

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ ГОРЫ БЫТХА В СОЧИ

Геолог В. П. ВИТМАН¹

Реферат. Историко-геологический подход к изучению оползней и механизма их развития имеет важное значение для прогноза оползней. Описывается геологическое строение сложного в инженерно-геологическом отношении района антиклинали г. Бытха. Показана схема формирования морского склона г. Бытха в четвертичное время и проведена корреляция древних оползней с уровнями Черного моря в плейстоцене и голоцене. По условиям образования и грандиозным масштабам древние оползни несравнимы с современными. Современные оползни имеют локальное значение и относятся к типу земляных потоков и пластических течений.

Гора Бытха расположена на берегу Черного моря у гор. Сочи между реками Бзугу и Мацеста. Протяженность подошвы юго-западного склона вдоль моря—4 км, по хребту—1,8 км. Высота хребта у западного окончания—150 м, у восточного, являющегося вершиной г. Бытха—301 м. Длина юго-западного склона от хребта до моря—1,0—1,5 км, средний уклон 10—12°. Северо-восточный склон короче (0,7—0,8 км) и круче (12—30°). Склоны рек Бзугу и Мацесты короткие (0,6—0,7 км), в верхней части крутые с обрывистыми уступами из коренных пород, в нижней—с наличием выположенных поверхностей.

Река Мацеста имеет широкую долину с хорошо выраженной первой надпойменной террасой, к которой примыкает подошва склона; речная эрозия отсутствует. Долина ее притока р. Цаньк в придонной части узкая, русло реки местами прижато к подошве склона и подмывает его, что способствует развитию локальных оползней. Р. Бзугу прорезает г. Бытха узкой долиной, надпойменная терраса размыта, а местами перекрыта оползневыми накоплениями. Русло реки частично врезано в коренные породы, частично—в оползневые. Долина ручья Раздольного (притока р. Бзугу) достигла профиля предельного равновесия, вдоль ее ложа встречаются аккумулятивные террасы, соответствующие пойменной и первой надпойменной. Левобережные откосы ручья расчленяют северо-восточный склон г. Бытхи.

Юго-западный склон г. Бытха прорезан десятью мелкими балками с глубоким врезом в нижней трети и неглубоким (2—7 м)—в верхней. Балки служат естественным дренажом поверхностных и подземных вод. На многих балках вода стекает по бетонным лоткам.

