходит источник Ай-Даниль с дебитом 4,0 л/с, более мелкие источники, связанные с оползневыми накоплениями, имеют дебит 0,1—0,5 л/с.

Динамика Ай-Данильского оползневая изучена слабо, так как степень его активности на различных участках различна. Наиболее активной является средняя часть оползневая, в меньшей мере — верхняя. Интенсивной оползневой активностью отличается прибрежный береговой обрыв, имеющий высоту 12—15 м в южной и 4—5 м в северной частях участка. Средняя величина горизонтальных смещений реноров за период с 1954 по 1968 г., по данным Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии, составляет 0,1 м/год. В 1969 г. среднее горизонтальное смещение составляло 0,33, а в 1970 г. — 0,22 м/год.

Наличие ряда местных оползневых подвижек указывает на то, что современный оползневой процесс развивается в толще более древних оползневых накоплений, захватывая их на небольшую (до 5 м) глубину, чему способствует увлажнение пород склона. Для этого оползневая характерно наличие медленных периодически возникающих пластических перемещений оползневых накоплений, распространяющихся на небольшую глубину.

Территория Ай-Данильского оползневая представляет исключительный интерес для дальнейшего освоения и размещения на ней различного рода строительных объектов ввиду благоприятного

рельефа и пологого склона южной экспозиции, поэтому стабильная защита подвижек здесь должна быть осуществлена в ближайшем времени. В качестве рекомендации по укреплению склона следует предусмотреть строительство активных берегоукрепительных сооружений в сочетании с дренажем подземных вод, регулировкой стока и планировкой поверхности. Что касается дренажа подземных вод, то, по нашему мнению, он должен быть направлен на перехват трещинных вод в голове оползня и на осушение оползневых накоплений склона дренажными прорезами более мелкого заложения.

Карасанский оползень расположен между Ялтой и Алуштой в районе пос. Кипарисное. В плане оползень имеет форму вытянутой формы, образованную тремя расположенными друг возле друга участками — Чукурларским, Карасанским, Кучук-Лам-бадским.

Оползневые накопления заполняют депрессию, развитую в алевроито-песчанниковых породах таврической серии, и представляют темно-серыми песчаными суглинками с валунами песчанника мощностью 1,7—5,0 м. В нижней части склона мощность оползневых накоплений увеличивается до 40 м. Гидрогеологические условия оползня изучены слабо. Имеющиеся немногочисленные источники располагаются в прибрежном откосе, дебит их не превышает 0,1 л/с. На различных участках подземные воды вскрываются на глубине 1,6—4,0 м. Дебит их при откачке составляет 0,005—0,08 л/с.

Карасанский оползень приносит существенный ущерб расположенным здесь строениям. Причина активизации склона заключается в интенсификации активной морской и влияния подземных вод. Средняя величина горизонтальных смещений 0,06 м/год. В 1969, 1970 и 1971 гг. эта величина составляла 0,30; 0,10 и 0,05 м соответственно. Активизацию подвижек в 1960 г. И. Б. Корженевский [18] объясняет интенсификацией активной, которая выражается количественно 14,77 м<sup>3</sup> породы на 1 м длины пляжа. Это максимальная величина, наблюдавшаяся здесь за 17 лет.

Карасанский оползень расположен в восточной части пос. Малин Маяк вблизи Алушты на абсолютных отметках 0—190 м. Оползень фронтального типа, длина его примерно 500 м, ширина 680 м. В общем рельефе он представляет собой котловину, бор-та которой выполнены отложениями таврической серии, во многих местах преобладающими магматическими породами. Среднеюрские отложения сложенные аргиллитами, песчаниками и конгломератами, залегающими несогласно на отложениях таврической серии. Магматические породы выходят на поверхность в виде трех сопки, из которых наиболее высокой является гора Ай-Топор севернее пос. Малин Маяк. Вся толща пород, залегающих на плотных алевроито-песчанниковых отложениях, представлена оползневыми накоплениями. Подолжа оползневых накоплений в языке Карасанского оползня залегает ниже уровня моря, зона смещения

3. Опознаны формируются в области развития глинисто-алевро-литно-песчанниковых отложений таврической серии, средней юры и продуктов их разрушения, представляющих сульфидной породой, содержащей включения шельва и обломочного материала в среднем 35% от массы глинистого заполнителя. В местах распространения моря.

2. По форме развития опознанных тел в плане отличаются опознанный линейного типа — вытянутые вверх по склону, и фронтального, развивающиеся вдоль побережья. Опознанный линейного типа имеют длину, в 1,6—10 раз превышающую их ширину. Ширина опознанных фронтального типа в 1,5—2 раза больше их длины. Максимальная длина отдельных опознанных составляет 2500 м, ширина 1500 м, средняя крутизна склона 12—14°. Опознанный расположен в основном на абсолютных отметках от 0 до 250 м, отдельные из них (Алупкинский) достигают высоты 675 м над уровнем моря.

1. Опознанные участки расположены почти равномерно вдоль побережья от мыса Айя на западе до г. Демурджи на востоке, охватывая более 4,5% общей весьма ценной территории района. Приведенная характеристика основных опознанных Южного берега Крыма позволяет установить некоторые закономерности их формирования и активизации.

## 5. О ФОРМИРОВАНИИ И ПРИЧИНАХ АКТИВИЗАЦИИ ОПОЗНАЕМЫХ ЯВЛЕНИЙ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

Опознанные также находится ниже уровня моря на 40—50 м. Карабахский опознанный характеризуется большой обводненностью опознанных накоплений и подстилающих их продуктов разрушения пород таврической серии. На опознанных имеется два каптированных источника с дебитом 0,13—0,5 л/с. Буровыми скважинами, пробуренными в пределах опознанных, вскрыты напорные воды, давшие самозлив, свидетельствующий о том, что область питания подземных вод находится на значительном удалении от опознанных. По данным измерений, выполненных Противопознанным управлением в 1937 г., активность опознанных выявлена в пределах всей его площади с максимальным смещением центральной части до 0,83 м. Последующими наблюдениями установлено, что этот опознанный характеризуется медленными равномерными движениями опознанных накоплений, чему способствуют благоприятные условия накопления и циркуляция подземных вод, а также абразивная деятельность моря. По данным исследований, проводимых Крымской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партий, на этом опознанный следует ожидать развития опознанных процессов. В качестве мероприятий по стабилизации Карабахского опознанный можно рекомендовать устройство дренажных сооружений в верхней и нижней частях склона, регулирование не поверхностного стока и строительство берегоукрепительных сооружений.

нения известняков и продуктов их разрушения оползневые явления встречаются в виде исключения.

4. Формирование оползневых явлений в значительной степени определяется особенностью тектонической структуры южнобережного поднятия, сложившегося на поверхности пород таврической серии. Синклинальные понижения и депрессионные впадины в кровле пород таврической серии и средней юры, заполненные мощной толщей пород деловиального генезиса, являются основным структурным элементом, с которым связаны оползневые явления.

5. Наличие синклинальных понижений с наклоном осей складок в сторону моря отразилось на условиях залегания верхнеюрских известняков, в результате чего рельеф поверхности Яйлы на этих участках имеет понижения, уклон которых соответствует осам синклинальных складок. Благодаря этому созданы специфические условия для концентрации и циркуляции поверхностных и подземных вод с Яйлы по определенным путям, направляемым в сторону развития оползневых накоплений, вызывая увлажнение пород и способствуя активизации оползневых явлений.

6. Большая мощность континентальных отложений на изучаемой территории (более 100 м) и приуроченность их к определенным понижениям в рельефе подстилающих пород, а также литологический состав и характер залегания подтверждают высказанное М. В. Муратовым [24] предположение о том, что образование на этих отложениях происходило в результате таяния ледников в результате последней межледниковой эпохи. Происхождение их можно рассматривать как результат деятельности бурных водных потоков, отложивших неоднородный материал, претерпевший в дальнейшем перетолжение и изменение в результате интенсивных оползневых смещений.

7. Масштабы и интенсивность проявления оползней в западной и восточной частях территории неодинаковы. Наибольшими размерами и динамичностью отличаются оползни западной части территории, для которой характерно широкое развитие деформаций в верхней части склона при сравнительно стабильной нижней. В отличие от западной части территории в восточной, начиная от г. Ялы до г. Алушты, активные оползневые явления в настоящее время наблюдаются в основном в нижней части склона, причем интенсивность и масштабы проявления их меньше, чем в западной. Это объясняется различием в рельефе рассматриваемой территории и неодинаковыми условиями питания оползневых накоплений подземными водами. Существенное значение оказывает также массив Яйлы, который в западной части имеет большую ширину и ближе подходит к берегу, способствуя тем самым быстрой разгрузке трещинно-карстовых вод известнякового массива. 8. Степень обводненности оползневых накоплений вдоль склона на неодинакова. Вершина оползня и его середина, как правило,

являются более обводненными, так как основная масса поступающих из известняков и гипсовых пород разгружается на склонах в виде источников, сосредоточенных в верхней и средней частях. Отсюда интенсивность влияния подземных вод на динамику оползневых явлений в верхней части склона больше, чем в нижней. Следует отметить, что влажность оползневых накоплений в связи с этим уменьшается во времени и в пространных, определяющих изменчивость физико-технических свойств.

9. Динамика оползневых склонов Южного берега Крыма характеризуется в основном медленными, почти непрекращающимися подвижками, величина горизонтальных смещений при которых не превышает 0,5 м в год. На фоне мелких подвижек эпизодически возникают интенсивные смещения (до 250 м) больших масс горных пород в течение короткого промежутка времени (оползни Кучук-Кой, Золотой пляж и др.).

Как указывалось выше, по характеру движения смешанных пород различают два вида: 1) когда масса смешается по какой-то поверхности без взаимного перемещения составляющих ее частей и 2) когда движение масс осуществляется путем взаимного перемещения составляющих ее частей, т. е. течением масс. Выполненные исследования показывают, что на оползнях Южного берега Крыма в пределах одного участка могут иметь место на разных стадиях развития два отеченных типа движения. Движение масс путем взаимного перемещения частей чаще связано с оползнями линейного типа и происходит на подготовительной стадии развития. Мощность движущейся массы пород при таком движении 3—6, редко 10—12 м, а скорость смещения не превышает 0,5 м в год. При таком типе движения отмечается разрушение смешанных пород по всей мощности движущейся массы. Первый тип движения по поверхности скольжения обычно наблюдается на оползнях фронтального типа и на локальных участках линейных оползней. Он приурочен, как правило, к стадии смешения оползневых масс и характеризуется интенсивными скользящими движениями.

10. Активная оползневая явления происходит в результате влияния на склон суммы факторов, среди которых для одного и того же оползня на разных этапах его развития и проявления существенную роль могут играть различные факторы: в одном случае преобладающее значение оказывают процессы, изменяющие конфигурацию склона (образованная летельность моря и эрозивные процессы), в другом — уходящие инженерно-геологические свойства горных пород, слагающих склон, и т. д. Для установления роли природных факторов в активизации оползневых явлений, с целью обоснованного выбора противооползневых мероприятий, следует по каждому конкретному участку строить совместные графики с отображением на них динамики склона, количества атмосферных осадков, режима подземных вод, смыва горных пород морем и других факторов во времени.

Обвално-оползневые процессы западной части Крыма от г. Севастополя до Бакальской косы (рис. 11) долгое время оставались неисследованными. По характеру абразивной и аккумулятивной деятельности здесь выделяют (рис. 11): 1) аккумулятивный берег, который протягивается от оз. Сасык до Сакских озер; 2) аккумулятивно-абразивный — от Малого Сакского озера

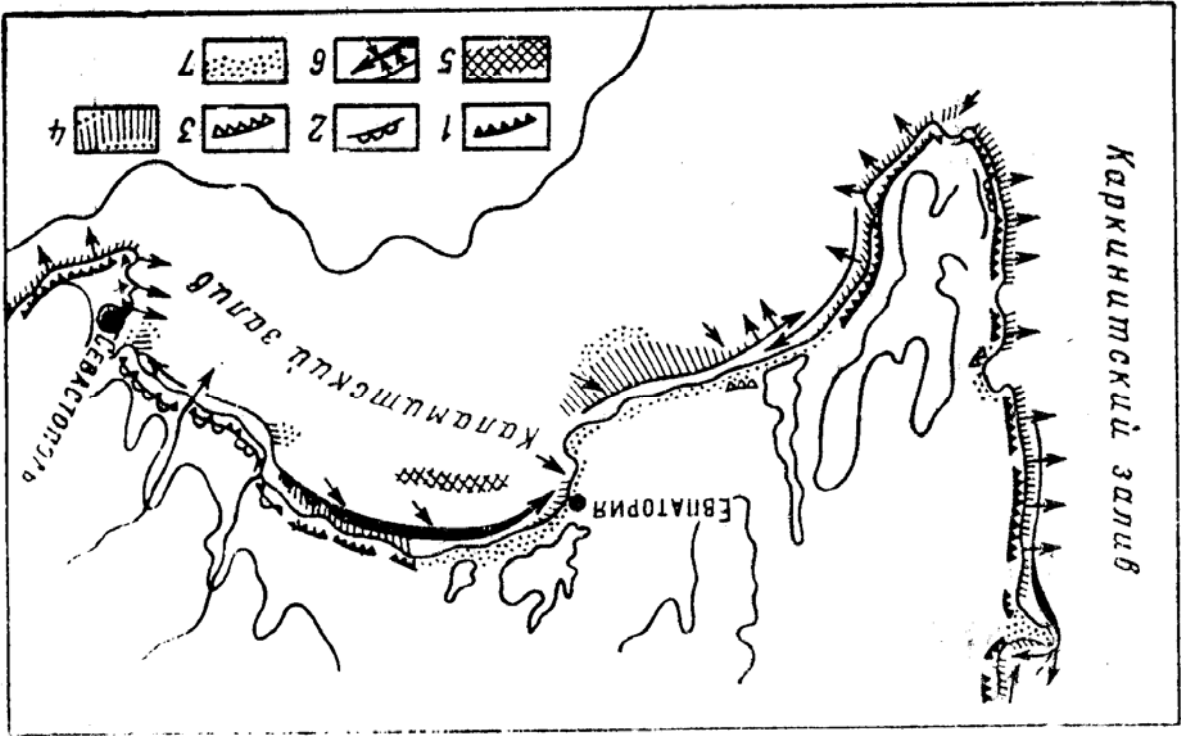


Рис. 11. Схема западной части Черноморского побережья Крыма  
 1 — обвалы; 2 — оползни; 3 — древний клиф; 4 — бунч; 5 — литифицированные отложения; 6 — аккумулятивные формы; 7 — песчаные наносы

ра до оз. Батайлы; 3) абразивные участки Тарханкутского полуострова и от оз. Батайлы до г. Севастополя. Высота береговых обрывов возрастает с севера на юг и достигает иногда 25—30 м. Подосва берегового обрыва отделяется от уреза моря современ-ным пляжем шириной 15—20 м.

Дно прибрежной части Черного моря на этом участке от мелое и ровное (до глубины 100 м). Иногда спокойный подводный рельеф нарушается появлением валов-банок на глубинах 10—12 м (внутренняя банка) и внешняя на глубинах 23—25 м (Каламитский залив) ниже современного уровня моря.

В геологическом строении принимают участие в основном неогеновые и четвертичные породы. Значительное распространение имеют континентальные отложения средне- и верхнеплиоценового



Характерным признаком описываемой группы оползней является фронтальность в плане и ступенчатость в поперечном направлении. Обычно число ступеней не более одной-двух, и только оползень Большой Любимовский имеет три ступени (рис. 13). Здесь, так же как и для оползней Подмосковья, для склонов со

Характерным признаком описываемой группы оползней является фронтальность в плане и ступенчатость в поперечном направлении. Обычно число ступеней не более одной-двух, и только оползень Большой Любимовский имеет три ступени (рис. 13). Здесь, так же как и для оползней Подмосковья, для склонов со

Характерным признаком описываемой группы оползней является фронтальность в плане и ступенчатость в поперечном направлении. Обычно число ступеней не более одной-двух, и только оползень Большой Любимовский имеет три ступени (рис. 13). Здесь, так же как и для оползней Подмосковья, для склонов со

## 1. ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОЛЗНЕЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Оползневые процессы имеют широкое развитие в пределах трех участков: 1) вдоль береговой полосы от г. Севастополя до оз. Сакское (до 60 км); 2) левобережье нижнего течения р. Альма на участке длиной около 15 км; 3) в пределах Джангуйского побережья на Тарханкутском полуострове.

Оползни, развитые в пределах этих участков, при общих морфологических признаках (блочность и фронтальность) отличаются между собой как по активности и масштабом оползневых процессов, так и главным образом по породам, участвующим в оползневых смещениях. Последнее обстоятельство и было взято нами за основу при описании оползней западной части Крыма.

Оползни, развитые в пределах верхнеплиоценовых пород, распространены в пределах береговой полосы от г. Севастополя до оз. Сакское (пораженность оползнями 11%) и в пределах левобережья устьевой части р. Альма. Базисом смещения для оползней первой группы является современный уровень моря. Наибольшая часть оползней этой группы располагается в береговой полосе между устьями р. Альма — р. Черная и в районе поселков Березовое. Длина их по оси движения изменяется от 18 до 180 м, ширина от 25 до 2600 м, площадь колеблется в интервале 1000—48000 м<sup>2</sup>, но преобладают площади 6000—8000 м<sup>2</sup> (28,4%), средняя крутизна поверхности оползней изменяется от 10 до 22° (рис. 12).

Характерным признаком описываемой группы оползней является фронтальность в плане и ступенчатость в поперечном направлении. Обычно число ступеней не более одной-двух, и только оползень Большой Любимовский имеет три ступени (рис. 13). Здесь, так же как и для оползней Подмосковья, для склонов со

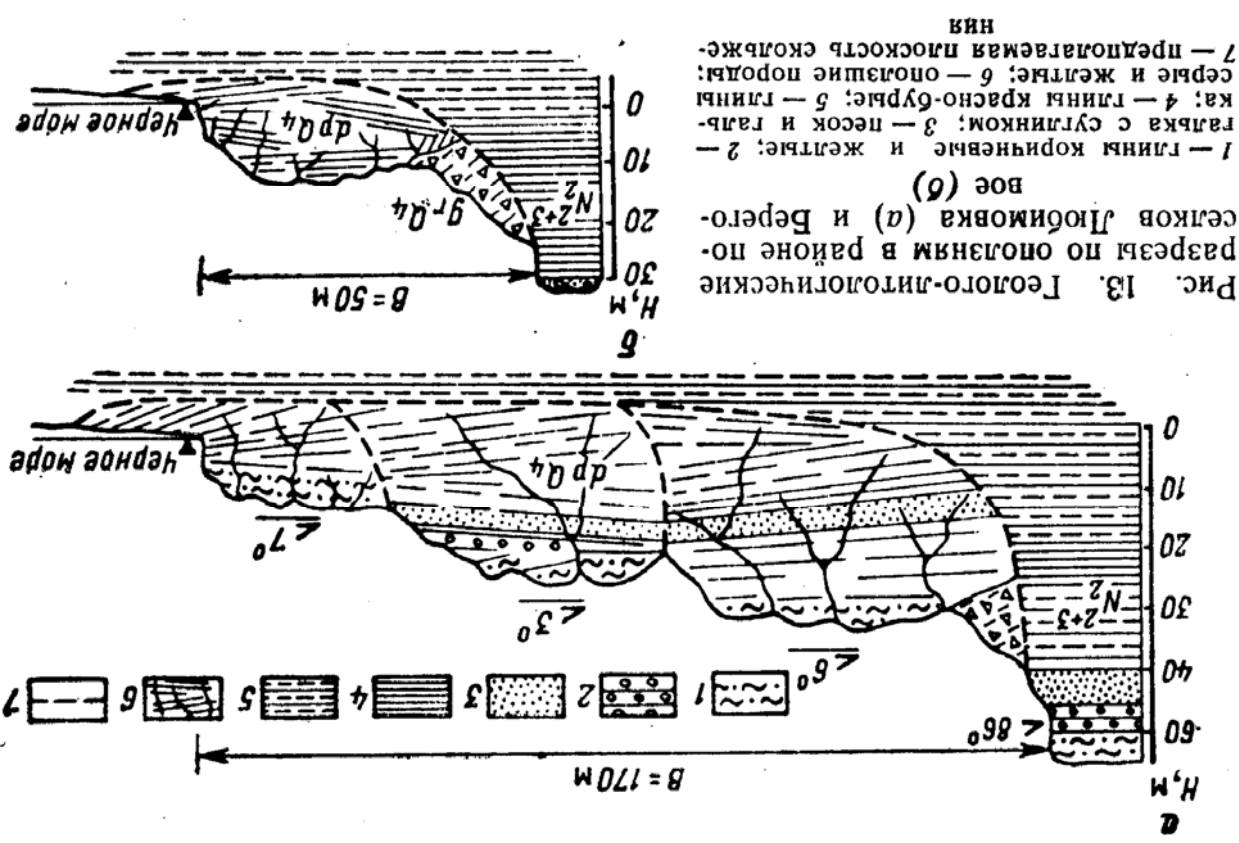
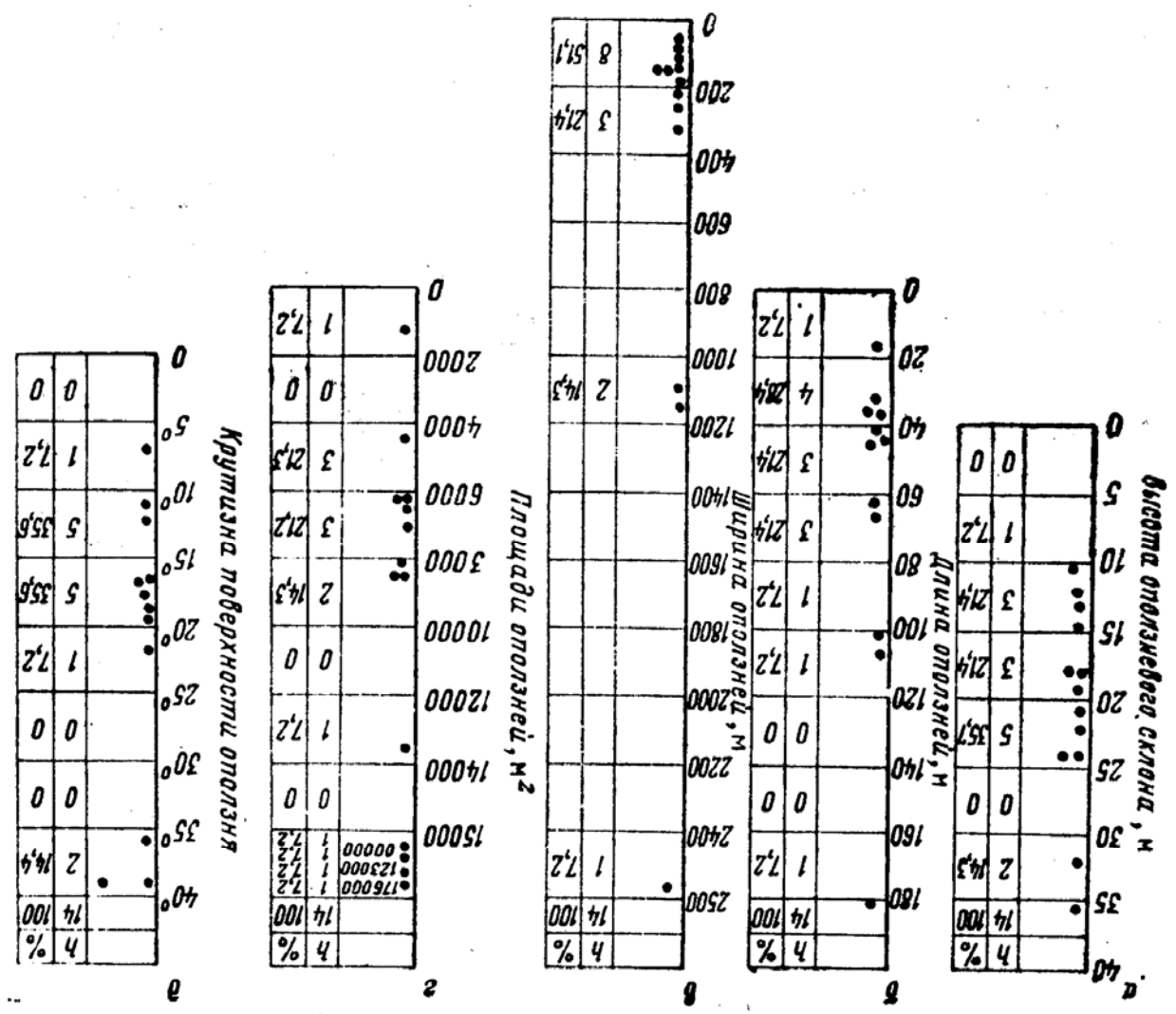