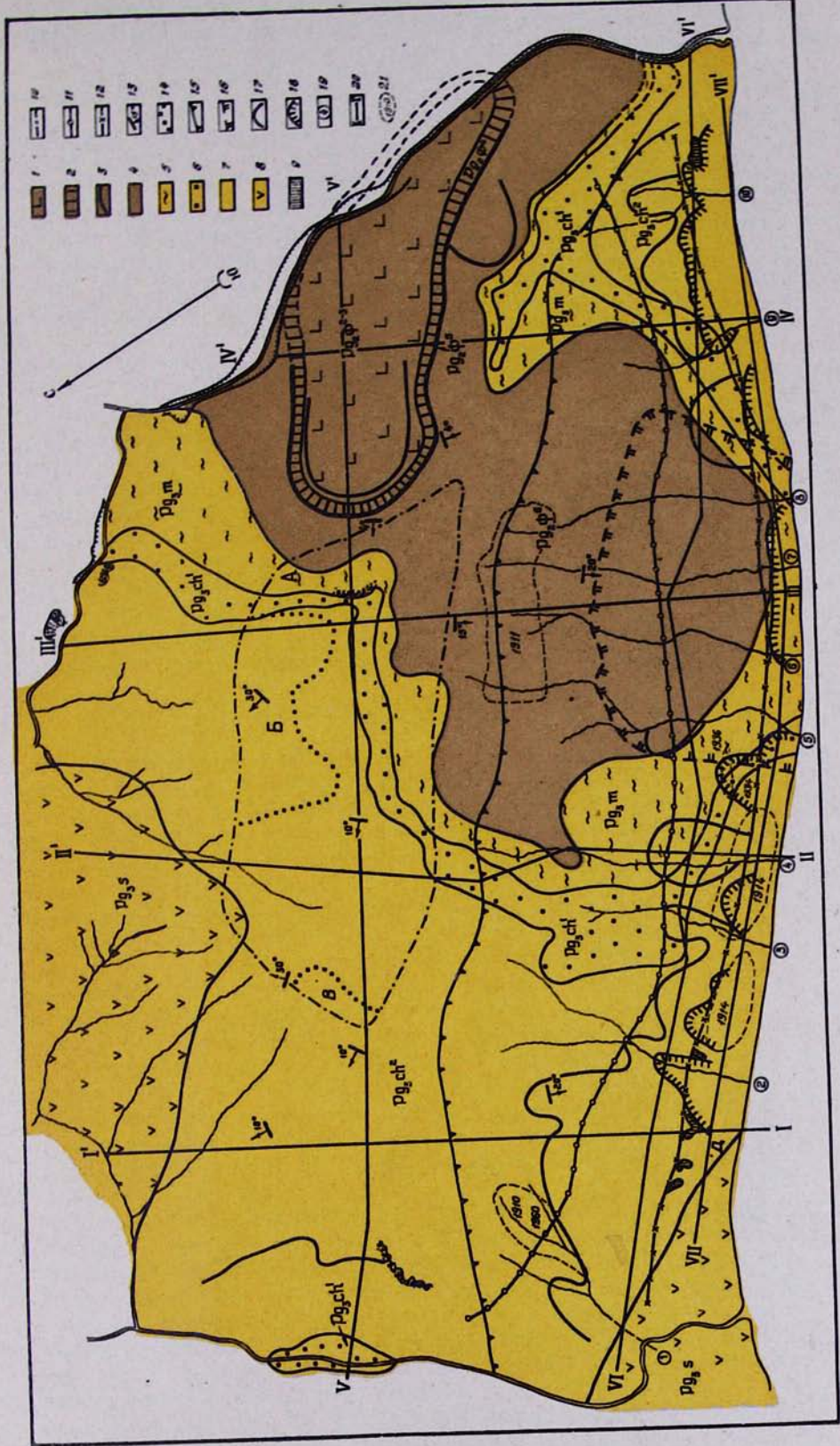
¹ Старший геолог Черноморской оползневой станции Гидрорежимной экспедиции Министерства геологии СССР, Сочи.

Гора Бытха представляет собой антиклиналь, в строении которой участвуют верхнемеловые и палеогеновые породы. На юго-западном крыле антиклинали (морской склон) развит мощный, сложный по строению четвертичный покров. Геологическое строение г. Бытха иллюстрируется картой (рис. 1) и геологическими разрезами (рис. 2).

Рис. 1. Геологическая карта горы Бытха. 1—мергели красновато-коричневые (нижняя пачка пестроцветной толщи); 2—Мергели оливково-зеленые (подлйролеписовый горизонт); 3—Мергели темно-коричневые, битуминозные (горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom.) 4—мергели коричневые (верхняя пачка пестроцветной толщи); 5—аргиллиты серые (мацестинская свита); 6—песчаники известковистые (нижнехостинская свита); 7—песчаники, аргиллиты и алевролиты (верхнехостинская свита); 8—аргиллиты серые, карбонатные (сочинская свита); 9—галечники (карагатская терраса); 10—береговая линия моря в конце плиоцена на отм. 200 м; 11—береговая линия моря Чаудинского бассейна на отм. 100—110 м. 12—Береговая линия Карагатского моря, на отм. 27—28 м; 13—направление и угол падения пластов; 14—зона оползней в конце плиоцена; 15—верхняя граница блоковых оползней среднего плейстоцена; 16—граница блокового оползня среднего плейстоцена с базисом более 50 м; 17—оползневые очаги при карагатской трансгрессии; 18—оползневые цирки новочерноморской трансгрессии; 19—номера блоков.

Նկ. 1. Բիտխա սարի երկրաբանական քարտեզ. 1—կարմրավուն-շագանակագույն մերգելներ (խալտարդեստ հաստութիւնի ներքին մասը). 2—զեղնականաւ մերգելներ (ենթալիւրոլեպիսային հորիզոն). 3—մուգ-շագանակագույն բիտում պարունակող մերգելներ (հորիզոն *Lyrolepis caucasica* Rom, հետ). 4—շագանակագույն մերգելներ (խալտարդեստ հաստութիւնի վերին մասը). 5—մոխրագույն արգիլիտներ (Մացեստայի շերտախումբ). 6—կրային ավազա-բարեր՝ (ներքին-խոստայի շերտախումբ). 7—Ավազաբարեր, արգիլիտներ և ալեուրիտներ (վերին-խոստայի շերտախումբ). 8—մոխրագույն կարրոնատային արգիլիտներ (Սոչիի շերտա-խումբ). 9—ճալաբարեր (Կարանգատյան զարտափ): 10—ծովափնյա գիծ 200 մ նշի վրա (Պիոցենի վերջը). 11—Չաուցյան ավազանի ծովափնյա գիծը 100—110 մ նշի վրա. 12—Կա-րանգատյան ծովափնյա գիծ 27—28 մ նշի վրա. 13—շերտերի անկման ուղղությունը և անկյու-նը. 14—սողանքների գոտին (Պիոցենի վերջում): 15—Միջին Պլեյստոցենի բլրկային սողանք-ների վերին սահմանը. 16—Միջին Պլեյստոցենի բլրկային սողանքի սահմանը 50 մետրից բարձր բազիսով. 17—սողանքային օջախներ Կարանգատյան տրանսգրեհիայի ժամանակ. 18—սողան-քային կրկեսներ նոր-Սեծովյան տրանսգրեհիայի ժամանակ. 19—հեղեղատների համարներ:

Fig. 1. Geological map of Bytkha mountain. 1—redly-brown marls (lower part of red beds); 2—olive-green marls (sub-Lyrolepis horizon); 3—dark-brown bituminous marls (horizon with *Lyrolepis caucasica* Rom.); 4—brown marls (upper part of red beds); 5—grey argillites (Matzesta series); 6—calcareous sandstones (Lower-Khosta series); 7—sandstones, argillites and aleurolites (Upper-Khosta series); 8—grey carbonaceous argillites (Sochi series); 9—gravel (Karangat terrace); 10—shoreline at el. 200 m. (end of the Pliocene); 11—shoreline of Chaudi basin at el. 100—110 m.; 12—shoreline of Karangat sea, at el. 27—28 m.; 13—direction and dip of beds; 14—landslide zone at the end of the Pliocene; 15—upper boundary of block landslides in the Middle Pleistocene; 16—boundary of a block landslide in the Middle Pleistocene with basis higher than 50 m.; 17—landslide hearth during the Karangat transgression; 18—landslide circus during the neo-Black-Sea transgression; 19—number of a ravine.



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Стратиграфия

Верхний мел слагает ядро складки и полностью перекрыт породами палеогеновой толщи.

Сенон (C_{75}). Разрез установлен по аналогии со смежными участками по скважинам на рр. Бзугу и Мацесте, где вскрываются тонкоплитчатые светлые, серовато-белые известняки с рассеянными кристаллами и конкрециями пирита, с частыми стилолитовыми трещинами.

Датский ярус (C_{7d}). Оливково-зеленые мергели со скорлуповатой отдельностью, с двумя пачками сближенных пластов плотных светлых мергелей.

В основании яруса отмечен слой (1,5 м) тонкоплитчатого известняка пятнистой окраски (белой и розовой) с *Echinocorys ovatus* Leske и *Caraster villanova* Cotteu и др. Вся толща обогащена фораминиферами, типичными для дата.

Палеогеновые отложения слагают крылья и свод складки; они представлены породами палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена.

Палеоцен (P_1). В пределах антиклинали г. Бытха отложения палеоцена на дневную поверхность не выходят (Келлер и Меннер, 1945).

К палеоцену относится незначительная по мощности (15—20 м) пачка оливково-зеленых с темными фукоидными разводами мергелей, с присутствием характерных для нее фораминифер: *Globorotalia lensiformis* Subbotina, тесно связанных с мергелями эоцена; на разрезе (рис. 2) они не расчленены.