Рис. 13. Геолого-литологические разрезы по оползням в районе поселков Любимовка (а) и Беберовое (б)

1 — глины коричневые и желтые; 2 — галька с суглинком; 3 — песок и галька; 4 — глины красно-бурые; 5 — глины серые и желтые; 6 — оползневые породы; 7 — предполагаемая плоскость скольжения

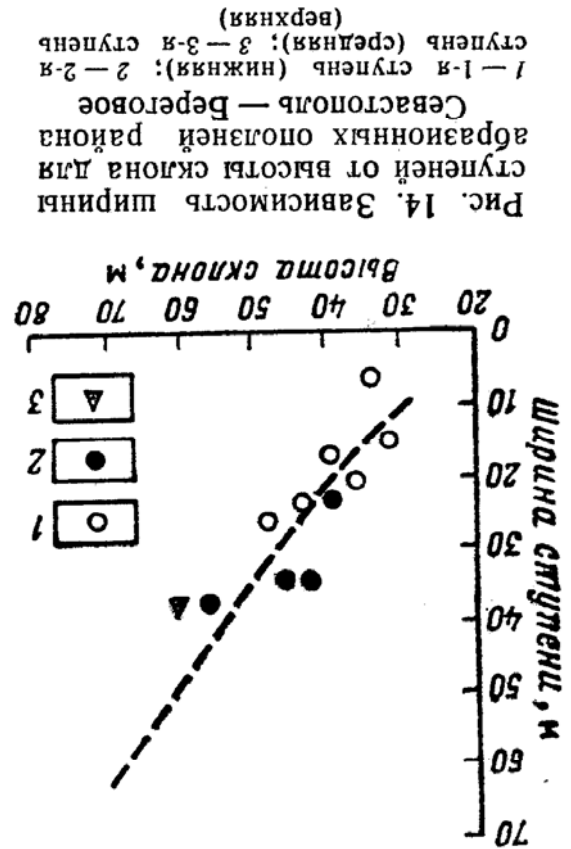
Рис. 12. Геометрические параметры оползней района Севастополь — Беберовое



сходными геологическими условиями [21] число и ширина ступеней увеличиваются с увеличением высоты склона (рис. 14). Длина ступеней по оси движения обычно лежит в пределах 5—30 м с обратным уклоном поверхности до  $-2-7^\circ$ . Ступени на оползневом склоне формируются в результате вовлечения пород, слагающих плато, в смещение в виде блоков. Оседание блоков происходит по крутопадающим ( $70-90^\circ$ ) трещинам, стенки которых со стороны плато длительное время сохраняют значительную высоту (до 15—20 м) и вертикальность ( $70-90^\circ$ ). Преобладающие в общем разрезе породы плато песчано-глинистых разностей обуславливают быстрое изменение первоначального облика отчлененного блока вследствие их осыпания, а также интенсивных и неравномерных оползневых деформаций растаивания.

В нижних частях некоторых оползневых склонов обнаруживаются остатки вала выщипывания. Так, например, у пос. Березовое подводящая часть оползневой склона деформирована на расстоянии 16—20 м у бортов и до 50 м в осевой части, а на оползне Большой Любимовский — в пределах 40—60 м. Обычно эта часть склона представлена желто-серыми глинами и мелкопластинчатой консистенции, которые сильно деформированы и разбиты зияющими ровами и разбиты зияющими ровами и хаотически расположенными трещинами. Со стороны моря вал выпирания заканчивается уступом, высота которого от 0,5 (пос. Березовое) от 1 м (пос. Любимовка).

Вторая группа оползней (шесть), развитых на левобережье р. Алыма и приуроченных к современному базису эрозии, по своим морфологическим признакам существенно не отличается от вышеописанных, но оползневые процессы здесь развиваются менее интенсивно. Высота этих склонов не превышает 59 м, горизонтальная продолжение не более 200 м, площадь от 2700 до 112200 м<sup>2</sup>, средняя крутизна оползневых склонов лежит в пределах  $12-30^\circ$ . Наличие значительного переуплощения (до 20—30 м) в приустевой части р. Алыма, связанного с новоэвксинской денудацией, позволяет утверждать, что формирование блоковых оползней первого порядка на склонах реки закончилось, вероятно, еще в древнеэвксинское время, а современные оползневые деформации



Физико-технические свойства средне-верхнеглиноцевых глин Западного Крыма у пос. Береговое

Таблица 7

Наименование пород	Содержание фракций <math>\lt; 0,005 \text{ мм}</math>, %	Влажность, %	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup>	Число пластич. ности	Пористость, %	Сопротивляемость сдвигу $\tau$ , Н/м <sup>2</sup>		Сопротивляемость при вращ. срезе, Н/м <sup>2</sup>	Одноосное сжатие $P$ , Н/м <sup>2</sup>	
						$C$ , Н/м <sup>2</sup>	$tg\varphi$			
Глины желто-бурые . . . .	41,2—69,0	17,6—21,5	2,06·10 <sup>4</sup> —2,11·10 <sup>4</sup>	17—19	38,6—38,5	3,5·10 <sup>4</sup> —6,5·10 <sup>4</sup>	0,424—0,532	1,9·10 <sup>5</sup> —2,55·10 <sup>5</sup>	1,8·10 <sup>5</sup> —2,8·10 <sup>5</sup>	2,5·10 <sup>5</sup> —7,8·10 <sup>5</sup>
Глины красно-бурые . . . .	74,7—77,2	19,4—22,6	2,02·10 <sup>4</sup> —2,15·10 <sup>4</sup>	18—21	33,0—39,1	3,0·10 <sup>4</sup> —1,4·10 <sup>5</sup>	0,445—0,7	2,6·10 <sup>5</sup> —2,8·10 <sup>5</sup>	3,1·10 <sup>5</sup> —5,0·10 <sup>5</sup>	—
Глины красные . . . .	80,0—86,1	22,6—28,9	1,87·10 <sup>4</sup> —2,07·10 <sup>4</sup>	23—26	39,6—48,2	5,0·10 <sup>4</sup> —1,25·10 <sup>5</sup>	0,6—0,9	3,8·10 <sup>5</sup> —4,2·10 <sup>5</sup>	—	10·10 <sup>5</sup> —17·10 <sup>5</sup>

при на склонах реки следует рассмотреть более как смещение более высоких порядков на теле древних оползней, причуроченных к современному базису эрозии. Поэтому мы считаем, что формирование крупных оползней первого порядка на склонах реки при данной интенсивности эрозии в настоящее время исключается. Отсутствие деталей ното инженерно-геологического материала по западному Крыму не позволяет произвести всестороннюю оценку роли различных оползней. Поэтому мы привели только некоторые, вытекающие из простейших, и венных соотношений, и не касаемся закономерностей, следующих из рассмотрения хода оползневых процессов во времени.

Описанные выше оползни в средне-верхнеглиноцевых породах формируются в том случае, если в основании склона затегают серовато-желтые глины, обладающие в общем разрезе породами прочностными свойствами (табл. 7). Эти глины выполняют роль основного деформируемого гори-

онта (ОДТ). Когда в основании склона находятся красные или красно-бурые глины и тем более конгломераты, формируются преимущественно обвалы. Подобная закономерность четко прослеживается у пос. Береговое, где в пределах береговой полосы шириной 260—300 м развиваются фронтальные (блоковые) ополз-ни, обусловленные залеганием в подшве склона серовато-желтых или желто-бурых глин.

В южном и северном направлениях от этого оползня серовато-желтые глины замещаются красно-бурыми и красными. Такое обстоятельство, при почти неизменной высоте плато (29—33 м), незамедлительно сказывается на форме разрушения склона — оползневые процессы вдоль уреза сменяются обвальными.

Формированию оползней первого порядка способствуют широко развитые в западном районе в пределах приречной части плато трещины бортового отпора, которые располагаются на расстоянии 2—4 м от бровки и вытянуты вдоль нее на 10—15 м.

Изменение высоты оползневых склонов в средне- и верхнеплин-ценовых породах отражается не только на размерах оползней, их конфигурации в плане (чем выше склоны, тем ярче выражена фронтальность, например, оползни у пос. Любимовка, у пос. Уч-куевка), а также на форме разрушения склонов. Так, на рис. 15 следует, что в природных условиях Западного Крыма оползни на-чинают формироваться при высоте склона 10 м. При меньших вы-сотах формируются обвалы. Теоретическая высота склонов, рас-читанная по уравнению В. В. Соколовского, при  $C=0,65 \times 10^5 \text{ Н/м}^2$ ,  $\varphi=20^\circ$  и объеме весе  $2 \cdot 10^4 \text{ Н/м}^3$  равна 11 м.

Отклонение высоты некоторых (севернее р. Бельбек, южнее пос. Кача) природных склонов в серовато-желтых глинах от эм-пирической и теоретической можно объяснить изменением геоло-го-литологических условий (главным образом прочностю) и отсут-ствием зависимости скорости формирования оползней от интен-сивности абразии на соответствующих участках.

На рис. 15 показана связь между высотой и горизонтальным продолжением оползневых склонов Западного Крыма. Для скло-нов в средне-верхнеплинценовых породах проведены граничная и теоретическая предельные линии. Последняя расчленилась, ис-ходя из параметров прочностю глин основного деформирующего горизонта. Построение эмпирической граничной линии 5 на рис. 15 осуществилось с учетом предложений Е. П. Емельяновой [8].

Практическое совпадение указанных линий во всем интервале высот подтверждает предположение о том, что нарушение равно-весия склонов при возникновении оползней первого порядка в ус-ловиях Западного Крыма определяется, по-видимому, прочностью серовато-желтых глин. Разброс точек выше предельных линий при условии некоторой идентичности геолого-литологических и гидрогеологических условий может свидетельствовать о различ-ном запасе устойчивости склонов.

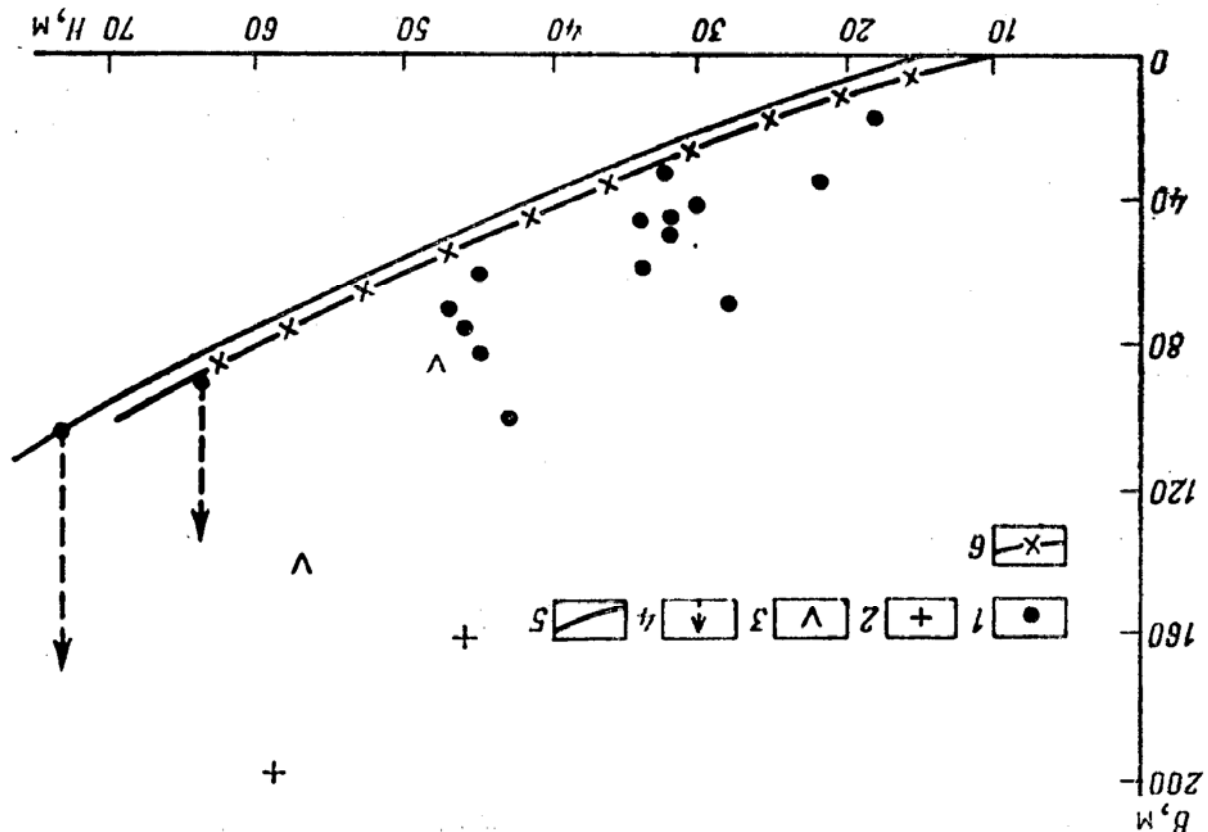
Связь оползневых процессов с абразивными, вытекающая

Растительность и выветривание в формировании оползней первого порядка в условиях Западного Крыма практически роли не играют: первый фактор ввиду скудной растительности исключает свое воздействие как на прочность грунтов, так и на водный баланс; второй фактор ввиду сходства современной геодинамической обстановки с той обстановкой, при которой происходит формирование верхнеплищевых глин.

Влияние на условия равновесия как при формировании оползней первого порядка, так и при смещениях ранее оползших по-добное расположение грунтовых вод может оказывать существенное влияние на условия равновесия как при формировании оползней первого порядка, так и в пределах оползневых участков и характеризуются глубиной залегания слабонапорных (не более 5 м) грунтовых вод, причисленных к редким прослоям глин. По-

1 — современные оползневые склоны; 2 — древнеоползневые склоны; 3 — оползневые склоны у пос. Чкуевка и на Джангурском побережье Тарханкута; 4 — предполагаемое увеличение проложения B после смещения; 5 — границная линия; 6 — теоретическая линия при угле внутреннего трения  $\phi=20^\circ$  и сцеплении  $C=0,65 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$

Рис. 15. Зависимость высоты склона и горизонтального проложения для оползней юго-западной части Крыма



из рассмотрения пространственных соотношений, довольно тесная, а именно, там, где существует подмыв, в природных условиях Западного Крыма имеют место обвалыно-оползневые процессы. Гидрогеологические условия, по результатам разведки, выполненной Укрюжгипрокоммунстроем в 1972 г. на участке побережья от г. Севастополя до р. Альма, относительно неизменны как в

О механизме смещения оползней Западного Крыма, развитых в верхнеплищевых породах, можно говорить предположительно, основываясь на их некоторых морфологических особенностях — блочности, фронтальности, наличии вала выпирания, крупном характере разрушения серовато-желтых глин в условиях одноосного сжатия, определяющей роли абразивных процессов в оползнеобразовании. Перечисленные признаки позволяют их отнести к оползням раздвигания, по Е. П. Емельяновой [9], которые формируются в почти горизонтальных слоях различных оползневых районов СССР (Одесса, Подмосковье, Горьковское и Саратовское Поволжье).

## 2. ОПОЛЗНИ ТАРХАНКУТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Оползни Тарханкутского полуострова расположены в пределах Джангуйского побережья, приурочены они к ядру Джангуйской антиклинали и связаны с деформациями светло-зелено-вато-серых тонкослоистых глин нижнего сармата, кровля которых находится в пределах современного уровня моря. Роль нагрывки, создающей критические перепады давлений в глинах, выполняют средне- и верхнесарматские известняки с прослоями мергелей и известковистых песчаников. Мощность этих отложений достигает 50 м.

Оползни Джангуйского побережья почти непрерывно деформируют морской склон на протяжении 3,9 км, имея длину по оси от 90 до 230 м, при мощности смещающихся масс до 30—40 м, т. е. здесь имеют место типичные фронтальные оползни, для которых индекс удлиненности, по Е. П. Емельяновой [8], значительно меньше 0,5.

Затухание оползневых процессов отмечается только в пределах четырех оврагов, которые прорезают морской склон, понишая таким образом его критическую высоту с 58 (максимальная) до 37 м и менее. В пределах головной части оползней этого побережья четко выделяется головной срыв, высота которого изменяется от 10 до 30 м, а крутизна 40—90°.

Поверхность оползневой склона ступенчатая с многочисленными бессточными западинами. Ступени формируются за счет отчленения с последующим вращением крупных блоков средне- и верхнесарматских известняков, поверхность которых имеет обрыватый уклон, достигающий 48°. Блоки во многих случаях при последующих повторных смещениях хорошо сохраняются, образуя цепочку холмов вдоль уреза. Нижние блоки подвергнутся интенсивной морской абразии, энергия которой не гасится в пределах узкого современного пляжа шириной 5—6 м и в редких случаях 10 м. В пределах подводной части склона на расстоянии 20—40 м от уреза разбросаны одиночные глыбы сарматских известняков, свидетельствующие о смещении береговой линии, которые в некоторой степени гасят энергию штормовых волн.

О характере проявления оползней Джангильского побережья можно судить по рассказам жителей сел Караджи и Черетая [11]. Летом 1933 г. от коренного склона отделился блок навесных формований вала выдавливания. Механическое воздействие смешавшихся пород было настолько сильным, что во многих домах лопнули оконные стекла.

Оползень восточнее дер. Зимовка значительно менее вышесписанного и, кроме того, не имеет на своей поверхности свежих оползневых деформаций. Поверхность их слаженная и задернованная.

Инженерно-геологические условия развития оползней на побережье Тарханкутского полуострова к настоящему времени совершенно не изучены, но несмотря на это установлено, что развитие оползней прекращается при погружении кровли глин ниже современного уровня моря.



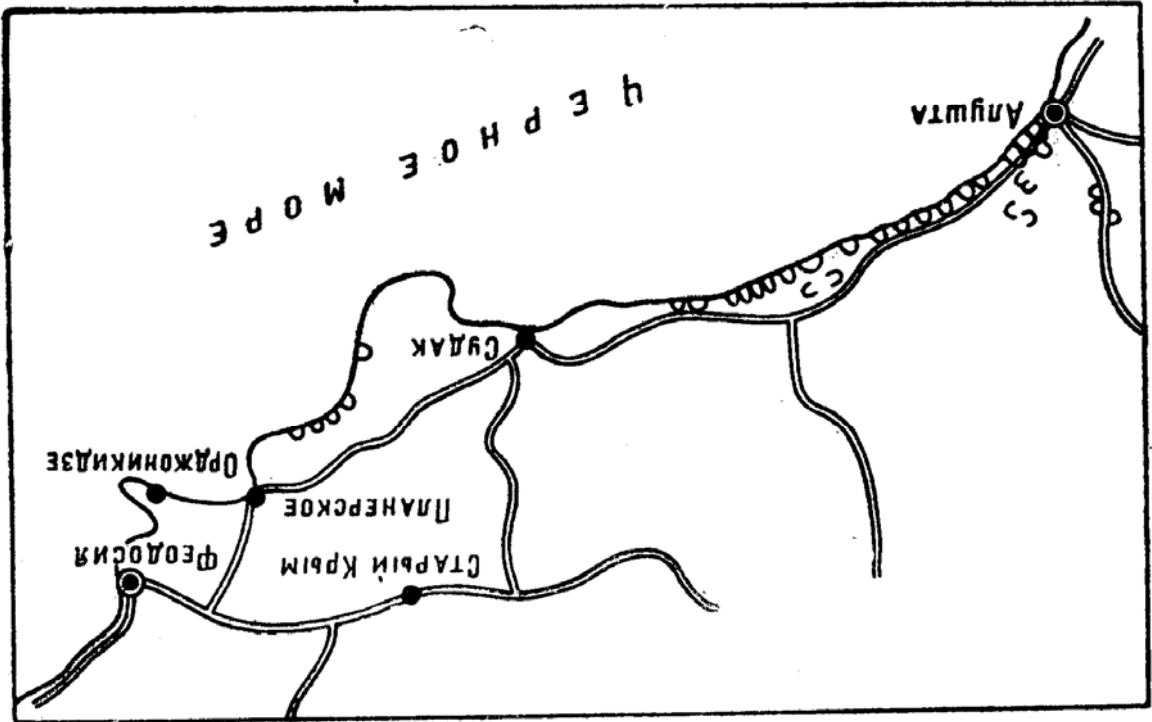
Метеостанции	Средняя годовая температура воздуха, °С	Максимальная температура, °С	Минимальная температура, °С	Среднее годовое количество осадков, мм
Ялта	+13	+37	-14	564
Алушта	+12,6	+35	-18	414
Судак	+11,9	+37	-23	306

Температура воздуха и количество атмосферных осадков

Таблица 8

Климат района умеренно теплый, сухой в береговой полосе и полусухой в верхней части склона. Среднегодовая температура воздуха понижается с запада на восток. Рассматриваемый район отличается от южнобережного (табл. 8, г. Ялта) не только среднегодовой температурой, но и годовым ее ходом. Амплитуду-

Рис. 16. Схема расположения оползней в восточной части Южного берега Крыма



Оползневые процессы восточной части (рис. 16) Южного берега Крыма отличаются от хорошо изученных и неоднократно описанных в литературе оползней района Алушта — Форос. Их отличие обусловлено климатическими условиями, а также геологическим строением и составом пород, вовлекаемых в оползневые смещения.

ОПОЛЗНИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА — ОТ АЛУШТЫ ДО МЫСА КИИК-АТЛАМА

да колебаний температур в Судаке значительно выше, чем в Яте.

Значительное изменение климатической обстановки по сравнению с западнобережным районом объясняется, по-видимому, удалением от моря стенки Ялтинского обрыва от 1—2 км на западе до 6—8 км на востоке.

Территория восточного побережья подвержена интенсивной эрозии, выявляющейся результатом непрерывного подъема прибрежной полосы, который, согласно оценке М. В. Муратова [24], за четвертичный период составил 150—200 м.

Речные долины, овраги, балки местами настолько сближены между собой, что формируют целую систему узких водораздельных гребней шириной от нескольких десятков до 300—350 м. Подобная особенность рельефа исключает развитие значительных оползней большого размера.

Долины рек Алака, Улу-Узень, Кучук-Узень, Шелен, Ворон, протягивающиеся от Главной гряды Крымских гор к морю, разделены узкими почти параллельными водораздельными грядами. По склонам рек и балок отмечается 5—6 эрозионно-аккумулятивных террас различного возраста, высотные отметки которых, по-видимому, должны увязываться с террасовыми уровнями в районе Судака. Долины рек углублены до отметок —20—40 м ниже современного уровня моря как резульат новозвксии-ской перессии.

Среди морских террас к настоящему времени сохранились карантаская в окрестностях Судака и западнее мыса Меганом высотой не более 15 м и новочерноморская или древнечерноморская [2] высотой до 2,5 м, которая отмечена во многих пунктах (Рыбачье, Малореченское, Солнечногорское, Приветное, Балка Канака).

В настоящее время г. Алушта и прилегающая территория испробывают опускание до 0,8 м/год. В оврагах отмечается преобладание лонной эрозии над боковой.

По данным сейсмического районирования Крымского полуострова, восточная часть Южного берега Крыма относится к зоне 7-балльных землетрясений.

В геологическом строении юго-восточного берега Крыма участвуют породы таврической серии, средние юры и четвертичные. Первые представлены дислоцированными толщами с преобладанием аргилитов и типично флишевых пород, которые отменяются между собой количественным соотношением аргилитов, алевролитов, песчаников и сидеритов. Породы средней юры имеют ограниченное распространение и представлены литологически теми же породами, что и таврическая серия, но менее дислоцированы и не имеют в своем составе сидеритов. Четвертичные породы: элювиальными, делювиальными, пролювиальными и аллювиальными, морскими и оползневыми.

## ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ОПОЛЗЕНЕЙ

Пораженность территории района оползнями составляет 1,99%. Наибольшее количество оползней располагается между Алуштой и пос. Приветное, в береговой полосе шириной 0,5 км, величина пораженности здесь составляет 4,2%.

Современные оползневые процессы формируются как на морском побережье (до 50%), так и в речных долинах. Основным различием для этих типов является неоднородная степень интенсивности оползневых процессов, большая — на оползневых склонах побережья, меньшая — в речных долинах. Это различие обусловлено неодинаковой интенсивностью абразионных и эро-

зионных процессов.

Современные оползни морского побережья приурочены главным образом к оползневым накоплениям позднечетвертичных оползней [15], которые образуют в плане огромные цирки шириной более 1 км (участки склона между Алуштой и пос. Приветное, между пос. Морское и р. Чабан-Кале). В верхней части некоторых из них сохранились смещенные блоки пород таврической серии. Древние оползневые цирки в отдельных случаях полностью унаследуются современными оползнями, а в других (западнее с. Морское) в них формируются несколько узких глетчевидных оползней, разделенных между собой межоползневыми гребнями, сложными древнеоползневыми породами. Древние оползневые срыбы, как правило, подходят к водораздельному гребню, а порой и срезают его, что навсегда исключило возможность развития оползней первого порядка. При этом возможность повторных подвижек древних блоков не исключается. Так, например, в 1968 г. нами западнее с. Морское были обнаружены признаки активизации громадного (около 60 000 м<sup>3</sup>) древнеоползневого блока, сохранившего нормальную последовательность слоев коренного склона (аргиллитов, алевролитов и песчаников) и создающего ложное представление об их коренном залегании.

Оползни в долине рек развиваются главным образом в эолово-делювиальном покрове. Основная их часть доходит до водо-

раздельных гребней.

Несмотря на указанные различия в условиях формирования оползней района, они имеют общие морфологические черты, характерные для оползней, формирующихся в рыхлом покрове на наклонной поверхности. Это обстоятельство позволило нам в дальнейшем рассматривать все оползни района совместно.

В современные оползневые смещения вовлекаются преимущественно (около 89% общего числа оползней) выветрелые породы таврической серии: темно-серые суглинки с включением обломочного материала до 30—40%, а также пачки и блоки аргиллитов, алевролитов и песчаников. Остальная часть оползней (район с. Лучистое) связана с деформациями желто-серых су-

рациона. Значительная часть оползневых смещений (61,6%) происходит на склонах крутизной от 15 до 25° (см. рис. 17). Следует отметить, что минимальные, максимальные и средние значения крутизны поверхности оползней восточной части Южного берега Крыма больше, чем западной; так, например, наименьший угол поверхности оползней на западе 8°, а на востоке 11°, максимальный — соответственно 28 и 37°. По средней и максимальной величине крутизна поверхности оползней района восточной части Южного берега Крыма ближе к оползням Сочинского района.

Средняя крутизна склонов, на которых развиваются оползневые процессы, колеблется от 11° (оползень в 0,75 км на северо-восток от устья р. Демержи) до 37° (оползень западнее Ка-радагской биостанции).

а у бааиса — 50 м. Средняя ширина в верхней части 200, в средней — 120, в нижней — 80 м. Морское, в 0,8 км от устья оползень, расположенный восточнее с. Морское, в 0,8 км от устья Величина сужения для отдельных оползней значительная. Так, сужаются вниз по склону и 0,9% — с параллельными бортами. Е. П. Емельяновой), всего таких оползней 88,11%; 11,0% оползней вниз по склону увеличивается («нормальное соотношение» по Крыму характерными являются случаи, когда ширина оползней фронтальная. Для оползней восточной части Южного берега на и циркулярная конфигурация в плане, в редких случаях — оползневая восточная часть Южного берега Крыма присущи глетчеровид-сточнее Чабан-Кале), минимальная — 0,7—0,9. Таким образом, Максимальная величина индекса 5—6 (оползень Генуэзский во- по Е. П. Емельяновой [8], для 61% оползней района более 1, меньше оползней его западной части. Индекс удлиненности  $\frac{l}{h}$ ,

По размерам оползней восточной части Южного берега Крыма

Параметры оползневых склонов	Значение параметра		
	минимальное	максимальное	среднее
Высота, м	10	275	60
Площадь, м <sup>2</sup>	6000	675 650	20 000
Крутизна, градус	11	37	17
Ширина в нижней части, м	20	1550	130
Длина по оси, м	25	1150	170

Размеры оползней восточной части Южного берега Крыма

Таблица 9

табл. 9. Распределение основных геометрических параметров показана на рис. 17, предельные и средние размеры приведены в глинков, содержащих включения глыб и щебня известняков. Та-кие оползни в районе составляют 11% от общего их числа.

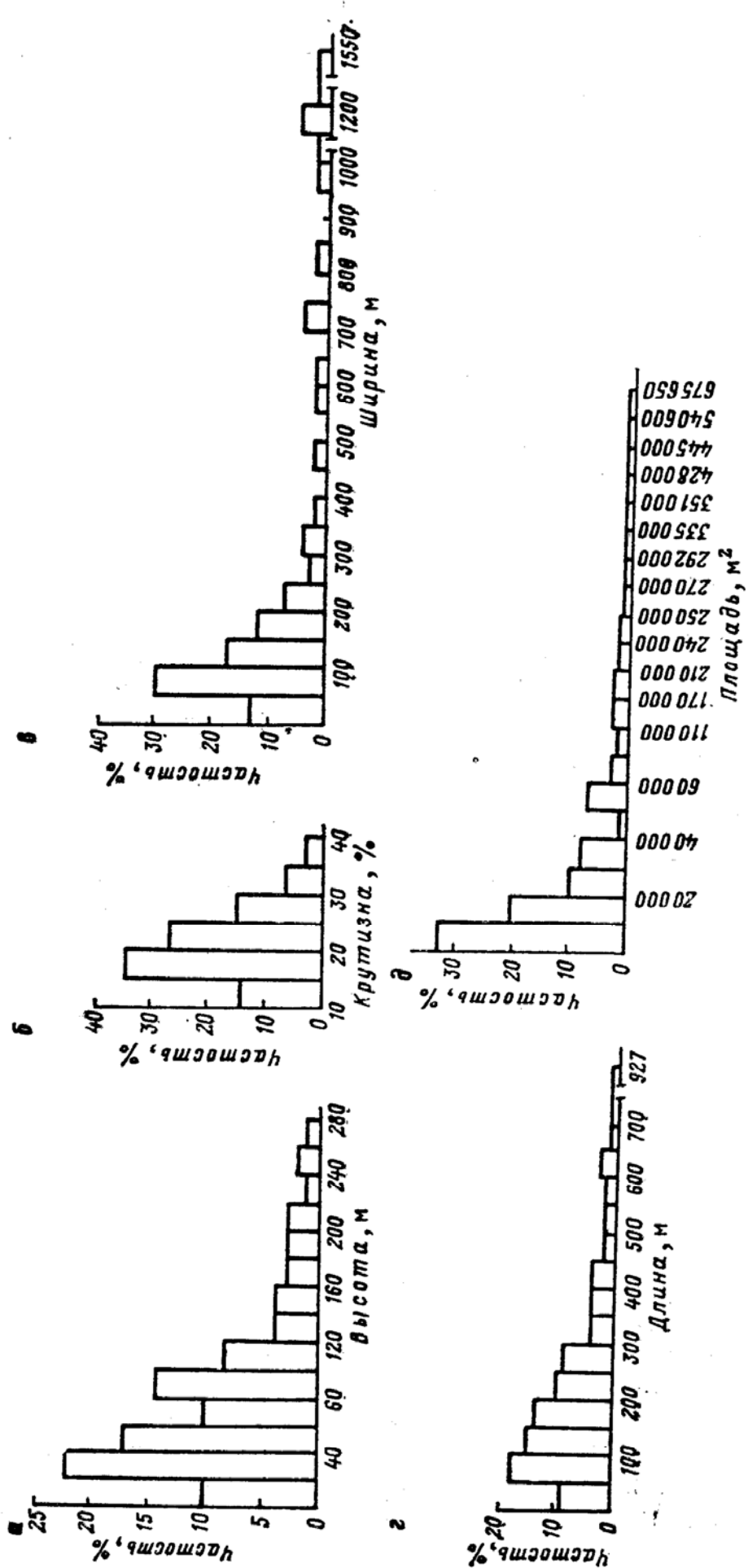


Рис. 17. Геометрические параметры оползней восточной части Южного берега Крыма

Наибольшая пораженность оползнями (табл. 11) наблюдается на склонах юго-восточной и юго-западной экспозиций. Здесь зафиксировано 62% общего числа оползней, развитых в пределах вращающе-балочной части района. Такой характер распределения оползней имеет место в пределах всего Южного берега Крыма и, по-видимому, объясняется в большей степени общим накло-

Экспозиция	Количество оползней		Суммарная площадь	
	число	%	м²	%
Северо-восточная	10	20	640 130	38,3
Юго-восточная	17	34	276 180	16,5
Юго-западная	14	28	648 100	38,9
Северо-западная	9	18	104 860	6,3
Σ	50	100	1669 270	100

Количество оползней различной экспозиции и их площадь

Таблица 11

ных на склонах речных долин и оврагов. экспозиции рассматривается только для оползней, расположенных на склонах района в зависимости от их форм, наоборот, в восточной части меньше, чем в западной. нижней частью и выпуклых на востоке больше, а промежуточные с существенной или менее существенной контрфорсной

Район	Типы склонов				
	вогнутые	вогнута-выпуклые	выпукло-вогнутые	выпуклые	прямолинейные
Восточная часть ЮБК	33	2	5	35	25
Западная часть ЮБК	27	35	16	22	—

Распределение оползней Южного берега Крыма по типам (в %)

Таблица 10

Выше речь шла о средней крутизне поверхности оползневых склонов. Следует отметить, что крутизна поверхности по оси движения оползней значительно изменяется, что, в свою очередь, может обусловить различную степень активности и механизм смещения. Так, оползень 760, развитый на склоне балки, в верхней части имеет крутизну 22°, в средней — 32° и в нижней — 0°. В табл. 10 приведены различные типы оползневых склонов в сравнении с западной частью Южного берега Крыма. Если на западе преимущественных склонов нет, то на востоке их 25%, во-

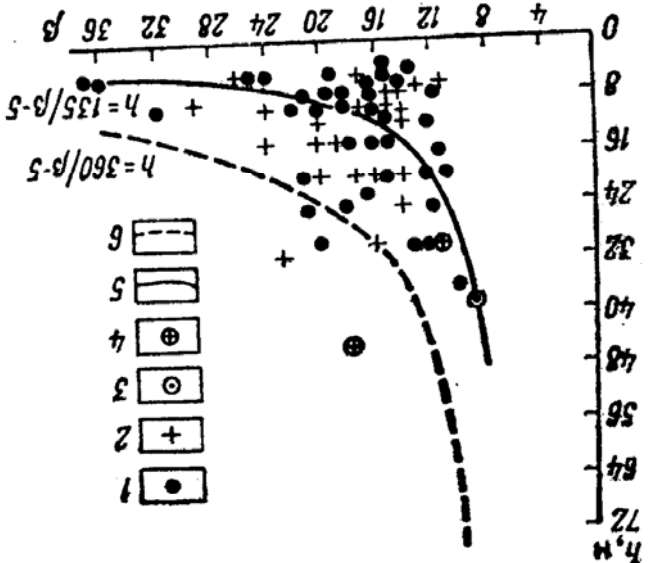
Разброс точек на рис. 18 можно объяснить приближенным способом определения мощности, различной степенью обводненности оползневых накоплений, а также неодинаковой прочностью пород в зоне деформаций, связанной с приуроченностью современных оползневых смещений либо к древнеоползневым склонам с изучаемым древним дремлющим склоном, либо к делювиально-элювиальным склонам, где зоны ослабления тако- го рода отсутствуют.

Несмотря на это, мы построили среднюю и граничную линии для всей совокупности точек, воспользовавшись таблицей, составленной Е. П. Емельяновой [8], по значенным безразмерно- го критерия  $\frac{c}{\gamma h}$  в зависимости от крутизны склона для значе-

ния угла внутреннего трения  $\phi = 5^\circ$ . В табл. 12 приведено сопоставление данных для западного и восточного районов Южного берега Крыма, из которых видно совпадение величин сцепле- ния по средней линии и, соответственно, уравнений гипербол, в то время как величины сцепления по граничной линии значи- тельно отличаются между собой и равны: для запада —  $0,72 \times 10^5 \text{ Н/м}^2$ , а для востока —  $1,7 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ . Дать однозначное опре- деление такому расхождению на данном этапе исследований трудно, возможно, это связано с меньшей дислоцированностью и

1 — современные оползни гляциероидного типа; 2 — современные циркообразные оползни с индексом удлиненности менее единицы; 3 — древние оползни; 4 — теоретическая граничная линия при угле внут- реннего трения  $\phi = 5^\circ$ , объемном весе  $\gamma = 2,2 \cdot 10^4 \text{ Н/м}^3$  и сцеплении  $C = 1,4 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ ; 5 — средняя георетическая линия при  $\phi = 5^\circ$ , объемном весе  $\gamma = 2,0 \cdot 10^4 \text{ Н/м}^3$  и  $C = 0,46 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ .

Рис. 18. Зависимость между крутиз- ной склона и мощностью оползневых накоплений для востока Южного бе- рга Крыма



ном территории в южном направлении, чем влиянием микрокли- матических особенностей, обусловленных экспозицией.

Зависимость мощности оползневых накоплений от крутизны склонов показана на рис. 18, который составлен по ориентиро- вочным данным, полученным в результате полевого инструменталь- ных замеров мощности в нижней части оползней. При этом ис- пользовались оползни прямолинейные и выпуклые в продольном направлении, а также гляциероидные и циркообразные (индекс удлиненности не менее 0,5).

Сравнительная оценка параметров прочности оползневых накоплений для западной и восточной частей Южного берега Крыма (ЮБК)

Метод определения	Район ЮБК	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup>	Угол внутреннего трения	Сцепление, Н/м <sup>2</sup>		Авторы
				среднее значение	максимальное значение	
Сравнительно-геологический	Восточный	2,2 · 10 <sup>4</sup>	5°	0,46 · 10 <sup>5</sup>	1,7 · 10 <sup>5</sup>	И. Ф. Ерыш А. А. Кол- жаспиров
	Западный	2,0 · 10 <sup>4</sup>	5°	0,40 · 10 <sup>5</sup>	0,72 · 10 <sup>5</sup>	Е. П. Емельянова
Обратных расчетов	Западный	2,2 · 10 <sup>4</sup>	7° 40'	0,38 · 10 <sup>5</sup>	—	И. Ф. Ерыш И. В. Кор- женевский
	Кучук-Койский оползень	2,2 · 10 <sup>4</sup>	10° 55'	0,20 · 10 <sup>5</sup>	0,27 · 10 <sup>5</sup>	А. И. Лу- жецкий

обводненностью пород восточного района Южного берега Крыма. Из оползенеобразующих факторов для оползней восточной части Южного берега Крыма наиболее мощными и постоянно действующими, исходя из общей неотектонической обстановки, являются абразия и эрозия. Подземные воды, формирующиеся за счет атмосферных осадков, выпадающих на Яйле, питают всего 9 оползней (8%), а остальная часть подземных вод Яйлы дренруется многочисленными балками и реками.

Основная часть оползней (90%) увлажняется за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на поверхность оползней и прилегающие к ним водосборы. Следовательно, на режим устойчивости оползневых склонов района могут оказывать влияние атмосферные осадки, выпадающие только непосредственно в пределах конкретных оползневых участков, в то время как значительная часть оползней западной части Южного берега Крыма, особенно Симеизские и Алуштинские, постоянно увлажнены за счет карстово-трещинных подземных вод, поступающих из известняков Яйлы.

О кинематике оползневых процессов востока Южного берега Крыма мы можем судить частично по оползням Генуэзский 759 и Приветное 813. Первый расположен западнее пос. Морское, с 1964 г. до апреля 1967 г. находился в фазе интенсивных смещений (более 1 м в год), в апреле-мае 1967 г. перешел в фазу катастрофического смещения (до 1,5—2 м/сут), хотя anomalously



то отклонения оползневобразующих факторов (абразии, осадков, сейсмических толчков) в этот период не отмечалось. Оползень при этом выдвинулся в море на 10—15 м, образовав вперед себя вал выпирания. В последующие 3 года скорость смещения оползня понизилась до 0,5—0,8 м/год.

Оползень у пос. Приветное, в 750 м на северо-восток от устья р. Ускут, с 1964 г. находится в активном состоянии со скоростью смещения до 1 м/год.

Практики строительства противооползневых сооружений в восточной части Южного берега Крыма к настоящему времени нет. Борьба с оползневыми процессами, по-видимому, должна вестись на основе опыта, накопленного организациями «Фундаментпроект», «Укрюжгипрокоммунстрой» и «Союздорпроект» в западной части Южного берега Крыма.

За последнее десятилетие накоплен большой фактический материал исследований оползней Одесского побережья. Наблюдения за оползневыми процессами в естественных условиях на участках, где в указанных период произошли катастрофические оползневые подвижки (III и XII амфитеатры), дали возможность выявить многие существенные стороны глубоких оползневых деформаций неогена и установить причины их происхождения. Опыт строительства I и II очереди противоползневых комплексов расширил наши представления о значении тех или иных видов воздействия на оползневую зону, а также о последствиях и взаимосвязях этих воздействий.

В данной главе на основе фактического материала и геотехнических разработок Одесской инженерно-геологической партии освещены новые результаты, полученные при исследовании оползневых процессов на Одесском побережье (рис. 19).

## 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Северо-западная часть побережья Черного моря относится к северному крылу Причерноморской впадины, комплекс осадочных пород которого представлен отложениями мезозоя и кайнозоя. Верхнюю часть геологического разреза данного района составляют почти горизонтально залегающие отложения неогенового и четвертичного возраста (рис. 20).

### Неоэновая система МИОЦЕН

Сарматские отложения не принимают участия в оползневом процессе и выявляются подстилающими для более поздних образований.

**Мэотический ярус.** Мэотические отложения встречаются в пределах почти всей территории (отсутствуют лишь в долинах Куяльницкого и Хаджибейского лиманов). Выходы на дневную поверхность отложения этого яруса хорошо прослеживаются на крутых берегах Куяльницкого и Хаджибейского лиманов, в области морского побережья они скрыты под толщей оползших пород. На плато отложения мэотиса залегают на глубине от 17,5 до 43,0 м, представляются мелководными морскими и дельтовыми фацциальными разностями. В районе Одессы наблюдаются

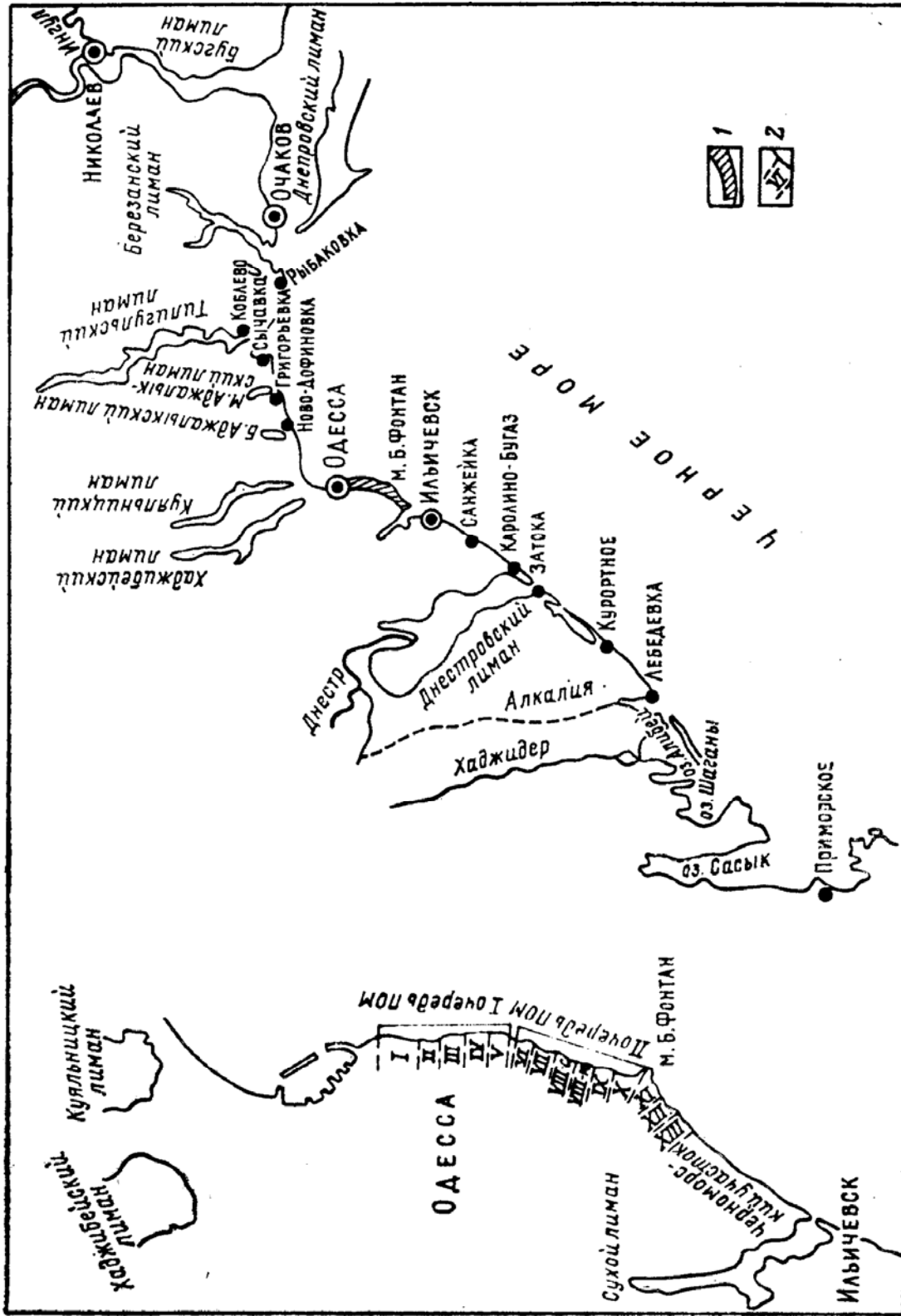


Рис. 19. Обзорная карта Одесского оползневоего района  
 1 — участок стационарных работ; 2 — номера амфитеатров и их границы

Рис. 20. Сводная стратиграфическая колонка

Группа	Каменная озоция -												
Система	Четвертинная												
Отдел	Нижний, средний, верхний, современный												
Подотдел	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
Подъярус	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
Индекс	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
Литологический порода	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
Мощность	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
Краткое описание пород	Юрск		Понтийский		Средн. Верх.		Нижний		Верхний				
	0,2-5,0	0,0-4,2	0,2-1,2	0,5-5,0	0,2-3,0	1,0-4,6	2,0-3,0	0,1-6,0	1,0-28,0	6,0-13,0	0,5-2,0	15,0-70,0	50,0-70,0
	Насыщенные ильменитом	Почвенный слой, жемчужно-серая, известняк, глины, красно-бурая, известняк, глины, известняк, известняк, известняк	Почвенный слой	Глины, глины, известняк, известняк	Известняк, известняк, известняк, известняк	Пески, илы с прослойками известняков, известняк, известняк	Известняк раковинно-деформированный	Глина красно-бурая	Пески с прослойками известняков и известняк	Известняк раковинно-деформированный	Глина серая и темно-серая известняк	Глина голубовато-серая с известняком, известняк, известняк, известняк, известняк, известняк	Глина темно-серая, известняк, известняк
	ant. QIV	dp. QIV	e. QIV	ad. QIV	dp. QIII-IV	m. QIV	Qd. I-III	N <sub>3</sub>	N <sub>2k</sub>	N <sub>2pn</sub>	N <sub>1m</sub>	N <sub>1s3</sub>	
	ant. QIV	dp. QIV	e. QIV	ad. QIV	dp. QIII-IV	m. QIV	Qd. I-III	N <sub>3</sub>	N <sub>2k</sub>	N <sub>2pn</sub>	N <sub>1m</sub>	N <sub>1s3</sub>	
	ant. QIV	dp. QIV	e. QIV	ad. QIV	dp. QIII-IV	m. QIV	Qd. I-III	N <sub>3</sub>	N <sub>2k</sub>	N <sub>2pn</sub>	N <sub>1m</sub>	N <sub>1s3</sub>	

**Понтийский ярус.** Отложения понтийского яруса залегают на поверхности маетиса и представляются двумя литологическими разностями: песчанистой тонкоглинистой глиной и известняком. Слои глин, залегающие в кровле известняка, не выдержаны по простиранию и имеют мощность от 0,5 до 4,5 м. Глины серовато-зеленые, серые, иногда желтовато-зеленые, песчанистые, мetailистые. Основную массу понтийских отложений представляют известняки светло-желтые и охристо-ржавые, раковинно-детритусовые. Мощность известняков колеблется от 6 до 13 м. Резкое уменьшение мощности их наблюдается в районах крупных бабок. Известняки часто имеют значительную трещиноватость. Ширина трещин колеблется от волосных до 0,5 м. Ориентировка трещин близка береговой линии соответствует конфигурации берега или идет под разными углами к нему. К низам известняковой толши приурочен довольно обильный и выдержанный по простиранию водоносный горизонт. Мощность обводненной части известняков достигает 6 м. Глубина залегания колеблется от 8—10 до 40 м. Водупором

#### ЛИПЕН

их разрывки. Происходит в сторону Черного моря, которое является областью отложения на дневную поверхность. Движение подземных вод пределями изучаемого района, на участках выхода маетических песков 0,6 м/сут [7]. Питание водоносный горизонт получает за водовмещающих пород очень низкие; коэффициент фильтрации та. Судя по литологическому составу, фильтрационные свойства или верхесарматские глины, верхним — глины маетиса или пондо уровня моря. Нижним водупором являются маетические уровни устанавливается на абсолютных отметках от +10,9 глиной напора от 1,5 до 20 м, чаше 5—9 м; пьезометрический водоносный горизонт маетических отложений напорный с величина 3,0 м. Мощность водоносных прослоев изменяется от 0,5 до 16 м, средняя, заключенных в толще глин, колеблется от 16,0 до 90,5 м. Глины и разобщенных прослоев песка, реже известняка и песчано-веро-запада на юго-восток. Глубина залегания обводненных прослоев — от 16,35 до 5,0 м, общее падение пород — с северо-востока отложения колеблется от 15 до 70 м, отметки в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Мощность маетических отложений непостоянством прослоев как в целом толша характеризуется непостоянством прослоев как этого, сильно глинистого, реже известняка, а также песчанника. нистости, с прослоями и линзами алевроита, песка тонкозерни- ми и зеленовато-серыми, разной структуры, плотности и песчано-литологически они представляются глинами голубовато-серыми. В маетических отложениях обнаружена также и флора. чередование слоев с пресноводной и типичной морской фауны.

В толще красно-бурых глин встречается иногда мелкокристаллический гипс в виде отдельных кристаллов и небольших друз, а также карбонатные стяжения неправильной формы. Мощность красно-бурых глин колеблется от 0,1 до 6,0 м. Красно-бурые глины являются региональным водоупором.

К верхнелипцевым континентальным отложениям относятся так называемые красно-бурые глины. Они имеют почти повсеместное распространение, отсутствуя лишь в долинах лиманов и крупных балок. Залегают красно-бурые глины на отложениях понтического яруса и частично подстилаются отложениями кувальничьего яруса. Перекрываются повсеместно толщей солого-делювиальных лесовидных образований четвертичного возраста.

### ВЕРХНИЙ ЛИПЦЕН

Кувальничий ярус. Кувальничьи отложения приурочены к правому склону водораздела между Хаджибекским и Кувальничьим лиманами. Залегают с размывом на мэотических и понтических отложениях; перекрываются красно-бурыми верхнелипцевыми глинами. Представлены они песчано-глинистой толщей лиманно-речных отложений с многочисленными остатками пресловодных и соленоводных моллюсков. Мощность кувальничьих отложений изменяется от 1 до 28 м. Водовмещающими породами являются песчаные слои, залегающие среди глинистой толщи. Глубина залегания уровня изменяется от 1 до 18—23 м. Нижним водоупором служат мэотические глины. Питание этих вод происходит за счет атмосферных осадков на всей площади распространения и за счет вод понтических наземных стняков, залегающих выше на водоразделе. Разрузка вод происходит через склоновый делювий в подстилающие мэотические отложения.

Водопроницаемость понтических известняков высокая, коэффициент фильтрации достигает 60 м/сут и более [7].

Водоносный горизонт дренируется всеми крупными балками и оползневым приморским склоном, а также искусственными дренажами — шtolьями и галереями.

Водоносный горизонт дренируется всеми крупными балками и скважинами. Отметки уровня в районе Школовой горы достигают 28—32,7 м, по направлению к Бол. Фонтану и Сухому Лиману снижаются до 5—8 м. Уклоны потока 0,002—0,004. Область питания расположена в местах выхода известняка на поверхность, а также на участках размыва красно-бурых глин в балках и оврагах. Большую роль в питании водоносного горизонта понтических отложений играют подземные воды четвертичных отложений, сбрасываемые в понтические известняки дренажными скважинами.

Представлены они золото-делювиальными лесами и лесос-  
видными суглинками, которые на рассматриваемом участке по-  
крывают водораздельное плато. Среди них четко выделяется от-  
дых до четырех темных полос тяжелого суглинка мощностью  
1,0—1,5 м, содержащего увеличенное количество гумуса и обо-  
гащенного кизью карбонатными включениями. Эти темные про-  
слои принято считать поребенными почвами. Мощность лесос-  
видных пород 2—30 м и зависит от рельефа: чем выше абсолют-  
ные отметки, тем больше мощность; по направлению к склонам  
балок и оврагов мощность пород уменьшается. Водоносный го-  
ризонт в золото-делювиальных отложениях залегает на глубин-  
не от 3 до 16 м и является первым от поверхности. К этому ин-  
тервалу приурочены суглеси и легкие суглинки, реже другие раз-  
новидности пород. Региональным водоупором для первого водо-  
носного горизонта являются верхнеплищевые красно-бурые  
глины. Наличие в толще лесовидных пород тяжелых плотных  
суглинков и глин способствует созданию локальных и времен-

### Нижне-верхнечетвертичные отложения

Удельные дебиты скважин около 0,004 л/с, дебиты родников  
не превышают 0,016 л/с, коэффициенты фильтрации, определен-  
ные опытными откачками, составляют 0,23—2,71 м/сут. Питание  
водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков  
и вод, фильтрующихся при ополчении, в результате утечки из во-  
допроводных и канализационных сетей. Естественными дренами  
являются берег Черного моря, а также лиманы, балки и овраги.  
Кроме того, часть четвертичных вод выводится с помощью дре-  
нажных скважин в pontические известняки.

### Средне-верхнечетвертичные и современные отложения

Морские и лиманно-морские отложения слагают пересыи  
Кувальникового, Хаджибейского и других лиманов, пляжи, косы,  
илы с прослоями мелкого детрита, гравия и реже гальки  
мощностью до 46 м.

Глубина залегания подземных вод в этих отложениях изменя-  
ется от нескольких сантиметров до 2—3 м. Воды грунтовые со-  
стоят из нескольких горизонтов. Питание горизонта происходит за счет  
морских и лиманных вод, а также путем инфильтрации атмо-  
сферных осадков. Разрука осушается в основном за счет  
интенсивного испарения и инфильтрации в лиманы.

Верхнечетвертичные и современные делювиальные отложе-  
ния суглинистым чехлом покрывают склоны балок и оврагов. От-  
сутствуют лишь на крутых обрывистых склонах, где имеются  
выходы более древних образований. Представлены они совре-  
менной почвой и серовато-бурыми и бурыми суглинками, часто

тонкослойными, иногда сильно песчанистыми, реже глинами и песками. Если балки прорезает известняк, делювий содержит большое количество щебенки. Мощность делювиальных отложений — до 3 м.

К современным отложениям относятся аллювиально-делювиальные, элювиальные, делювиально-оползневые отложения. Аллювиально-делювиальные отложения залегают на поверхности и иногда представляются серовато-бурыми сильно песчанистыми, иногда глистыми суглинками, серыми глинами, супесями, песками.

Водоносный горизонт, приуроченный к этим отложениям, залегают на глубине до 4 м. Питание горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков и в балках, где разгружается почти весь атмосферный горизонт, за счет вод последнего. Разружка вод происходит в долинах лиманов.

Элювиальные отложения представлены черноземом мощностью 0,2—1,2 м. Местами почвенный покров удален либо погребен под насыпным слоем.

Делювиально-оползневые образования слагают почти на всем протяжении склоны морского побережья и частично долины лиманов и крупных балок. Литологический состав оползших пород весьма разнообразен и идентичен материнским породам. Последние представлены лесовидными суглинками, красно-бурыми глинами, известняками и эленовато-серыми маотическими глинами, затронутыми оползневыми смещениями на различную глубину. На склоне породы деформированы, перемещены на более низкие абсолютные отметки, продвинуты в сторону моря и часто затронуты в сторону плато. Оползшие породы слагают и подводную часть склона. Мощность оползших пород изменяется от нескольких метров до 25—40 м.

Водоносный горизонт современных делювиально-оползневых отложений распространен повсеместно вдоль побережья. Водо-вмещающими породами преимущественно являются известняки, лесы и легкие разности суглинков. Глубина залегания водо-вмещающих пород колеблется в пределах 1—35 м. Мощность водоносного горизонта 0,7—12,0 м. Горизонт имеет местные напоры, величина которых изменяется от 0,4 до 10 м. Большей частью воды безнапорные. Прозометрический и статический уровни подземных вод устанавливаются на глубине 0,5—20 м и более. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет разгрузки в склоне вод почвенных и четвертичных отложений, а также за счет инфильтрации атмосферных осадков и подпитывания нижележащими напорными водами маотических отложений.

Антропогенные отложения являются особым видом современных четвертичных континентальных отложений [20], связанных с деятельностью человека. Распространены они почти на всей территории. Это насыпные, хозяйственно-бытовые, намытые и другие породы пестрого состава: перемешанный лесовид-



ный суглинок, металл, различные строительные, хозяйственные и бытовой мусор. Самыми однородными по составу являются намытые пески искусственных пляжей. Мощность антропогенных отложений достигает 5 м.

## 2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Работы приурочен к Причерноморской низменности. Основные черты рельефа побережья определены в течение кьяльнического и новозавкисинского времени. Выделяются следующие формы рельефа: а) аккумулятивно-денудационные; б) эрозивно-аккумулятивные; в) современные морские и лиманные абразионные и аккумулятивные; г) оползневые; д) антропогенные. Аккумулятивные денудационные (плато), имеющие ровную поверхность с небольшим уклоном к морю и прорезающим его оврагам и балкам. Абсолютные отметки поверхности в северной части территории 55—70 м и в южной — 26—35 м. Самые высокие отметки (65—72 м) приурочены к водоразделу Хаджибейского и Кьяльницкого лиманов. Поверхность плато в значительной степени расчленена эрозивной сетью.

Эрозивно-аккумулятивные формы рельефа представляют овражно-балочную сеть. В эрозивной сети, расчленяющей плато, входят долины лиманов, между которыми прослеживаются ориентированные в различных направлениях балки. В пределах Одессы — это Усатовская, Кривая, Водяная, Спуск Жанны Ляурб, Спуск Кангуна, Аркадийская, Малофонтанская, Среднефонтанская, Большешфонтанская и Людорфская. Все перечисленные эрозивные формы принадлежат к древней гидрографической сети. Долины лиманов, являясь продолжением долин рек юга Украины и имеют ясно выраженный асимметричный склонов: правые склоны крутые, левые — пологие. Глубина впадины лиманов в низовье достигает 80 м, по направлению к верховью снижается до 20—30 м.

Современные морские и лиманные, абразионные и аккумулятивные формы рельефа — это террасы, косы, пляжи, береговой обрыв, подводный склон (беч), бичевники лиманов. Террасы и косы — это молодые аккумулятивные образования, развитие которых происходит и в настоящее время. Террасы имеют ровную поверхность с отметками от 0,5 до 2—4 м над уровнем моря.

Пляжи на морском побережье сравнительно узкие, местами перекрыты оползшими породами. Ширина их от 4 до 20 м. Для берегов северо-западной части Черного моря характерно повсеместное развитие активного клифа, а в подводной части склона — бечы. Подводный склон отмытый, изобата 4 м проходит в 40—160 м от уреза воды.

Среди современных экзогенных геологических процессов широкое распространение имеют абразия и оползни. Оползневые процессы охватывают практически все склоны морского побережья. Литолого-генетическая неоднородность прибрежной зоны, изменчивость инженерно-геологических свойств пород привели к разнообразию форм оползневых деформаций.

На основе разработанной Одесской инженерно-геологической партией классификации оползней и классификационных признаков

### 3. РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И КЛАССИФИКАЦИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Береговая линия имеет извилистые очертания и представляется собой систему бухт, отделенных друг от друга мысами. Размеры бухт чаще всего от 20 до 300 м в длину и от 5 до 50 м в ширину.

Оползневые формы рельефа распространены на склонах морского побережья, склонах лиманов и балок, подверженных воздействию современных геодинамических процессов. Наиболее динамичен склон морского побережья, начало формирования которого многие исследователи относят к концу новозаяцкого периода.

Отметки поверхности склона на Одесском побережье колеблются от 3—5 м в нижней части до 30—40 м — в верхней. Ширина склона чаще всего измеряется несколькими десятками метров, но иногда достигает 300 м и более. Рельеф склона сложный. По морфологии оползневой склон можно разделить на два типа: ступенчатый и буристо-грядовый. Преобладающий тип склона — ступенчатый, сформированный оползнями, глубоко деформирующими маотические отложения. Специфические черты строения Одесского побережья, изогнутость береговой линии в виде ряда неглубоких бухт (амфитеатров) обусловлены оползневыми процессами.

Буристо-грядовый тип оползневой склона формируется оползнями, при которых в оползневое движение вовлекается по существу лишь толща четвертичных и понтических пород. Характерными элементами рельефа для таких склонов являются высокие гребни, которые вытянуты вдоль склона на десятки метров, гребни отделены друг от друга глубокими впадинами-трещинами.

Антропогенные формы рельефа связаны со строительной и хозяйственной деятельностью человека. Гражданское и промышленное строительство существенно изменили морфологию Одесского побережья, особенно на оползневых склонах, где, согласно проектам противооползневых мероприятий, проводятся крупные планировочные работы: срезы, террасирование, насыпь пляжей и т. д. Инженерно-геологические свойства пород оползневой зоны приведены в табл. 13.

Инженерно-геологические свойства пород оползневой зоны г. Одессы

Горные породы	Показатели инженерно-геологических свойств горных пород	Условия залегания горных пород				
		Естественные		Количество определений	Оползневые	
		Количество определений	Минимальное — максимальное Среднее		Минимальное — максимальное	Среднее
Мэотиче- ские серо-зе- леные глины	Естественная влажность, %	159	$\frac{15,5-40,1}{28,6}$	2711	$\frac{11,5-44,0}{25,2}$	
	Коэффициент пористости	147	$\frac{0,11-1,16}{0,80}$	2155	$\frac{0,35-1,43}{0,75}$	
	Удельный вес, Н/м <sup>3</sup>	144	$\frac{2,69 \cdot 10^4 - 2,8 \cdot 10^4}{2,75 \cdot 10^4}$	774	$\frac{2,68 \cdot 10^4 - 2,89 \cdot 10^4}{2,75 \cdot 10^4}$	
	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup> :	грунта	12	$\frac{1,82 \cdot 10^4 - 2,1 \cdot 10^4}{1,95 \cdot 10^4}$	1971	$\frac{1,62 \cdot 10^4 - 2,2 \cdot 10^4}{1,94 \cdot 10^4}$
		скелета	156	$\frac{1,29 \cdot 10^4 - 1,77 \cdot 10^4}{1,66 \cdot 10^4}$	3137	$\frac{1,14 \cdot 10^4 - 1,89 \cdot 10^4}{1,57 \cdot 10^4}$
	Пределы пластичности	верхний	169	$\frac{34,0-81,1}{52,0}$	1180	$\frac{25,5-74,7}{45,4}$
		нижний	172	$\frac{15,0-44,2}{31,6}$	1163	$\frac{10,0-45,8}{24,3}$
	Число пластичности	172	$\frac{3-37}{28}$	1177	$\frac{6-37}{21}$	

Мэотические серозеленые глины	Максимальная молекулярная влажность, %	149	$\frac{13,2-34,6}{21,8}$	748	$\frac{12,2-36,0}{22,9}$	
	Степень влажности	130	$\frac{0,82-1,00}{0,95}$	2562	$\frac{0,61-1,08}{0,92}$	
	Содержание водорастворимых солей, г/л	10	$\frac{0,9-6,09}{1,86}$	14	$\frac{0,36-2,09}{1,14}$	
	Гранулометрический состав, %	песчаные 2—0,05 мм	94	$\frac{0,3-22}{10}$	224	$\frac{0,2-52}{14}$
		пылеватые 0,05—0,005 мм	94	$\frac{10-75}{58}$	224	$\frac{10-81}{54}$
		глинистые <0,005 мм	94	$\frac{11-84}{32}$	224	$\frac{14-84}{32}$
	Сопроотивляемость сдвигу при $P = 10, 20, 30$ Н	$\Phi$	31	$\frac{10^{\circ}40'-34^{\circ}13'}{22^{\circ}58'}$	170	$\frac{5^{\circ}10'-36^{\circ}30'}{23^{\circ}}$
		$C, \text{ Н/м}^2$	31	$\frac{0,24 \cdot 10^5 - 2,08 \cdot 10^5}{1,22 \cdot 10^5}$	170	$\frac{0,05 \cdot 10^5 - 2,6 \cdot 10^5}{1,0 \cdot 10^5}$
	Понтичские зеленато-серые глины	Естественная влажность, %	11	$\frac{19,8-43,0}{30,0}$	25	$\frac{17,0-37,0}{28,7}$
		Коэффициент пористости	11	$\frac{0,63-1,19}{0,88}$	10	$\frac{0,63-1,04}{0,86}$
Удельный вес, $\text{Н/м}^3$		12	$\frac{2,72 \cdot 10^4 - 2,79 \cdot 10^4}{2,76 \cdot 10^4}$	11	$\frac{2,73 \cdot 10^4 - 2,76 \cdot 10^4}{2,75 \cdot 10^4}$	