Эоцен (P_2) представлен 150—165-метровой толщей пестроцветных мергелей, относящихся к фораминиферовой серии отложений абхазского комплекса.

В. П. Ренгартен (1927), Б. М. Келлер и В. В. Меннер (1945) выделяют четыре горизонта.

Нижняя пачка пестроцветных мергелей (P_2^{f1}) темно-коричневые с зелеными пятнами и прослоями, мягкие, со скорлуповатой отдельностью. В средней части — прослои коричневатых аргиллитов. Из микрофауны часты: *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *Globigerinella micra* Cole, *Globigerina pseudobulloides* Plummer и др. Мергели образуют небольшие выходы на правом склоне долины р. Мацеста, где слагают часть ядра антиклинали. Мощность пачки 75—90 м.

Подлиролеписовый горизонт (P_2^{f2}) с *Acarinina crassaformis* Galloway et Wissler. Оливково-зеленые плотные мергели, в верхней части с отдельными прослоями более твердого известковистого мергеля, отличающегося характерной белесоватой корой выветривания, выходят на восточном склоне горы Бытха, где образуют крутые и обрывистые склоны. Мощность горизонта 25—35 м.

Горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom. (P_2^{f3}). Серовато-коричневые тонкоплитчатые битуминозные мергели, в основании с единичными прослоями тонкозернистых пиритизированных песчаников, мощностью 5—10 см и аргиллитов черного цвета. Наблюдаются следы дислокации в виде зеркал скольжения. Слон с *Lyrolepis* обнажается только на восточном склоне; они хорошо обрисовывают антиклинальную структуру; здесь мощность горизонта — от 2 до 7 м, а в выработках на юго-западном крыле антиклинали — 15—20 м.

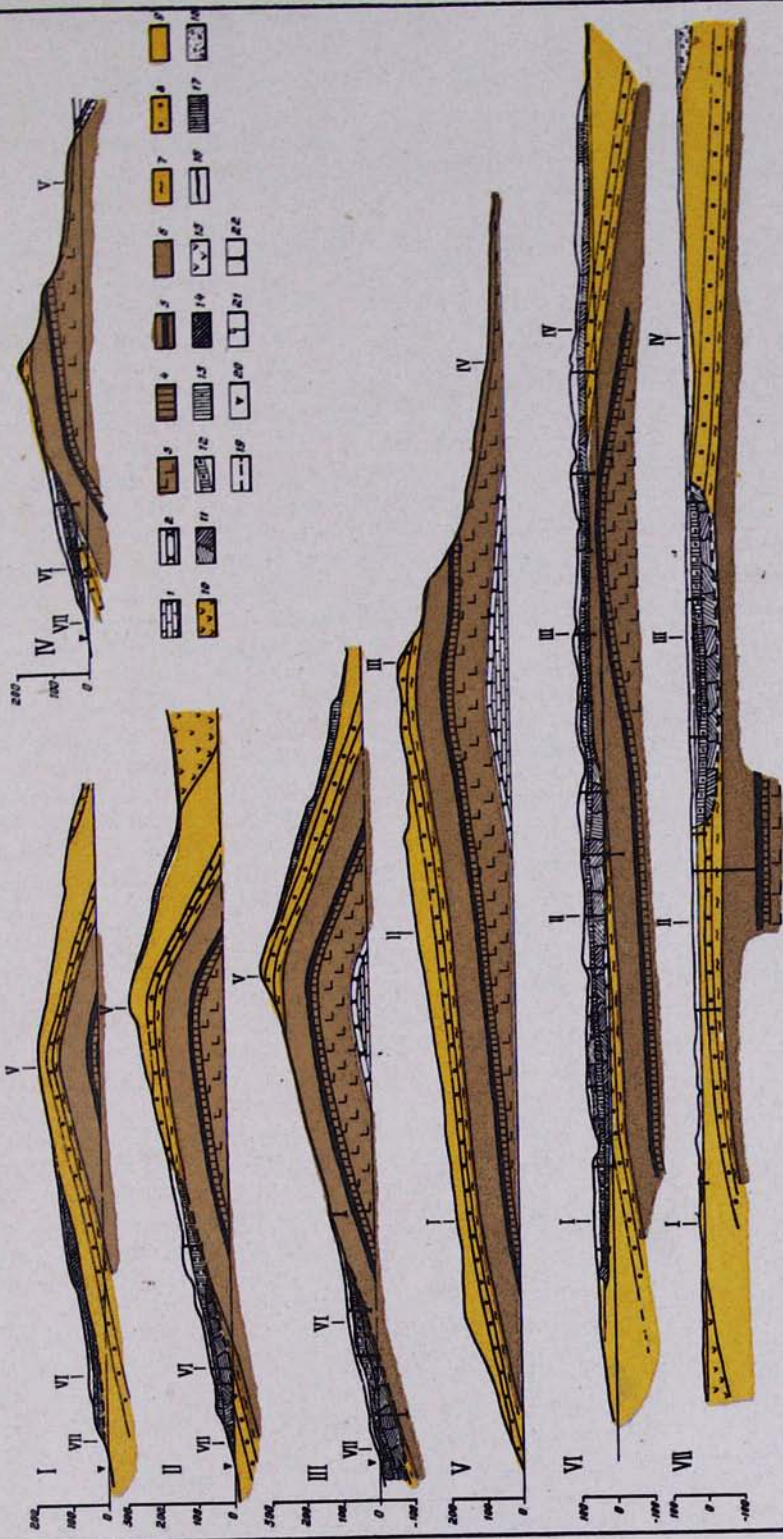
Верхняя пачка пестроцветных мергелей (P_2^{f4}) представлена толстослоистыми, местами массивными мергелями неравномерно и пестро окрашенными в коричневый, фиолетово-коричневый, зеленый и зеленовато-серый цвета. Зеленые и серые оттенки присущи верхним слоям горизонта, в которых содержится терригенный материал — единичные прослои песчаника с пиритом толщиной 2—3 см. В породе содержится в большом количестве *Globigerinoides conglobatus* Brady, *Bolivina antegressa* Subbotina и др. Мергели легко поддаются выветриванию, распространены на юго-восточном и на юго-западном склонах. Мощность толщи 50—90 м.