Горные породы	Показатели инженерно-геологических свойств горных пород	Условия залегания горных пород			
		Естественные		Оползневые	
		Количество определений	Минимальное—максимальное Среднее	Количество определений	Минимальное—максимальное Среднее
Понтические зелено-вато-серые глины	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup>				1,80 · 10 <sup>4</sup>
	грунта				
	скелета	11	$\frac{1,26 \cdot 10^4 - 1,70 \cdot 10^4}{1,48 \cdot 10^4}$	11	$\frac{1,34 \cdot 10^4 - 1,69 \cdot 10^4}{1,48 \cdot 10^4}$
	верхний	15	$\frac{3,83 - 75,0}{56,9}$	29	$\frac{30,5 - 69,3}{48,2}$
	нижний	15	$\frac{28,0 - 40,0}{29,0}$	29	$\frac{16,8 - 36,0}{26,9}$
Пределы пластичности					
Число пластичности		15	$\frac{21 - 35}{28}$	29	$\frac{11 - 36}{22}$
Максимальная молекулярная влагоемкость, %		10	$\frac{19,0 - 31,0}{26,2}$	20	$\frac{14,5 - 34,0}{22,7}$
Гранулометрический состав, %	песчаные 2—0,05 мм	12	$\frac{1 - 30}{8}$	14	$\frac{1 - 52}{20}$
	пылеватые 0,05—0,005 мм	12	$\frac{26 - 69}{46}$	14	$\frac{10 - 70}{43}$
	глинистые < 0,005 мм	12	$\frac{30 - 61}{46}$	14	$\frac{16 - 81}{38}$

Понтические зеленые то-серые глины	Степень влажности	10	$\frac{0,78-1,00}{0,92}$	10	$\frac{0,84-0,99}{0,92}$	
	Сопрогивляемость сдвигу при $P = 10, 20, 30 \text{ Н}$	$\varphi$	$\frac{11^{\circ}51'-18^{\circ}16'}{—}$	5	$\frac{11^{\circ}20'-35^{\circ}}{27^{\circ}55'}$	
	$C, \text{ Н/м}^2$		$1,31 \cdot 10^5$	5	$\frac{0,47 \cdot 10^5 - 1,79 \cdot 10^5}{1,02 \cdot 10^5}$	
Понтические известняки	Удельный вес, $\text{Н/м}^3$	25	$\frac{2,67 \cdot 10^4 - 2,74 \cdot 10^4}{2,71 \cdot 10^4}$			
	Объемный вес в сухом состоянии, $\text{Н/м}^3$	6089	$\frac{1,0 \cdot 10^4 - 1,88 \cdot 10^4}{1,24 \cdot 10^4}$			
	Пористость, %	25	$\frac{47,6 - 58,9}{54,4}$			
	Коэффициент пористости	25	$\frac{0,89 - 1,43}{1,15}$			
	Естественная влажность, %	25	$\frac{0,2 - 14,7}{5,7}$			
	Полная влагоемкость	25	$\frac{0,33 - 0,54}{0,44}$			
	Водопоглощение, %	25	$\frac{10,7 - 35,6}{23,6}$			
	Предел прочности, $\text{Н/м}^2$	6064	$\frac{4 \cdot 10^5 - 48 \cdot 10^5}{15 \cdot 10^5}$			
		в сухом состоянии				

Горные породы	Показатели инженерно-геологических свойств горных пород	Условия залегания горных пород			
		Естественные		Оползневые	
		Количество определений	Минимальное—максимальное	Количество определений	Минимальное—максимальное
		Среднее		Среднее	
Понтические известняки	при естественной влажности	10	$\frac{3,7 \cdot 10^5 - 24,5 \cdot 10^5}{8,7 \cdot 10^5}$		
	в водонасыщенном состоянии	6064	$\frac{2 \cdot 10^5 - 36 \cdot 10^5}{10 \cdot 10^5}$		
Верхнеплиоценовые красно-бурые глины	Естественная влажность, %	7	$\frac{10,8 - 32,3}{24,5}$	89	$\frac{15,5 - 38,9}{25,5}$
	Коэффициент пористости	7	$\frac{0,63 - 0,90}{0,71}$	47	$\frac{0,49 - 1,07}{0,76}$
	Удельный вес, Н/м <sup>3</sup>	7	$\frac{2,71 \cdot 10^4 - 2,76 \cdot 10^4}{2,74 \cdot 10^4}$	12	$\frac{2,72 \cdot 10^4 - 2,76 \cdot 10^4}{2,74 \cdot 10^4}$
	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup>		$1,52 \cdot 10^4 - 2,15 \cdot 10^4$	35	$\frac{1,68 \cdot 10^4 - 2,14 \cdot 10^4}{1,94 \cdot 10^4}$
	скелета	7	$\frac{1,40 \cdot 10^4 - 1,68 \cdot 10^4}{1,60 \cdot 10^4}$	20	$\frac{1,31 \cdot 10^4 - 1,74 \cdot 10^4}{1,59 \cdot 10^4}$

Верхне-глинистые красные-бурые глины	Пределы пластичности	верхний	20	$\frac{37,6-75,7}{54,5}$	52	$\frac{31,7-74,0}{50,7}$
		нижний	20	$\frac{21,6-35,3}{27,1}$	52	$\frac{20,1-47,0}{27,2}$
	Число пластичности		20	$\frac{13-40}{27}$	52	$\frac{11-37}{24}$
	Максимальная молекулярная влагоемкость, %		11	$\frac{18,2-34,0}{25,8}$	15	$\frac{19,2-32,3}{25,2}$
	Степень влажности		7	$\frac{0,80-0,99}{0,93}$	47	$\frac{06'0}{00'1-29'0}$
	Гранулометрический состав, %	песчаные > 0,05 мм	14	$\frac{4-18}{13}$	9	$\frac{3-14}{8}$
		пылеватые 0,05—0,005 мм	14	$\frac{30-66}{48}$	9	$\frac{7-64}{46}$
		глинистые < 0,0005 мм	14	$\frac{25-59}{39}$	9	$\frac{28-88}{46}$
	Сопротивляемость	Ф	2	20°33'—21°31'		
	сдвигу при P=10, 20, 30 Н	C, Н/м²	2	$\frac{0,18 \cdot 10^5 - 1,1 \cdot 10^5}{-}$		



Горные породы	Показатели инженерно-геологических свойств горных пород	Условия залегания горных пород				
		Естественные		Оползневые		
		Количество определений	Минимальное—максимальное Среднее	количество определений	Минимальное—максимальное Среднее	
Четвертичные эоловые делювиальные лёссовидные породы	Естественная влажность, %	501	$\frac{2,3-38,0}{16,7}$	708	$\frac{3,6-34,6}{19,8}$	
	Коэффициент пористости	293	$\frac{0,52-1,02}{0,71}$	61	$\frac{0,39-0,95}{0,70}$	
	Удельный вес, Н/м <sup>3</sup>	321	$\frac{2,62 \cdot 10^4-2,76 \cdot 10^4}{2,71 \cdot 10^4}$	15	$\frac{2,69 \cdot 10^4-2,75 \cdot 10^4}{2,72 \cdot 10^4}$	
	Объемный вес, Н/м <sup>3</sup>	грунта	274	$\frac{1,39 \cdot 10^4-2,14 \cdot 10^4}{1,85 \cdot 10^4}$	50	$\frac{1,65 \cdot 10^4-2,15 \cdot 10^4}{1,93 \cdot 10^4}$
		скелета	287	$\frac{1,27 \cdot 10^4-1,76 \cdot 10^4}{1,57 \cdot 10^4}$	64	$\frac{1,38 \cdot 10^4-1,87 \cdot 10^4}{1,60 \cdot 10^4}$
	Пределы пластичности	верхний	555	$\frac{23,0-68,8}{35,0}$	472	$\frac{22,6-59,5}{34,1}$
		нижний	555	$\frac{15,0-34,7}{19,4}$	472	$\frac{15,0-36,6}{20,6}$

Число пластичности	555		$\frac{5-32}{16}$	472	$\frac{4-29}{13}$
Максимальная молекулярная влагоемкость, %	251		$\frac{9,0-27,9}{15,6}$	77	$\frac{12,4-25,4}{16,4}$
Степень влажности	287		$\frac{0,04-1,00}{0,70}$	11	$\frac{0,86-0,90}{0,93}$
Гранулометрический состав	песчаные 2—0,05 мм	315	$\frac{1-47}{12}$	140	$\frac{4-51}{14}$
	пылеватые 0,05—0,005 мм	315	$\frac{5-85}{62}$	140	$\frac{30-81}{65}$
	глинистые <0,005 мм	315	$\frac{5-57}{26}$	140	$\frac{7,4-49}{21}$
Сопrotивляемость сдвигу при $P = 10, 20, 30 \text{ Н}$			$\frac{10^{\circ}-29^{\circ}}{19^{\circ}15'}$		
			$\frac{0,0-0,65 \cdot 10^5}{0,30 \cdot 10^5}$		

Четвертичные  
золото-  
делювиальные  
лёссовые  
видные  
породы

ние лесовых пород по верхнеглинистым красно-бурым гли-  
Оползни II типа представляют собой блоковое смеше-  
смесящихся пород колеблется от 7—10 до 20 м.

же на обеих крыльях XII оползневой амфитеатра. Мощности  
центральной части I, на VIII, на южных крыльях X и XI, а так-  
видным или оползшим породам. Наблюдалась эти оползни в  
40—50 м и более. Смещение происходит по четвертичным лесо-  
тока по склону колеблется от 50 до 100 м, ширина — от 25 до  
увеличивается в мощности. Протяженность такого оползня-по-  
Поток в своей конечной части (язык) расширяется по фронту и  
вниз по склону, ластявая наиболее пониженных отметок рельефа.  
совидных пород со степенью влажности около I перемещается  
Взрыхленная масса сильно увлажненных четвертичных лес-

ни I типа не наблюдаются.  
подземные воды в четвертичных отложениях отсутствуют, ополз-  
земных вод в толще лесовых пород. На склонах поперечья, где  
витие оползней данного типа связано с распространением под-  
Базисом оползания для них является верхняя часть склона. Раз-  
Оползни I типа приурочены к коренному обрыву плато.

III маотические породы.  
руэивный блоковый оползень скользяния, глубоко деформирую-  
развивается на абразионных берегах и представляет собой дет-

$$\text{IV тип } \frac{v d Q^{I-III} + N_3^2 + N_2 p n + N_1 m}{N_1 m}$$

развивается на абразионных берегах и представляет собой дет-  
руэивный блоковый оползень скользяния.

$$\text{III тип } \frac{v d Q^{I-III} + N_3^2 + N_2 p n}{N_1 m}$$

развивается на крутых лесовых склонах, обрывах и представ-  
ляет собою блоковый оползень скользяния, переходящий в сво-  
ем дальнейшем развитии в консистентный оползень-поток.

$$\text{II тип } \frac{v d Q^{I-III}}{v d Q^{I-III}}, \frac{N_3^2}{v d Q^{I-III}}$$

развивается в лесовидных породах и представляет собой кон-  
систентный оползень-поток, вызванный переувлажнением.

$$\text{I тип } \frac{v d Q^{I-III}}{v d Q^{I-III}}, \frac{d p Q^{IV}}{d p Q^{IV}}, \frac{d p Q^{IV}}{d p Q^{IV}}$$

ков, предложены Ф. В. Котловым [20], можно выделить сле-  
дующие типы оползней.

нам, иногда захватывающим в своем движении и верхнюю часть последних. Развиваются они в верхней части склона и характеризуются захватом плато размерами до 10 м в ширину и до 100 м в длину, опускающихся на небольшую глубину, сохраняя порядок залегания слоев в начальной фазе движения. При дальнейшем развитии оползающий массив дробится на отдельные блоки, а после водонасыщения переходит в оползень-поток. Взаисом для их оползания служит верхняя, реже средняя часть склона. Наиболее распространены оползни II типа на участках побережья с большой мощностью четвертичных отложений и наличием в их толще подземных вод (на I, VIII-с, VIII-ю, XII, XIII оползневых амфитеатрах). Мощность смешанных пород 18—20 м и более.

III тип оползней выглядит как блоковое оползание толщин четвертичных лесовых пород, верхнеглинистых глин и глинистых отложений, вызывающее нелюбокие деформации в мезотических породах. При III типе оползней смещением захватывается плато шириной до 10—15 м и протяженностью в длину склона 100—150 м, образуя пики в плато. Оползающий массив обычно дробится на отдельные блоки. Смещением охватывается весь склон вперед оползающего массива и сопровождается образованием 1—2 валов сжатия на пиках либо в подвальной части склона в непосредственной близости от уреза. Оползни III типа придают рельефу склона бугристо-грядовый характер.

Распространены оползни III типа в центральной части Х оползневой амфитеатра на Черноморском северо-восточном и южном участках общей протяженностью 4000 м. Мощность смешанных пород до 20—25 м.

IV тип оползней является наиболее распространенным. Большая часть специфических черт Одесского побережья обязана именно этому типу оползневых деформаций, а именно: ступенчатый рельеф оползневых склонов; характерная изогнутость береговой линии, имеющая вид ряда нелюбоких бугров (амфитеатров). Береговая полоса в пределах распространения оползней IV типа разделена на 14 оползневых амфитеатров. На плато оползневые амфитеатры очертываются дугообразной линией большого радиуса с вершиной дуги, обращенной вглубь плато. Границы между отдельными оползневыми амфитеатрами исторически изменчивы, но амфитеатр всегда представлял бугром и отдельяется от соседних с ним амфитеатров мысами или устьями бугров. Каждый амфитеатр представляет собой морфологически сложное, но кинематически единое оползневое тело.

Кинематическое единство оползневых деформаций в пределах амфитеатра наиболее явно проявляется во время катастрофических подвижек, когда от плато отделяется блок значительной площади по размеру, чем амфитеатр, но оползневое смешение при этом распространяется на весь амфитеатр и охватывает надвальной и подвальной части склона (табл. 14).

## Геометрические параметры оползней, деформирующих мезотические отложения

Местоположение оползня и дата катастрофической подвижки	Протяженность амфитеатра вдоль береговой линии А	Размеры блока, отколовшегося от плато М	Данные распространения оползневых деформаций в надводной части склона во время катастрофической подвижки	Размеры валов сжатия (надводная часть склона)	Отношение размеров
I Оползневой амфитеатр Катастрофическая подвижка 5—6/II 1953 г.	Длина по прямой (А) 2500 м Длина береговой линии 2900 м	Длина вдоль склона (М) 180 м Максимальная ширина 42 м	Оползневой склон затронут оползнями с деформациями на протяжении (С) 2400 м	Длина валов сжатия 1720 м, ширина до 80 м (надводная часть) Полная длина валов сжатия (Г) 2400 м	$\frac{A}{M} = \frac{2500}{180} = 13,9$ $\frac{A}{C} = \frac{2500}{2400} = 1$ $\frac{A}{\Gamma} = \frac{2500}{2400} = 1$
VIII Южный оползневой амфитеатр	Длина по прямой (А) 750 м	Длина вдоль склона (М) 397 м Ширина максимальная 29 м	Оползневой склон деформирован на протяжении (С) 750 м	Длина надводной части валов сжатия (Г) 680 м, ширина 20 м	$\frac{C}{\Gamma} = \frac{2400}{2400} = 1$ $\frac{A}{M} = \frac{750}{397} = 1,8$ $\frac{A}{C} = \frac{750}{750} = 1,0$
Катастрофическая подвижка 18/VII 1957 г.					$\frac{A}{\Gamma} = \frac{750}{680} = 1,0$ $\frac{C}{\Gamma} = \frac{750}{680} = 1,0$

<p>III Оползневой ам- фитеатр Катастрофическая подвижка 14/X 1963 г.</p>	<p>Длина по прямой (А) 1000 м Длина по береговой линии 1200 м</p>	<p>Длина вдоль склона (А) 450 м. Максималь- ная ширина 30 м</p>	<p>Оползневой склон деформирован на протяжении (С) 1050 м</p>	<p>Длина валов сжа- тия (Г) 1050 м (из них 600 м составля- ет надводная часть). Ширина ва- лов 50 м</p>	<p><math>\frac{A}{M} = \frac{1000}{450} = 2,2</math> <math>\frac{A}{C} = \frac{1000}{1050} = 1</math> <math>\frac{A}{\Gamma} = \frac{1000}{1050} = 1</math></p>
<p>XII Оползневой ам- фитеатр Катастрофическая подвижка 29/II 1964 г.</p>	<p>Длина по прямой (А) 990 м</p>	<p>Длина вдоль склона (М) 420 м. Максималь- ная ширина 35 м</p>	<p>Оползневой склон деформирован на протяжении (С) 1000 м</p>	<p>Длина валов сжа- тия (Г) 1000 м. Ширина валов 110 м</p>	<p><math>\frac{C}{\Gamma} = \frac{1050}{1050} = 1</math> <math>\frac{A}{M} = \frac{990}{420} = 2,3</math> <math>\frac{A}{C} = \frac{980}{1000} = 1</math> <math>\frac{A}{\Gamma} = \frac{990}{1000} = 1</math> <math>\frac{C}{\Gamma} = \frac{1000}{1000} = 1</math></p>
<p>XII Оползневой ам- фитеатр Катастрофическая подвижка 14/XII 1963 г.</p>	<p>Длина по прямой (А) 990 м</p>	<p>Длина вдоль скло- на (М) 270 м Максимальная ши- рина 35 м</p>	<p>Оползневой склон деформирован на протяжении (С) 1000 м</p>	<p>Длина валов сжа- тия (Г) 1000 м</p>	<p><math>\frac{A}{M} = \frac{990}{270} = 3,6</math> <math>\frac{A}{C} = \frac{990}{1000} = 1</math> <math>\frac{A}{\Gamma} = \frac{990}{1000} = 1</math> <math>\frac{C}{\Gamma} = \frac{1000}{1000} = 1</math></p>

Исходя из строения, формы и динамики оползневых смещений на Одесском побережье можно выделить следующие особенности развития оползневых процессов: 1) фронтальный характер распространения в глубь плато оползневых деформаций; 2) изогнутость береговой линии в виде дуг небольшой кривизны; 3) ступенчатая форма рельефа оползневых склонов; 4) волнистый характер залегания кровли мезотических отложений, деформированных оползневыми процессами; 5) большая глубина распространения оползневых деформаций (до 20 м ниже уровня моря); 6) расположение языка оползня в подводной части склона; 7) постоянный разрыв нижней части оползневой склоны на море; 8) практически непрекращающаяся оползневая смещенная склонов с периодами резкого возрастания скорости смещения оползневых масс (катастрофические подвиги). Анализ фактического материала показывает, что перечисленные выше особенности обусловлены развитием оползней, глубокими деформирующими мезотическими отложениями.

Особенности оползневых деформаций прибрежной зоны обус-

#### 4. МЕХАНИЗМ ГЛУБОКИХ ОПОЛЗНЕВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Оползневые амфитеатры можно разделить на две категории: амфитеатры, сформированные оползнями IV типа, и амфитеатры, где развиты также оползни I и II типов. К первой категории относятся III—VI оползневые амфитеатры, охватывающие выступавший в море участок побережья от мыса у санатория им. Чкалова до 8-й станции Бол. Фонтан. Кроме того, оползни IV типа слгают частично IX—X оползневые амфитеатры и Черноморский центральный участок. Протяженность морского побережья, где развиты указанные оползни, 8500 м. Ширина оползневой склоны в пределах амфитеатров от 45 до 120 м. Оползневой склоны ступенчатые, в основном представлял 2—3 оползневыми ступенями.

Ко второй категории относятся I, II, VIII-с, VIII-ю, XI, XII, XIII оползневые амфитеатры, охватывающие побережье протяженностью 7400 м, а всего IV типом охвачено 76% длины изучаемого побережья. Участки побережья, где в пределах амфитеатров развиты также оползни I, II типов, являются примером двухбазисного оползневой склоны, нижним базисом у которого служит подводная часть склона (IV тип), а средняя часть склона является вторым базисом для оползней I и II типов.

Размеры оползневых амфитеатров изменяются: длина их (по прямой) — от 600 до 2600 м, ширина — от 70 до 280 м. Максимальное количество ступеней (3—4) наблюдается в пределах I оползневой амфитеатра. Здесь же наблюдаются и наиболее широкие оползневые ступени, достигающие 100 м. Механизм оползней IV типа подробно охарактеризован ниже.

словлены также и свойствам пород, в которых этот процесс развивается. Изучению свойств пород, слагающих верхнюю часть разреза Причерноморской впадины, уделено значительное внимание, однако существенные расхождения между средними значениями большинства параметров свидетельствуют о неопределенности их представительности. Высокую изменчивость пока-зателей можно объяснить неоднородностью исследовавшихся пород. Принципиальные затруднения при исследовании проч-ности массивов горных пород вызывается микро- и макропрещино-ватость, наблюдаемые в неогеновых, отложенных. Литологиче-ская неоднородность, существенно осложненная наличием по-верхностей ослабления, определяет прочность свойства круп-ных массивов горных пород. В такой обстановке лабораторные исследования отдельных образцов не отражают свойств пород в массиве.

О прочности горных пород больших массивов можно судить по оползневым деформациям. Изучение оползневых деформа-ций на уровне макропроцесса позволяет выявить те закономер-ности, которые обусловлены всей совокупностью пространствен-ной и временной изменчивости свойств горных пород изучаемого района. Для исследования механизма оползневых деформаций наиболее интересными будут те участки, где полное всего отра-жены моменты, которые качественно определяют развитие про-цесса.

Рассмотрим существенные особенности строения XII амфи-театра как типичного и одного из наиболее изученных участ-

XII амфитеатр расположен на юго-запад от мыса Бол. Фон-тан и ограничен с северо-востока оврагами Балки Безмянной, а с юго-запада оврагом Балки Ковалевского. Протяженность ам-фитеатра 990 м. Склон в пределах XII амфитеатра по данным топосъемки 1960 г. (рис. 21) представлял собой пологую, вытя-нутую в юго-западном — северо-восточном направлении. Макси-мальная ширина склона в центральной части достигала 130 м, к юго-западу он сужался до 90 м, а к северо-востоку наблюдал-ся резкий перегиб береговой линии и ширина склона уменьша-лась до 70 м. К морю оползневой склон обрывался абразионным уступом. Высота берегового обрыва колебалась от 3 до 13 м, достигая наибольших значений в центральной части амфитеат-ра. Береговая линия была спрямлена. В северо-восточной части амфитеатра от места резкого сужения склона и далее к Балке Безмянной наблюдалась неровная бухта.

Ширина пляжа колебалась от 5 до 13 м, составляя в среднем 5—7 м. Оползневой склон имел выраженный ступенчатый харак-тер. Первая ступень наблюдалась на юго-западном крыле амфи-театра. Протяженность ее была 250 м. К центру ступень сужалась от 50 до 10 м и имела общий уклон в сторону моря. Первая ополз-невая ступень ограничивалась со стороны моря береговым обры-



● 516

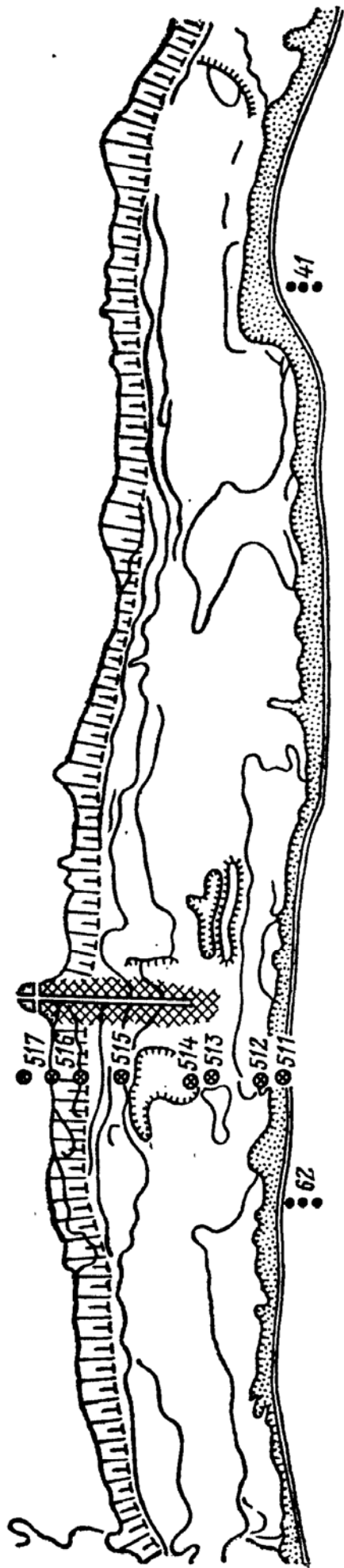


Рис. 21. Геоморфологическая карта XII оползневого амфитеатра (1960 г.)

1 — верхнее плечо основной опущенной трещины растяжения; 2 — крутой обрыв; 3 — бугор; 4 — впадина; 5 — пляж; 6 — выемка; 7 — насыпь; 8 — грунтовый репер и его номер; 9 — абразионный створ и его номер

ранен повсеместно на глубине 34—35 м и приурочен к нижней водоносный горизонт в потлических известняках распространены бурые глины.

доупором служат плотные разности бурых сульфидных и красноватых известняков. Статические уровни устанавливаются на глубинах 13—15 м. Водоснабжение является первым от поверхности. Он безнапорный. Водоносный горизонт в золото-делювиальных лесовидных глинах от +2 до +4,2 м.

Отложения мезотического яруса представляются глинами и зелеными с прослоями и линзами тонких и мелких песков. Отметки кровли мезотических отложений колеблются от +2 до +4,2 м.

10 м. ровная и имеет отметки от +13 до +14 м. Мощности около 10 м. Потлические отложения в пределах XII амфитеатра представляются известняками светлого-серыми, желтоватыми, в верхней части сильно перекристаллизованными, на контактах встречаются мергели и серые глины. Поверхности известняков

равная и имеет отметки от +13 до +14 м. Мощности около 10 м. Потлические отложения в пределах XII амфитеатра представляются известняками светлого-серыми, желтоватыми, в верхней части сильно перекристаллизованными, на контактах встречаются мергели и серые глины. Поверхности известняков бурыми глинами. Мощности этих отложений в центральной части амфитеатра 30 м.

Геологическое строение участка типично для Одесского пояса. На плато четвертичные породы представляются толщами лесовидных сульфидных и подстигаются миоценовыми красноватыми глинами. Мощности этих отложений в центральной части амфитеатра 30 м. Геологическое строение участка типично для Одесского пояса. На плато четвертичные породы представляются толщами лесовидных сульфидных и подстигаются миоценовыми красноватыми глинами. Мощности этих отложений в центральной части амфитеатра 30 м.

Вторая ступень прослеживалась от северной до южной границы амфитеатра. Со стороны плато ступень на большей части была ограничена 15-метровой изолинией, а со стороны моря — береговой обрывом. На северном и южном крыльях этой ступени находились дачные постройки. Поверхности второй ступени была полого-волнистая, как правило, с некоторым уклоном в сторону моря. Вторая ступень примыкала непосредственно к обрыву плато за исключением участка, где была развита третья ступень. Максимальной ширины ступень достигала в центральной части амфитеатра (70—80 м), а затем плавно сужалась от центра на юг и на север до 60—40 м.

Подводная часть склона была деформирована по всей длине амфитеатра от балки Безымянной до балки Ковалевского. В результате деформаций дно поднялось выше уровня моря и образовало ступень (вал сжатия), слегка запрокинутую в сторону плато. Наибольшая ширина этой ступени наблюдалась в центральной части амфитеатра, где на участке длиной 500 м она в среднем составила 80 м. Деформации дна моря распространялись на расстояние до 100—200 м от прежнего уреза. Далее к обеим

сторонам, где они протянулись на сотни метров параллельно берегу, трещины получили в центральной и южной частях третьей ступени также в ряде трещин сжатия. Наибольшее развитие эти деформации четвертой и третьей ступеней склона выражали в виде зон сглаженности и ступенчатости.

Деформации склона происходили в результате оползневых процессов. На склоне перед опустившимся блоком возникла система поднятых трещин сжатия, в которой наибольшая трещина образовала своим поднятым низовым плечом бугор, существенно изменивший рельеф этой части склона.

Опустившийся блок был отделен от плато почти вертикальным обрывом (верховое плечо трещины растяжения) высотой от 6 м в южной части до 9—10 м в северной. Возникшая трещина на растяжения с севера и юга сомкнулась с основной опущенной трещиной растяжения, отделив оползневой склон от плато. По этим трещинам произошло смещение, охватившее весь оползневой склон амфитеатра, что обозначилось на обрыве плато в виде зоны сглаженности от прислоненного к обрыву плато оползневой склона. Эта зона в виде полосы шириной 1,5—3 м четко прослеживалась на обрыве плато по всему амфитеатру. На склоне перед опустившимся блоком возникла система поднятых трещин сжатия, в которой наибольшая трещина образовала своим поднятым низовым плечом бугор, существенно изменивший рельеф этой части склона.

Опустившийся блок был отделен от плато почти вертикальным обрывом (верховое плечо трещины растяжения) высотой от 6 м в южной части до 9—10 м в северной. Возникшая трещина на растяжения с севера и юга сомкнулась с основной опущенной трещиной растяжения, отделив оползневой склон от плато. По этим трещинам произошло смещение, охватившее весь оползневой склон амфитеатра, что обозначилось на обрыве плато в виде зоны сглаженности от прислоненного к обрыву плато оползневой склона. Эта зона в виде полосы шириной 1,5—3 м четко прослеживалась на обрыве плато по всему амфитеатру. На склоне перед опустившимся блоком возникла система поднятых трещин сжатия, в которой наибольшая трещина образовала своим поднятым низовым плечом бугор, существенно изменивший рельеф этой части склона.

Опустившийся блок был отделен от плато почти вертикальным обрывом (верховое плечо трещины растяжения) высотой от 6 м в южной части до 9—10 м в северной. Возникшая трещина на растяжения с севера и юга сомкнулась с основной опущенной трещиной растяжения, отделив оползневой склон от плато. По этим трещинам произошло смещение, охватившее весь оползневой склон амфитеатра, что обозначилось на обрыве плато в виде зоны сглаженности от прислоненного к обрыву плато оползневой склона. Эта зона в виде полосы шириной 1,5—3 м четко прослеживалась на обрыве плато по всему амфитеатру. На склоне перед опустившимся блоком возникла система поднятых трещин сжатия, в которой наибольшая трещина образовала своим поднятым низовым плечом бугор, существенно изменивший рельеф этой части склона.

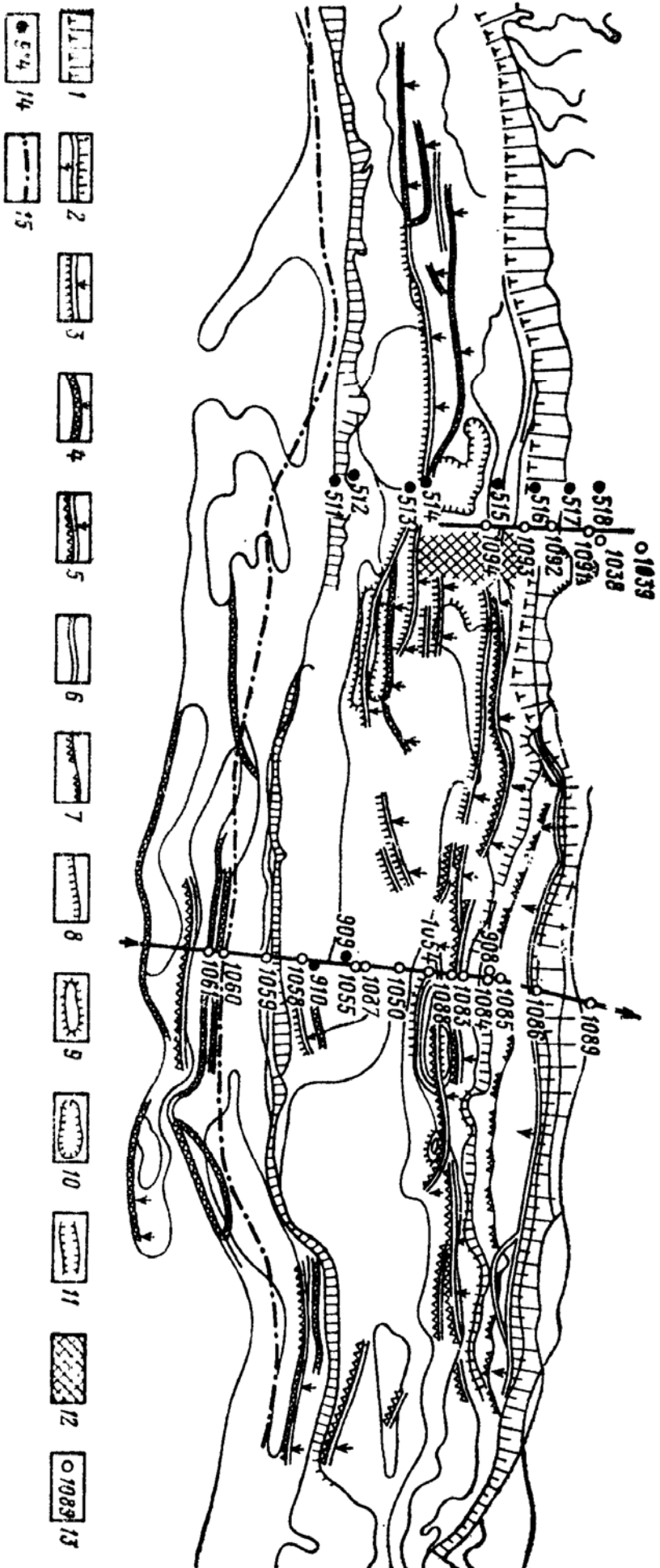


Рис. 22. Схема оползневых деформаций XII амфиитеатра на 29/XII 1964 г.

1 — верховое плечо основной опущенной трещины растяжения (обрыв плато); 2 — опущенная трещина растяжения; 3 — горизонтальная трещина сжатия; 4 — опущенная трещина сжатия; 5 — подытая трещина сжатия; 6 — неклассифицированная трещина; 7 — положение бровки плато до катастрофической подвижки 29/II 1964 г.; 8 — круглой обрыв на склоне; 9 — бугор; 10 — впадина; 11 — выемка; 12 — насыпь; 13 — бугор; 14 — грунт; 15 — грунт.

В июле 1965 г. на плато к югу от блока, отделившегося 29/II 1964 г., появились новые признаки формирования трещины растяжения; первые признаки ее наблюдались еще в начале 1964 г. В плане эта трещина представляла собой продолжение трещины, по которой произошло смещение блока в феврале 1964 г. Формирование новой трещины происходило неравномерно. Вначале она проявилась в непосредственной близости от блока, сместившись 29 февраля 1964 г. Далее трещина разви-

ции растяжения. В июле 1965 г. на плато к югу от блока, отделившегося 29/II 1964 г., появились новые признаки формирования трещины растяжения; первые признаки ее наблюдались еще в начале 1964 г. В плане эта трещина представляла собой продолжение трещины, по которой произошло смещение блока в феврале 1964 г. Формирование новой трещины происходило неравномерно. Вначале она проявилась в непосредственной близости от блока, сместившись 29 февраля 1964 г. Далее трещина разви-

формации в подводной части склона свидетельствуют о том, что в языковой части оползня плоскость скольжения не принимает вида восходящей кривой, т. е. в этом случае в местах выхода ее на поверхность должны наблюдаться деформации берового обрыва.

Деформации в подводной части склона свидетельствуют о том, что в языковой части оползня плоскость скольжения не принимает вида восходящей кривой, т. е. в этом случае в местах выхода ее на поверхность должны наблюдаться деформации берового обрыва. Деформации в подводной части склона свидетельствуют о том, что в языковой части оползня плоскость скольжения не принимает вида восходящей кривой, т. е. в этом случае в местах выхода ее на поверхность должны наблюдаться деформации берового обрыва.

Первый район включает в себя отделившийся от плато блок новой вертикальной составляющей. Зона выраженных деформаций и деформаций. Сказанное подтверждает также и то, что зона выраженных деформаций сжатия повторяет конфигурацию берового обрыва. Сказанное подтверждает также и то, что зона выраженных деформаций сжатия повторяет конфигурацию берового обрыва. Сказанное подтверждает также и то, что зона выраженных деформаций сжатия повторяет конфигурацию берового обрыва.

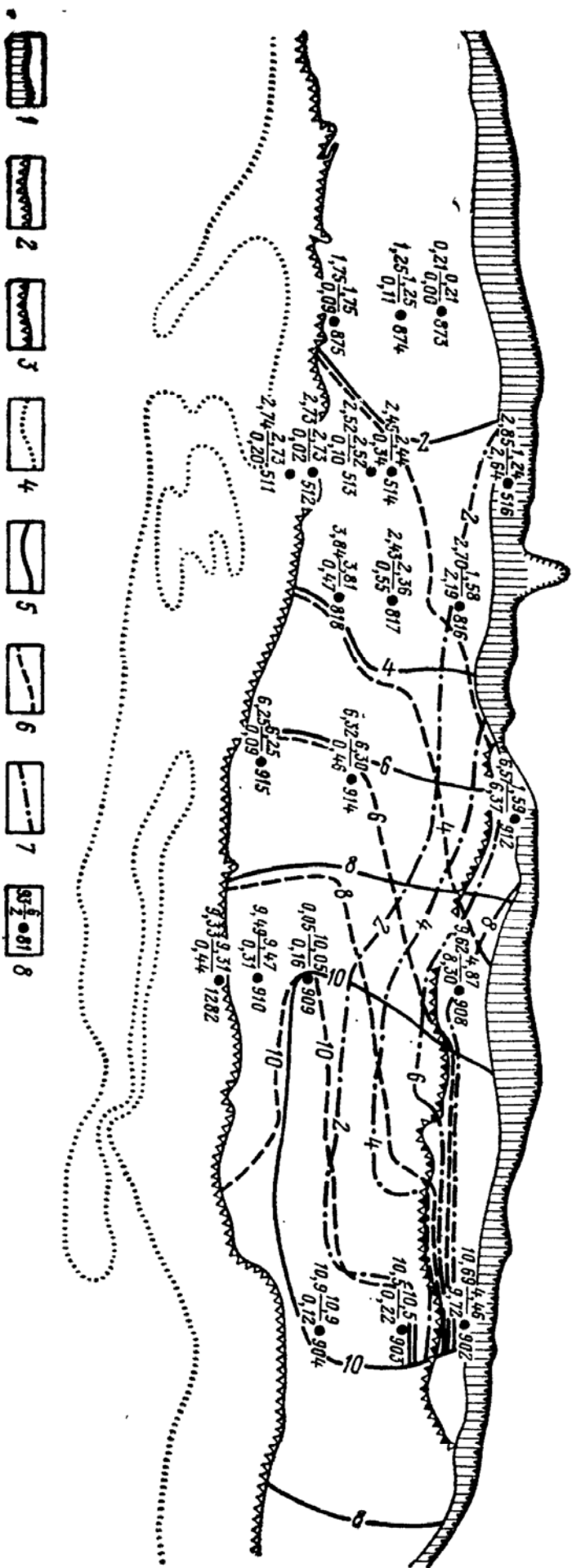


Рис. 23. Схема оползневых смещений с I/I по 31/III 1964 г. (катастрофическая подвижка 29/II 1964 г.), XII амфитеатр 1 — бровка и обрыв плато; 2 — береговой обрыв; 3 — бровка блока, оползшего 29/II 1964 г.; 4 — урез воды. Изотахи в метрах за период с I/I по 31/III 1964 г.; 5 — изотахи горизонтальных составляющих оползневых смещений (Z); 6 — изотахи вертикальных составляющих оползневых смещений (H); 8 — репер: справа — номер, слева — величина оползневых смещений

$$\left( \frac{Z}{H} \right)$$

валясь в южном направлении параллельно бровке плато. Таким образом, северная часть трещины сформировалась в сентябре, центральная — в октябре и южная — в первых числах декабря 1965 г. В начале декабря в северной части трещины опускание изового плеча достигло 0,2—1 м, а ширина трещины — 0,25 м. Далее наибольшие скорости формирования трещины наблюдались в южной и центральной частях. В этот период на оползневом склоне наблюдалось некоторое оживление оползневых трещин, главным образом в верхней части склона.

Схема изолиний равных скоростей оползневых смещений за период с I/IV по 30/XI 1964 г. показывается (рис. 24), что в это время в распределении скоростей оползневых смещений произошли существенные изменения, выразившиеся в появлении того центра развития оползневых деформаций. Местоположение этого центра находилось в 150—200 м на юг от блока, отделявшего 29/II 1964 г., на участке новой трещины, формирующейся на плато. В этот период произошло также смещение к центру амфитеатра. Дальнейшее развитие оползневых деформаций, отраженное на схеме изотех за период с декабря 1964 г. по декабрь 1965 г. (рис. 25), еще больше изменило картину распределения величин оползневых смещений. В начале декабря 1965 г. на XII амфитеатре сформировался новый центр оползневых деформаций, но уже расположенный к югу от местонахождения первого.

13 декабря 1965 г. в центральной части амфитеатра вследствие деформаций сжатия подводной части склона на отдельных участках стало появляться морское дно, сложенное серо-зелеными глинами. 14 декабря 1965 г. скорость оползневых смещений значительно возросла и к 10 ч утра достигла 0,23 м/ч — произошла катастрофическая подвижка.

По наблюдениям геологов, находившихся непосредственно на склонах XII амфитеатра, характер движения оползневого склона был плавным. Наблюдением через теодолит движение неосредственно не улавливалось, но при фиксации одной какой-либо определенной точки наблюдалось смещение, аналогичное движению минутной стрелки наручных часов. В 13 ч скорость смещения спускающегося массива составляла 0,30 м/ч. 15 декабря в 8 ч утра новый блок, отделившийся от плато, опустился в северной части на 7 м, в центральной — на 6,5 м, а в южной — на 5 м. Опущенная трещина растяжения, по которой произошло смещение нового блока, сокнулась в северной части с трещиной, отделившейся от плато блок 29/II 1964 г., а в южной — с оползневой опущенной трещиной растяжения (см. рис. 25). По этой системе трещин произошло смещение, охватившее, так же как и 29/II 1964 г., весь амфитеатр. Перед опустившимся блоком на склоне возникли поднятые трещины сжатия, проявившиеся в рельефе в виде ряда гребней. Деформации оползневого склона до берегового обрыва продолжались по той же системе трещин

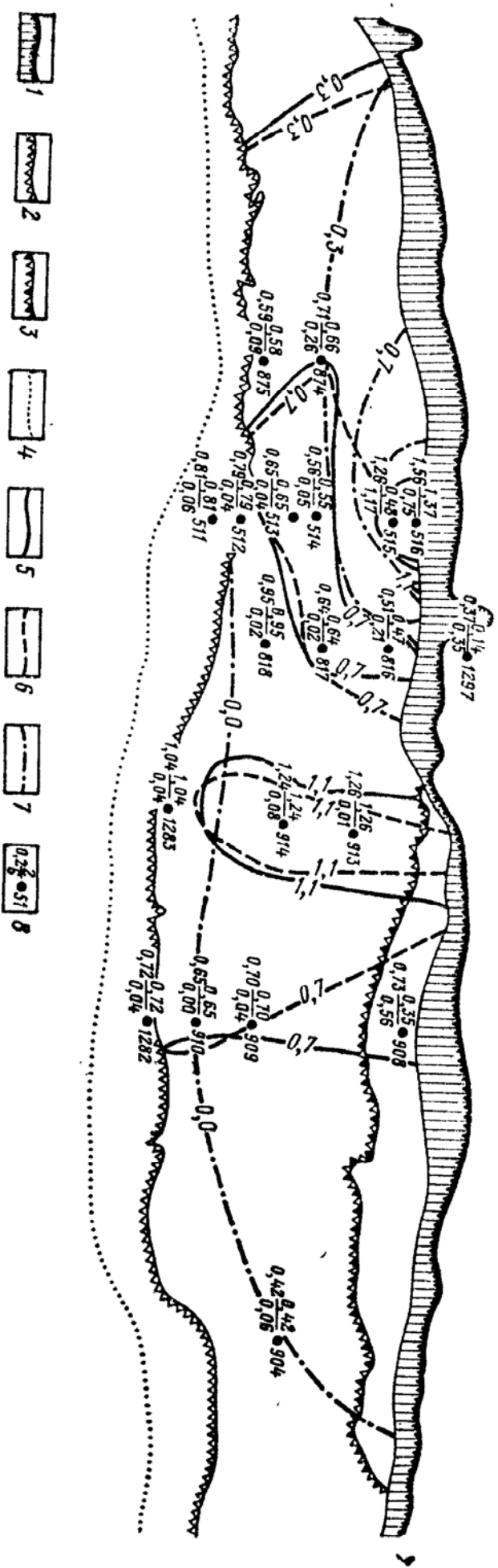


Рис. 24. Схема оползневых смещений с I/IV по 30/XI 1964 г., XII амфитеатр

1 — бровка и обрыв плато; 2 — береговой обрыв; 3 — бровка блока, оползшего 29/II 1964 г.; 4 — урез воды. Изоганы в метрах за период с I/IV по 30/XI 1964 г.: 5 — изоганы оползневых смещений (Z), 6 — изоганы горизонтальных составляющих оползневых смещений (H), 7 — изоганы вертикальных составляющих оползневых смещений (H), 8 — репер: справа — номер, слева — величины оползневых смещений  $\left( \frac{Z}{H} \right)$



сжатия, что и в 1964 г. Однако в отличие от 1964 г. проявились они в большей степени на южном крыле амфитеатра. В результате значительных деформаций морского дна 14/XII 1965 г. к остаткам размытой первой ступени (вал сжатия 29/II 1964 г.) присоединилась полоса поднявшегося дна моря. Таким образом, первая ступень практически восстановилась в границах 29/II 1964 г. (см. рис. 25).

В поднявшемся морском дне-беньче обнажились структуры оползневоего склона в виде полос и пятен красно-бурых и зеленовато-серых глин и блоков известняка. Максимальные величины оползневых смещений склона приурочены к участку блока, отделившегося от плато 14/XII 1965 г. (рис. 26). Распределение изолиний скоростей оползневых смещений соответствовало распределению изолиний скоростей оползневых смещений в период, предшествующий катастрофической подвижке.

Таким образом, характер и распределение оползневых деформаций XII амфитеатра 14 декабря 1965 г. принципиально повторили картину оползневых деформаций при катастрофической подвижке 29/II 1964 г. (рис. 27, см. рис. 26). Как в первом, так и во втором случаях максимальные оползневые смещения были приурочены к участкам амфитеатра, где происходило отделение блока от плато, а районы опускания, горизонтальных смещений и поднятий, соответственно совпадающие в плане с районами растяжений и сжатия, не изменили своих геоморфологических границ.

Наблюдаемое перераспределение величин оползневых смещений на склонах амфитеатра после катастрофической подвижки 14/XII 1965 г. можно объяснить неравномерностью размыва основания склона из-за его литологической неоднородности, блоковым характером взаимодействия, приуроченной верхней части склона на отдельных участках, овалами и оползнями в обрыве плато и рядом других причин.

В 1964—1967 гг. на XII амфитеатре было проведено бурение по двум створам, расположенным по нормали к береговой линии. Створ А—А проходил через блок, отделившийся от плато 29/II 1964 г., а створ В—В проходил через блок, отделившийся от плато 14/XII 1965 г. (рис. 28 и 29).

Геологические разрезы по створам А—А и В—В показали, что строение оползневой зоны XII амфитеатра во всех своих чертах тождественно геологическому строению оползневой зоны других амфитеатров. Исходя из этого, на разрезах А—А и В—В был проведен анализ оползневых деформаций по разрабатанной нами методике [25].

Поскольку по створу А—А бурение до 29/II 1964 г. не производилось, на геологическом разрезе оползневоего склона была проведена реконструкция положения контактов между мезотическими глинами и понтическими известняками, а также понтическими известняками и вышележащими породами. По створу

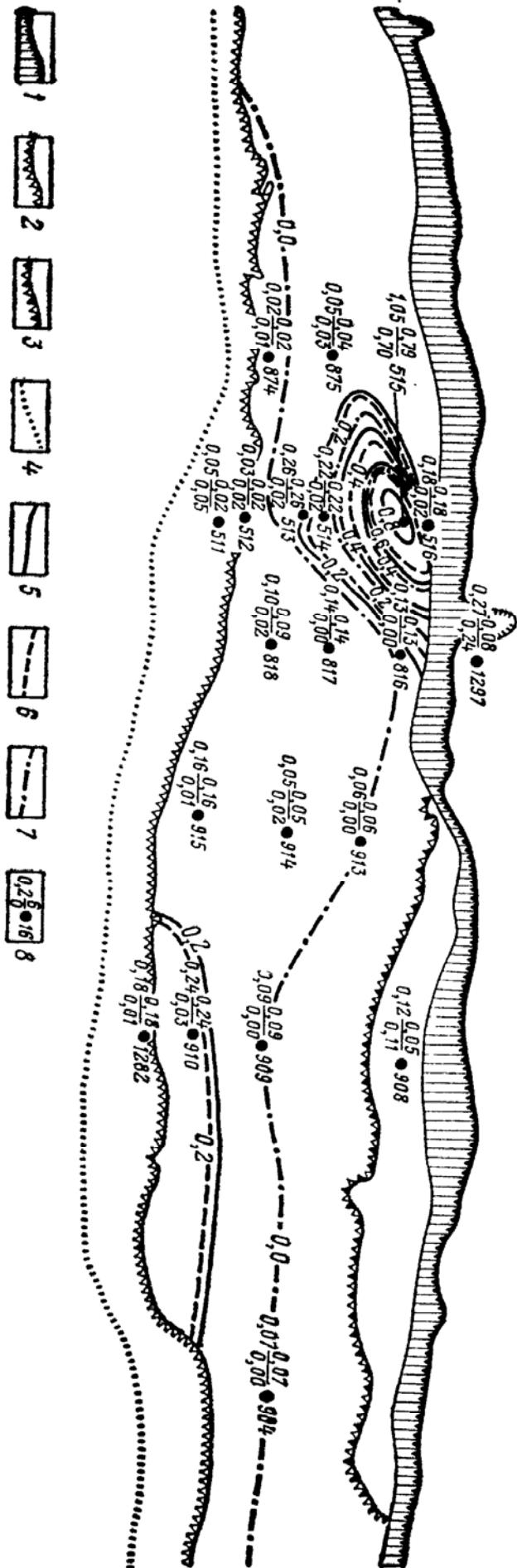


Рис. 25. Схема оползневых смещений с 30/XI 1964 по 10/XII 1965 г., XII амфитеатр

1 — бровка и обрыв плато; 2 — береговой обрыв; 3 — бровка блока, оползшего 29/II 1964 г.; 4 — урез воды. Изотопы в метрах за период с 30/XI 1964 по 10/XII 1965 г.; 5 — изотопы оползневых смещений (Z), 6 — изотопы горизонтальных составляющих оползневых смещений (S), 7 — изотопы вертикальных составляющих оползневых смещений (H), 8 — репер: справа — номер, слева — величины оползневых смещений

$$\left( \frac{Z}{S} \right)$$

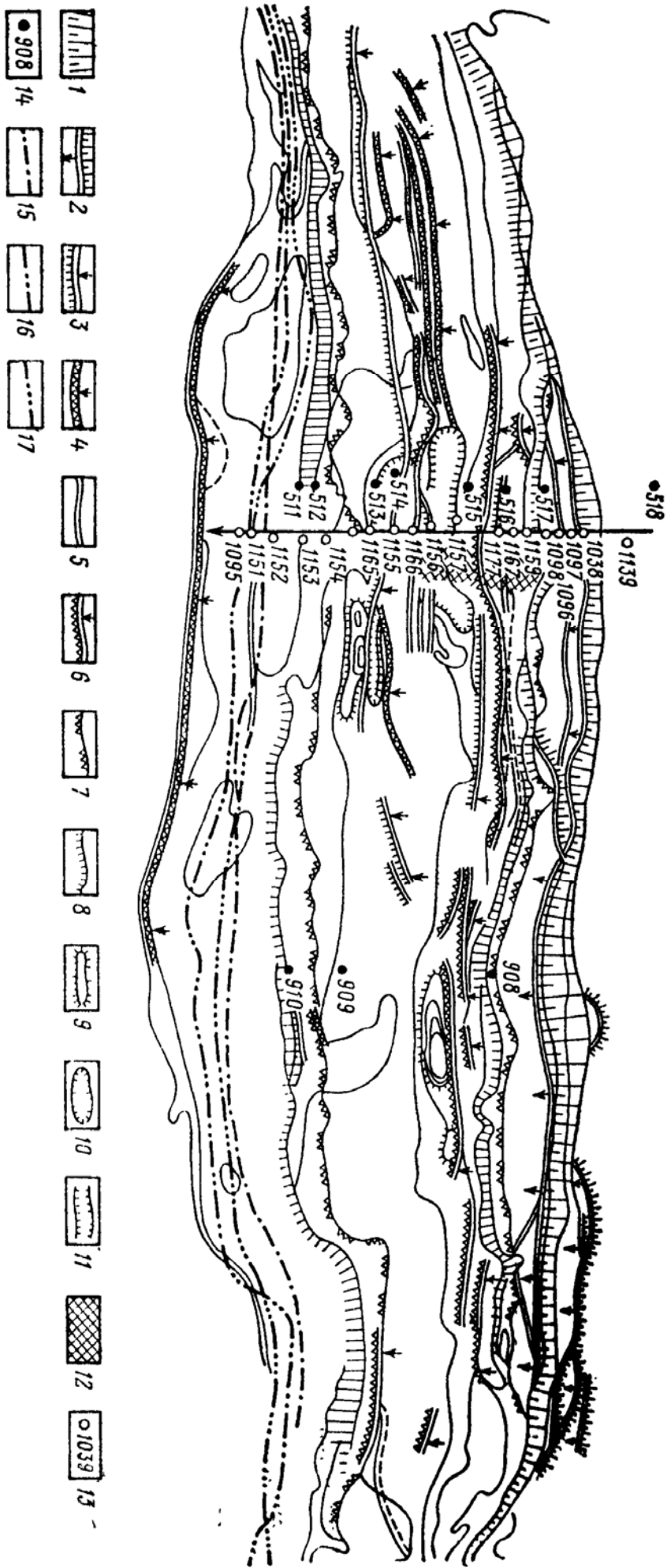


Рис. 26. Схема оползневых деформаций на 14/XII 1965 г., XII амфитеатр

1 — верховое плечо основной опущенной трещины растяжения (обрыв плато); 2 — опущенная трещина растяжения; 3 — горизонтальная трещина сжатия; 4 — опущенная трещина сжатия; 5 — неклассифицированная трещина; 6 — поднятая трещина сжатия; 7 — положение бровок плато и берегового обрыва до катастрофической подвижки 29/II 1964 г.; 8 — крутой обрыв на склоне; 9 — бурор; 10 — впадина; 11 — выемка; 12 — насыпь; 13 — буровая скважина и ее номер; 14 — грунтовый репер и его номер; 15 — урез на 3/XI 1965 г.; 16 — урез на 18/VI 1968 г.; 17 — урез на 24/XII 1970 г.

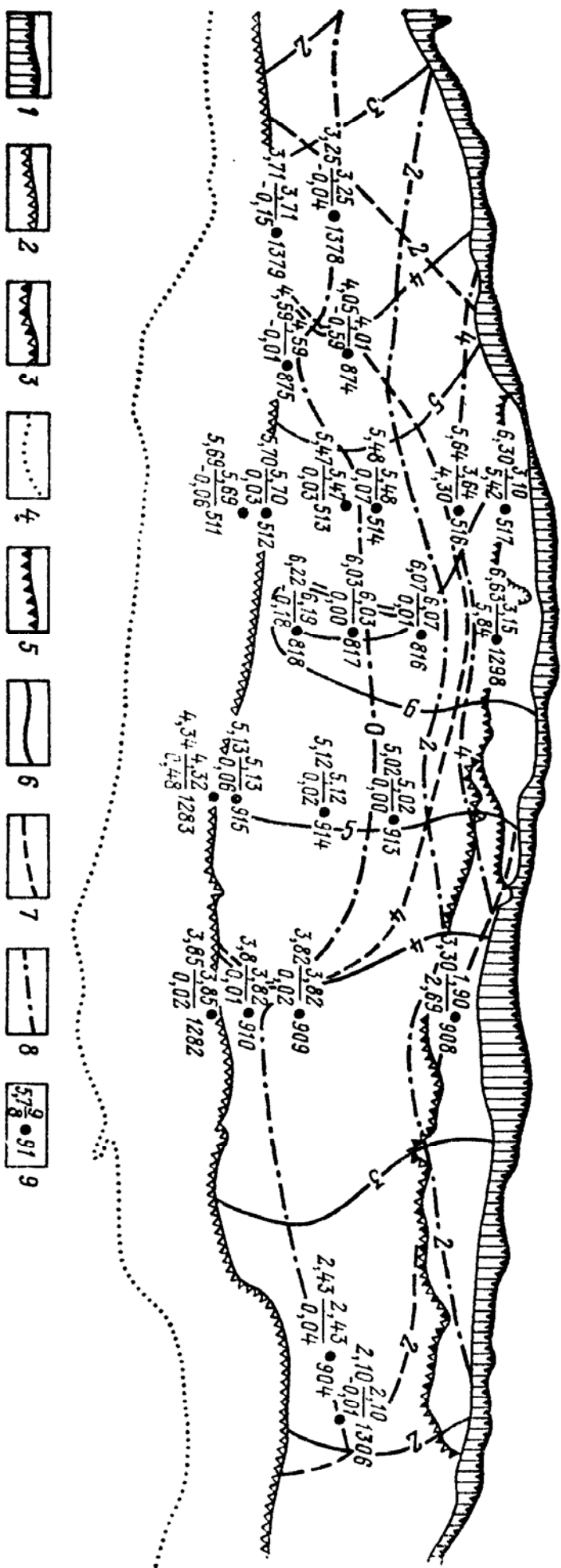


Рис. 27. Схема оползневых смещений с 10/XII по 20/XII 1965 г. (катастрофическая подвижка 14/XII 1965 г.), XII амфитеатр 1 — бровка и обрыв плато; 2 — береговой обрыв; 3 — бровка блока, оползшего 29/II 1964 г.; 4 — урез воды; 5 — бровка блока, оползшего 14/XII 1965 г. Изотопы в метрах за период с 10/XII по 20/XII 1965 г.: 6 — изотопы оползневых смещений ( $Z$ ); 7 — изотопы горизонтальных составляющих оползневых смещений ( $S$ ), 8 — изотопы вертикальных составляющих оползневых смещений ( $H$ ). 9 — репер: справа — номер, слева — величины оползневых смещений  $\left( \frac{Z}{H} \right)$

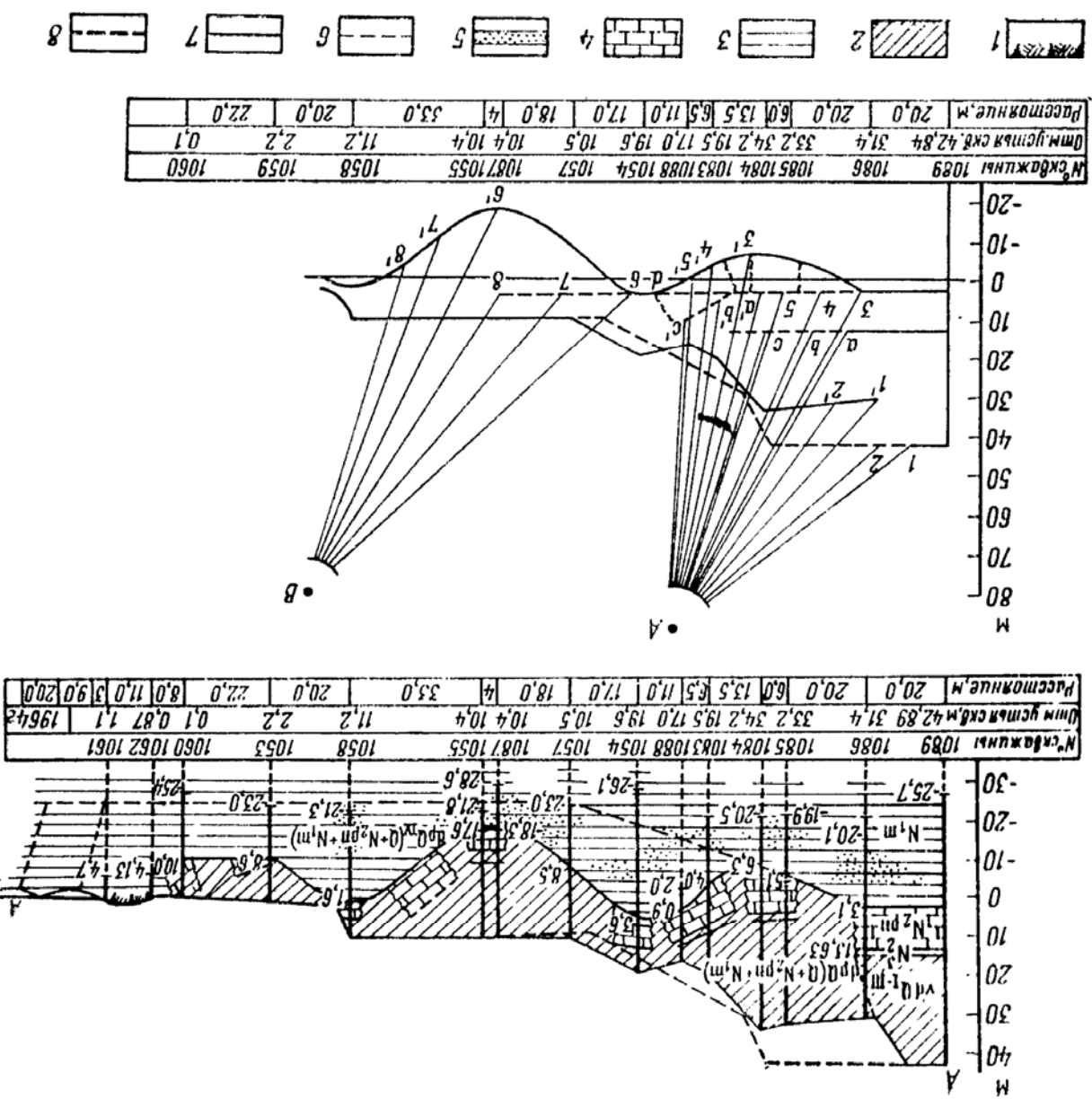
к круглым;

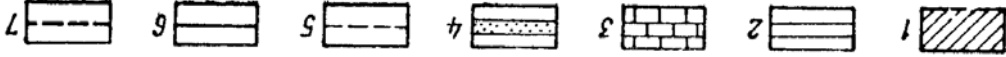
14/XII 1965 г., происходило по траекториям, достаточно близким  
 1) движение блоков, отделившихся от плато 29/II 1964 г. и  
 Проведенный анализ показал следующее:  
 Физеской подвижки 14/XII 1965 г.  
 В-В использовались материалы бурения до и после катастро-

Полнрхность склона и мотиса в совмещенном профиле: 6 — до катастрофической под-  
 вижки, 7 — после катастрофической подвижки, 8 — предполагаемая граница оползневых  
 смещений.  
 Угловые величины деформаций с центром в точке А (в градусах):  $\angle A_1A' = 13$ ;  $\angle 2A_2' = 13$ ;  $\angle A_3A'' = 15$ ;  $\angle A_4A''' = 15$ ;  $\angle A_5A'''' = 17$ ;  $\angle CAC' = 15$  ( $\angle A_5A'''' = 16$ ). Угловые величины  
 оползневых деформаций с центром в точке В (в градусах):  $\angle 3A_3' = 18$ ;  $\angle 4A_4' = 19$ ;  
 $\angle 5A_5' = 17$ ;  $\angle C'A_4d = 15$  ( $\angle A_4A'' = 17$ );  $\angle 6B_6' = 21$ ;  $\angle 7B_7' = 21$ ;  $\angle 8B_8' = 17$

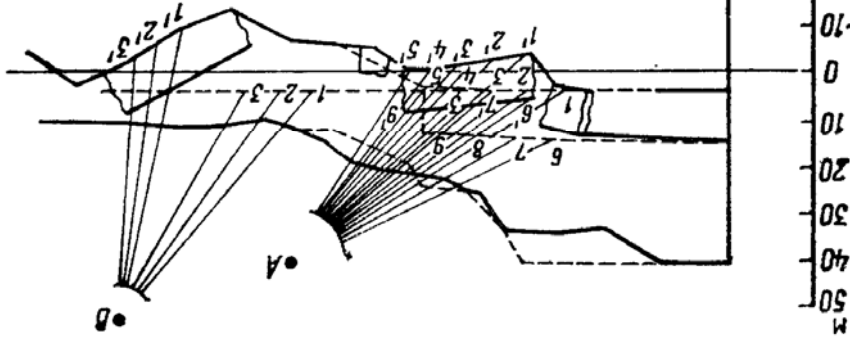
1 — почвенный покров; 2 — лесовидные породы; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — глины  
 песчаные и прослойки песка.  $dpQIV(Q+N_2^2pn+N_1^2m)$  — современные оползневые отло-  
 жения;  $vdQ$  — четвертичные отложения;  $N_2^3$  — верхнеллюциновые отложения;  $N_1^2m$  —  
 мезотичские отложения.

Рис. 28. Геологический разрез и схема оползневых деформаций по линии А-А, XII амфиатр

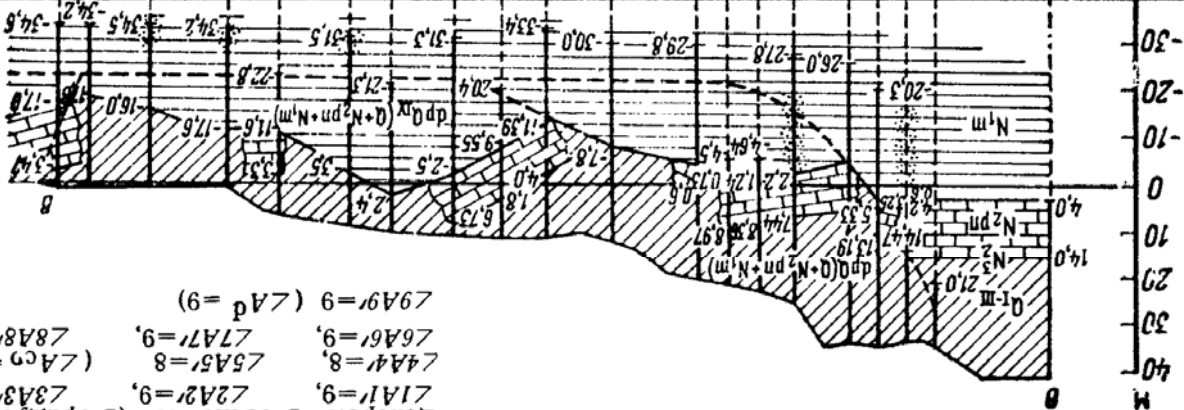




Опт. устья скв. м	40,9	40,9	40,9	30,7	24,6	12,9	10,7
Расстояние, м	23,5	60	20,5	14,5	19,5	35,0	
№ скважины	1039	1038	1091	1092	1093	1094	1095
Опт. устья скв. м	40,9	40,9	33,5	34,7	33,9	25,2	22,4
Расстояние, м	23,5	60	65	65	75	65	65
№ скважины	1039	1038	1097	1096	1098	1159	1167



Опт. устья скв. м	40,9	40,9	33,5	34,7	33,9	25,2	22,4	21,8	20,4	12,0	11,6	11,6	10,7	10,5	9,0	7,2	0,9	0,5	0,8	1,0	
Расстояние, м	23,5	60	65	65	75	65	65	18,0	14,0	9,6	10,0	13,0	9,0	15,0	11,5	16,5	17,5	8,5	13,0	19,6	6,7
№ скважины	1039	1038	1097	1096	1098	1159	1167	1177	1158	1157	1156	1166	1155	1165	1154	1164	1153	1152	1151	1099	Урел



Опт. устья скв. м	40,9	40,0	40,9	30,7	24,6	12,9
Расстояние, м	23,5	5,5	20,5	25,0	19,5	19,5
№ скважины	1039	1038	1091	1092	1093	1094
Год	1952					

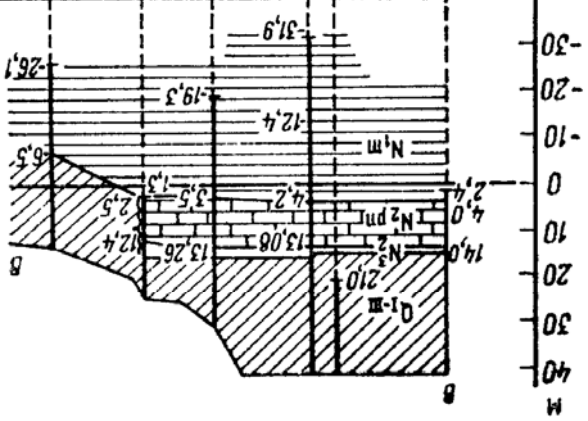


Рис. 29. Геологический разрез и схема оползневых деформаций по линии В-В. XII амфи-театр

1 - лесовывальные породы; 2 - глины; 3 - известняки; 4 - глины песчани-стые и прослойки песка, дрQIV(Q+ + N<sub>2</sub>pn + N<sub>1</sub>m) - современные опол-зневые отложения; vQI-III - четвер-тичные отложения; N<sub>3</sub> - верхне-плиоценовые отложения; N<sub>2</sub>pn - подпоческие отложения; N<sub>1</sub>m - мао-тичские отложения. Поверхность склона и мзотиса в совмещенном профиле: 5 - до катастрофической подвижки, 6 - после катастрофиче-ской подвижки, 7 - предполагаемая граница оползневых деформаций с центром в точке В (в градусах): ∠IBV' = 29; ∠2B2' = 27; ∠3B3' = 26 (∠Bp' = 27). Угловые ве-личины оползневых деформаций с центром в точке А (в градусах): ∠1A1' = 9; ∠2A2' = 9; ∠3A3' = 8; ∠4A4' = 8; ∠5A5' = 8 (∠Aсγ = 8); ∠6A6' = 9; ∠7A7' = 9; ∠8A8' = 9; ∠9A9' = 9 (∠Aδ = 9)

Таим образом, исследованиями оползневых деформаций XII амфигатра, как и на III амфигатре [25], установлено, что для оползней, морфологически выраженных на побережье в виде амфигатров, типичным является: 1) блоковое строение; 2) смещение блоков по длительно существующим поверхностям скольжения; 3) вращательный и вращательно-поступательный характер смещения блоков; 4) присоединение возникающих по-

двигающих сил в оползневой зоне. Прибавляя к этому, вызвавшей существенное увеличение (катастрофические подвижки) обусловлено потерей устойчивости то. Значительное изменение скорости оползневых смещений рошо согласуется с ростом деформаций приростовой части плато. Заметно, что увеличение смещений на оползневом склоне происходит в ходе развития оползневых подвижек на XII амфигатре. Однако при рассмотрении катастрофических подвижек на XII амфигатре можно заметить, что резкое возрастание скорости оползневых смещений (катастрофические подвижки) на XII амфигатре не связано непосредственно с изменениями в воздействиях каждого из рассмотренных оползневых факторов. Однако при рассмотрении факторов, что развитие оползневых процессов обусловлено рядом факторов. Сопоставление количества выпавших осадков, размыта берегового обрыва, уровня почвенного водоносного горизонта со смещением реперов на оползневом склоне приводит к выводу, что развитие оползневых процессов обусловлено

известно, что развитие оползневых процессов обусловлено зонтичным характером. В средней части склона положение плоскости скольжения близко к горизонтальному, и ее можно представить в виде касательной к криволинейным плоскостям скольжения отдельных блоков. В языковой части оползня (подводная часть склона) положение плоскости скольжения не меняется и сохраняется зонтичный характер.

2. В средней части склона положение плоскости скольжения близко к горизонтальному, и ее можно представить в виде касательной к криволинейным плоскостям скольжения отдельных блоков. В языковой части оползня (подводная часть склона) положение плоскости скольжения не меняется и сохраняется зонтичный характер.

1. В головной части оползня лесовидные породы и известняки расщепляются крутопадающей, почти вертикальной трещиной, которая в мезотических глинах под углом близка к вертикали. Вестника принимает криволинейный вид, весьма приближающийся к дуге окружности.

Финской подвижки в центральной части амфигатра плоскость скольжения, возникшим в мезотических глинах. После катастрофических смещений на XII амфигатре происходит по поверхностям и геологических разрезов приводят к выводу о том, что оползневые деформации наблюдаются, анализ оползневых деформаций

запрокинутый блок, отделившийся от плато. Плато, с известняком, залегающим на ней, представляет собой 4) сторона впадины в мезотических глинах, обращенная к стью плоскости скольжения; 3) сторона впадины в мезотических глинах, обращенная к морю, является верхним плечом оползневой трещины, т. е. частью от плато; 2) каждая впадина-поднятие в мезотических глинах на скло-

Существенным своеобразием в развитии глубоких оползневых деформаций является практически непрерывное смещение пород на оползневом склоне. Такое своеобразие развития оползневых смещений обусловлено соотношением уровня абразии и положения плоскости скольжения в нижней части склона. Как было показано на геологических разрезах оползневых склонов, плоскость скольжения в мезотических глинах находится на отметке — 10—25 м. Естественно, что при такой ситуации абразия не может полностью удалить всю мощность оползневой

плоскости скольжения, что можно увидеть в их развитии определенную циклическую процессуальность. Как уже было указано, эти явления обусловлены периодической потерей устойчивости прирочной части плато. Таким образом, если на протяжении достаточного длительного времени в пределах одного из амфитеатров проследить развитие оползневых процессов, то можно увидеть в их развитии определенную циклическую процессуальность.

Поскольку наблюдаемая в настоящее время на побережье картина является результатом многовекового взаимодействия моря и суши, вполне естественно предположить, что строение береговой линии в виде мысов и бухт в известной мере обусловлено изменчивостью свойств пород, принимающих участие в геологическом строении прибрежной зоны. В частности, неравномерное отступление береговой линии (чередование мысов и бухт) и различную ширину склонов (сужение склонов к мысам) можно объяснить определенной изменчивостью прочностных свойств неотенных отложений.

В предыдущих разделах были рассмотрены некоторые особенности развития оползневых процессов в неотенных отложениях. В частности, было показано, что такие геоморфологические черты строения береговой зоны изучаемого района, как изогнутость береговой линии (ряд неглубоких бухт-амфитеатров), ступенчатое строение склонов, обнажение в береговом обрыве блоков известняка, запороженных в сторону плато, обусловлены глубокими оползневыми деформациями мезотических глин. Именно эти деформации привели к возникновению на побережье оползней, которые состоят из нескольких блоков, представляющих единую кинематическую систему, и геоморфологически выражаются в виде амфитеатров, разделенных между собой мысами и бо балками (оврагами). В центральной части амфитеатра чаще всего отмечается наибольшая ширина оползневой массы; здесь же расположена и последняя из образовавшихся оползневых ступеней.

В предыдущих разделах были рассмотрены некоторые особенности развития оползневых процессов в неотенных отложениях. В частности, было показано, что такие геоморфологические черты строения береговой зоны изучаемого района, как изогнутость береговой линии (ряд неглубоких бухт-амфитеатров), ступенчатое строение склонов, обнажение в береговом обрыве блоков известняка, запороженных в сторону плато, обусловлены глубокими оползневыми деформациями мезотических глин. Именно эти деформации привели к возникновению на побережье оползней, которые состоят из нескольких блоков, представляющих единую кинематическую систему, и бо балками (оврагами). В центральной части амфитеатра чаще всего отмечается наибольшая ширина оползневой массы; здесь же расположена и последняя из образовавшихся оползневых ступеней.



тела и часть его сохраняется. Уничтожение нижней (языковой) части оползневой склона непрерывным ее размытием исключает возможность прекращения оползневых деформаций в обстановке сжатия. Оползневой склон непрерывно находится в состоянии динамического равновесия. Резкое и значительное изменение скорости оползневых смещений (катастрофические подвижки) связано с приростом верхней части склона блоком, отделившимся от плато. Определенную роль в увеличении сил, вызывающих оползневое смещение, играют обвалы и оползни лесовидных сульфидов в обрыве плато. Обрушившиеся и сползшие массы лесовидных пород приростают верхней частью склона, активируя этим оползневые смещения.

Оползневой склон и приросточную часть плато можно рассматривать как оползневую зону, в которой протекают и продолжают оползневые деформации. Началом каждого нового оползневой цикла в оползневой зоне можно считать образование оползневой трещины на плато.

При оценке устойчивости оползневой зоны необходимо различать коэффициент устойчивости собственно оползневой склона, который в данной обстановке практически равен единице, и коэффициент устойчивости приросточной части плато, который, уменьшаясь, в конечном итоге принимает значение, близкое к единице в начале нового цикла.

Исходя из сказанного, следует отметить, что подготовка плато к устойчивости приросточной части плато на XII амфитеатре, охватывавшая длительный период (по всей вероятности, более столетия) обусловлена как первую (1964 г.), так и вторую (1965 г.) катастрофические подвижки. Причем, если отделение блока 29 февраля 1964 г. было подготовлено процессами, происходившими в этот период, то на отделение этого блока, происшедшее 14 декабря 1965 г., повлияла главным образом катастрофическая подвижка 29 февраля 1964 г.

Особо следует отметить, что геологические наблюдения за реперами на оползневом склоне XII амфитеатра инденталь-но подтвердили продолжение оползневых смещений как между катастрофическими подвижками 1964 и 1965 гг., так и после их. Эти наблюдения показывают, что катастрофические подвижки не приводят к полному западению устойчивости, достаточного хотя бы для сравнительно кратковременного прекращения оползневых смещений.

Оползневые смещения как до, так и во время катастрофических подвижек и после них по существу имеют один и тот же направленный вектор, а в период катастрофической подвижки возрастают лишь величина смещения.

Важным результатом, по нашему мнению, является вывод об отсутствии в мезотических глинах обширных зон, где наблюдалось бы вязкопластическое течение. Если бы выдавливание (вязкопластическое течение) определяло глубокие оползневые

деформации мезотических глин, то невозможно было бы объяснить такие особенности строения оползневых склона, как вращательный и вращательно-поступательный характер смешения блоков, возникновение наклонных плоскостей скольжения в мезотических глинах, которые идут вниз от понтических известняков в коренном залегании и которые достоверно установлены бурением на XII и других амфитеатрах. Анализ геологических разрезов показывает, что глубокие оползневые деформации мезотических глин обусловлены развитием в них плоскостей скольжения (деформация сдвига или скольжения), по которым и происходит смешение блоков.

По балансу оползневых масс в пределах склона выделяются: 1) район накопления оползневых масс (баланс положительный) — верхняя часть склона; 2) район транзита (баланс нулевой) — средняя часть; 3) район убыли (баланс отрицательный) — нижняя часть.

Многолетние наблюдения за абразией показывают, что средняя скорость размыва пород превышает среднюю скорость поступления в оползневых масс в нижнюю часть склона. Лишь в кратковременные периоды катастрофических подвижек накопление оползневых масс значительно превосходит размыв и в прирезовой полосе возникают положительные формы рельефа (валы сжатия), но после падения скорости оползневых смещений они размываются морем на протяжении одного-двух лет или даже нескольких месяцев.

Изучение современных геодинамических процессов и анализ оползневых деформаций на примере XII амфитеатра позволили установить следующие закономерности:

1. Основным фактором, обуславливающим разрушение склонов на изучаемом побережье Черного моря, является абразия, развивающаяся в обстановке трансрессии.
2. Размыв береговой зоны в данных геологических условиях сопровождается оползневыми процессами, глубоко деформирующими неотеневые отложения (понт, мэотис).
3. Геоморфологическим отображением глубоких оползневых деформаций мэотических отложений является оползневая амфитеатр. Оползневой амфитеатр — это морфологическое выражение оползня, который состоит из нескольких блоков, представляющих единую кинематическую систему.
4. Оползневой склон и прибрежную часть плато следует рассматривать как оползневую зону, в которой протекают и подготавливаются оползневые деформации.
5. Механизм глубоких оползневых деформаций мэотических отложений на оползневом амфитеатре представляется следующим образом: 1) постоянный размыв морем подводной и надводной частей оползневых склона исключает возможность самотухания оползневых процессов и вызывает непрекращающуюся подвижку оползневых склона; 2) непрерывные ополз-

10. Определенную роль в развитии оползневых процессов играют оползни и обвалы в лесовидных сульфинках обрыва плато. Продукты этих процессов, накапливаясь на верхней части ополз-

чьево состояние.

9. Развитие оползневых процессов носит циклический характер, что обусловлено качественными изменениями в оползневой зоне, в процессе которых приросточная часть плато теряет устой-

8. При рассмотрении устойчивости оползневой зоны следует различать устойчивость собственно оползневого склона и при-

р нижней части склона.

7. В силах, уравновешивающих движущие усилия, существуют роль играют препятствующие сжатию тела оползня силы

склона она не имеет вида восходящей кривой.

волной части склона. Следует подчеркнуть, что в нижней части

такого положения и сохраняет это положение в нижней, под-

тем выполаживается в средней части до практически горизон-

люющий вид: в верхней части склона — это кривая, которая за-

имеют выраженные зёркала. Плоскость скольжения имеет сле-

связаны с образованием в них плоскостей скольжения, которые

6. Глубокие оползневые деформации мезотических отложений

ным увеличением горизонтальных напряжений.

тия в нижней части оползневого склона, обусловлено значитель-

ней частью склона; 10) сжатие, выраженное в виде валов сжа-

ну моря играет роль буфера для сил, которые передаются сред-

жения; 9) нижняя часть склона от берегового обрыва в сторо-

поступательные смещения по унаследованным плоскостям сколь-

вого склона в обстановке сжатия претерпевают вращательно-

практически горизонтально; 8) блоки в средней части оползне-

развивающиеся в верхней части оползневого склона, и движется

ительно слабодформируемое тело, которое передает усилия, сра-

в свое время от плато, можно представить как некоторое сра-

часть оползневого склона, сложенную блоками, отделившимися

полжижк, которая охватывает весь амфитеатр; 7) среднюю

кой активизации оползневых смещений — катастрофической

прыжку в верхней части оползневого склона, что приводит к рез-

те; 6) блок, отделившись от плато, создает существенную при-

ние отделившегося от плато блока носит вращательный харак-

жения происходит отделение от плато нового блока; 5) движе-

жения (оползневая трещина), по которой в обстановке растя-

глин в конечном итоге сводятся к образованию плоскости сколь-

то, и вызывает их деформацию; 4) деформации мезотических

мезотических глинах, которые залегают в основании обрыва пла-

приводит к критическим значениям градиента напряжений в

то; 3) увеличение высоты обрыва плато в определенных моменты

вертикальную составляющую, увеличивают высоту обрыва пла-

невого склона, увеличивают сдвигающие усилия и вызывают смещение крупных блоков.

Прогноз развития глубоких оползневых деформаций в оползневой зоне можно рассматривать, с одной стороны, как прогноз потери устойчивости прирочной части плато, а с другой — как прогноз развития оползневых смещений на склоне. Как бы в определенной взаимосвязи с оползневыми смещениями склона. Развитие оползневых смещений на склоне определяется рядом факторов: крутизной оползневой части склона; силами, противодействующими смещению по плоскостям скольжения; скоростью размытия нижней части оползневой склона морем; количеством обрушившихся и оползших лесовидных султанков из обрыва плато на верхнюю часть оползневой склона; изменением во времени прочностных характеристик пород, слагающих оползневой склон, и др.

Изложенные закономерности развития деформирующихся блоков вы оползней скольжения дают основание с новых позиций рассмотреть проекты комплексов противооползневых мероприятий в Одессе и предложить следующие рекомендации по повышению их эффективности:

1. При проектировании противооползневых мероприятий каждая оползневая амфиатра следует рассматривать как кинематически единый морфологический элемент, обладающий сложной динамикой.

2. При оценке устойчивости необходим дифференцированный подход к оползневой зоне, так как она качественно неоднородна. Прирочная часть плато находится в устойчивом состоянии, и коэффициент устойчивости ее завалом превышает единицу, коэффициент же устойчивости оползневой склона практически равен единице.

3. Определение расчетных характеристик сопротивляемости горных пород сдвигу следует производить методом обратных расчетов по профилям собственно оползневой склона, выбранным в центральной части амфиатра, учитывая, что склоны на Одесском побережье практически находятся в непрерывном движении и коэффициент устойчивости их близок к единице.

4. Гарантированное запаса устойчивости оползневой склона можно достигнуть путем снятия в верхней части склона некоторого объема грунта, определив его величину по заданному коэффициенту устойчивости. При этом следует принять во внимание, что эффект от пригрузки нижней части склона в полной мере учесть трудно.

5. С целью уменьшения напряжения напряжения в мантии склиных глинах следует провести оползневые деформации, что гарантирует дальнейшее распространение оползневых деформаций.

6. При проведении земляных работ по упрочиванию верховных деформаций.

ней части оползневой зоны недопустимо перемещать земляные массы на верхнюю часть оползневой склона, так как это неизбежно вызывает активизацию оползневых деформаций. Предлагаемые рекомендации в комплексе с другими противополезными мероприятиями исключают возможность активизации оползневых смещений во время проведения противооползневых работ и обеспечивают оползневой зоне необходимым запас устойчивости.

1. Атроклиматический и споровый по Крымской области. Л., Гидрометеоздат, 1959, 135 с.
2. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938, 226 с.
3. Благоевлин Н. С. Происхождение и история развития Керченского пролива.— «Изв. АН СССР. Сер. географ.», 1960, № 2, с. 105—109.
4. Болдырев В. Л. Процессы отмирания аккумулятивных береговых форм на примере Керченского пролива.— «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1958, т. 27, 164 с.
5. Губанов И. Г. Оползни на берегах Керченского полуострова.— «Географический сб. Укр. географ. об-ва», 1959, № 4, с. 34—41.
6. Губанов И. Г. К геоморфологии Керченского полуострова.— «Изв. Крымского отделения географ. об-ва СССР», 1961, вып. 6, с. 45—59.
7. Дранников А. М. Одесские оползни (типы, причины их образования и меры борьбы с ними).— «Труды Одесского гос. ун-та, год ХСVI», т. 150. Сер. геол.-географ. наук», 1960, вып. 7, с. 15—23.
8. Емельянова Е. П. Сравнительный метод оценки устойчивости склонов и прогноза оползней. М., «Недра», 1971, 104 с.
9. Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972, 310 с.
10. Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958, 187 с.
11. Зенкович В. П., Берера Азовского и Черного морей. М., Географгиз, 1958, 374 с.
12. Золотарев Г. С. Генетические типы оползней, их развитие и изучение.— В кн.: Материалы совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964, с. 165—170.
13. Золотарев Г. С. Оползни, обвалы, эрозийные явления и инженерно-геологическое районирование Черноморского побережья Крыма.— В кн.: Вопросы формирования и устойчивости высоких склонов. М., 1970, с. 21—52. М., «Высшая школа», 1964, 480 с.
14. Коломенский Н. В., Комаров И. С. Инженерная геология. Оползни района Алушта—Приветное на юго-восточном берегу Крыма.— В кн.: Материалы совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964, с. 104—105. Авт.: Н. В. Коломенский, С. В. Дроздов, Е. И. Друк, И. Н. Иванова.
15. Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1972, 295 с.
16. Корженевский И. Б. К вопросу о роли подземных вод в возникновении оползней на Южном берегу Крыма.— В кн.: «Труды I Укр. гидрогеол. совещ.» Т. 2. Киев, 1961, с. 63—67.
17. Корженевский И. Б., Лоенко А. А., Черевков В. А. Главнейшие оползни Южного берега Крыма, их динамика и опыт борьбы.— В кн.: Оползни и борьба с ними. Ставрополь, 1964, 452 с.
18. Корженевский И. Б., Лоенко А. А., Черевков В. А. Применение некоторых методов статистики при изучении оползней Керченского полуострова.— «Вопросы изучения оползней и факторов, их вызывающих», 1968, вып. 8, с. 17—21.
19. Котлов Ф. В. Типы одесских оползней, условия и факторы их образования.— «Труды ПНИИС», 1970, вып. 7, с. 28—30.
20. Кюнтцель В. В. Эрозия берегов реки Москвы и ее влияние на оползневые процессы.— «Разведка и охрана недр», 1962, № 3, с. 41—45.
21. Лужецкий А. Н., Полякова Т. Р. Информационно-поисковая и справочно-прогнозная система изучения оползней Украины. Экспресс-информация. Сер. «Научно-техническая информация в геологии», 1973, № 4, 48 с.

23. Лычегин Г. А. Современные тектонические движения на западном побережье Крыма.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1958, т. 33, вып. 3, с. 153—156.
24. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымско-го полуострова. М., Гостлавтехиздат, 1960, 206 с.
25. Науменко П. Н. О механизме и качественных закономерностях развития оползней на Одесском побережье.— В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. II. Киев, 1967, с. 130—139.
26. Нестеров К. В. Оползневые явления на побережье Керченского полуострова.— В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. I. Киев, 1967, с. 145—151.
27. Инфантов А. П. Оползни. Теория и практика их изучения. Л.— М., ОНТИ, 1935, 204 с.
28. Олейников А. Н., Михайлова Ю. И. Применение перфокарт и геологии. Л., «Недра», 1968, 168 с.
29. Павлов А. П. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. 1903. В кн.: Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М., 1951, с. 153.
30. Инженерно-геологический анализ применения противоползневых мероприятий на Южном берегу Крыма.— «Труды ПНИИС», 1970, т. 4, с. 74—78. Авт.: М. К. Рзаева, М. П. Самохвалова, О. Н. Ларичев, Р. И. Труханова.
31. Розовский Л. Б. Введение в теорию геологического подбоя и моделирование. М., «Недра», 1969, 127 с.
32. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М.—Л., 1937, 422 с. (ОНТИ НКТП СССР).
33. Фисенко Г. Л. Устойчивость бортов карьеров и обвалов. М., «Недра», 1965, 378 с.
34. Цытович Н. А. Механика грунтов. М., «Высшая школа», 1973, 280 с.
35. Чурinov М. В. К вопросу о роли новейших тектонических движений в развитии оползневых процессов на Южном берегу Крыма.— «Сб. ВСЕИНИГЕО», 1959, № 18, с. 23—26.

3	Введение. <i>Лужецкий А. Н., Коджаспуров А. А.</i>
7	Глава 1. О методах изучения оползней. <i>Лужецкий А. Н.</i>
9	Глава 2. Оползни Южного берега Крыма. <i>Лужецкий А. Н.</i>
39	Глава 3. Оползни западной части Крымского полуострова. <i>Ервш Н. Ф., Коджаспуров А. А.</i>
48	Глава 4. Оползни восточной части Южного берега Крыма — от Алушты до мыса Киник-Атлама. <i>Ервш Н. Ф., Коджаспуров А. А.</i>
57	Глава 5. Условия формирования и инженерно-геологическая характеристика оползней Черноморского побережья Одессы. <i>Науменко П. Н.</i>
101	Список литературы



ИБ № 99

АНАТОЛИЙ НИКОЛАЕВИЧ ЛУЖЕЦКИЙ  
ИВАН ФЕДОРОВИЧ ЕРЫШ  
АЛЬБЕРТ АНДРЕЕВИЧ КОДЖАСПОРОВ  
ПАВЕЛ НИКОЛАЕВИЧ НАВМЕНКО

## Оползни Черноморского побережья Украины

Редактор издательства А. И. Иванова  
Обложка художника Е. И. Рожкова  
Художественный редактор В. В. Евакин  
Технический редактор О. Ю. Трененок  
Корректор С. А. Анкина

Сдано в набор 5/1 1977 г. Подписано в печать  
4/V 1977 г. Т-09726. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага  
№ 2. Печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 6,68. Тираж 1000 экз.  
Заказ 3488/11910-2. Цена 1 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Претьяковский проезд, 1/19.  
«Линграфист», пр. Кирова, 27.