Нижний олигоцен (P_3) представлен песчаниково-алевролитовым и аргиллитовым флишем, расчленен на три свиты: мацестинскую, хостин-

Рис. 2. Геологические разрезы. 1—Известняки тонкоплитчатые; 2—мергели зеленые; 3—мергели красновато-коричневые (нижняя пачка пестроцветной толщи) и неагглюментированные мергели палеоцена; 4—мергели оливково-зеленые (под *Lyrolepis* горизонт); 5—мергели темно-коричневые, битуминозные (горизонт с *Lyrolepis caucasica* Rom.); 6—мергели коричневые (верхняя пачка пестроцветной толщи); 7—аргиллиты серые (матезинская свита); 8—песчаники известковистые (нижнехостинская свита); 9—песчаники и аргиллиты (верхнехостинская свита); 10—аргиллиты серые, карбонатные (сочинская свита); 11—блоки пород нижнего олигоцена, смещенные в предкарагатскую трансгрессию; 12—раздробленные аргиллиты, щебенка и обломки песчаников и серая, вязкая глина; 13—галечники (карагатская терраса); 14—Породы верхнехостинской свиты, сползшие к карагатскому уровню. 15—суглинки с обломками и глыбами песчаника; 16—Суглинки с раздробленными мергелями эоцена (погребенный слой древнего делювия); 17—современные оползневые накопления; 18—современный делювий; 19—современные делювиально-оползневые накопления; 20—галечники и пески; 21—поверхность скольжения древнего оползня; 22—урез моря; 23—линии разрезов; 24—буровые скважины.

նկ. 2. Երկրաբանական կտրվածքներ. 1—ներաշերտ կրաքարեր. 2—կանաչ մերգելներ. 3—խաչտարդետ հաստության ներքին շերտերի մերգելներ, չմասնատված պալեոցենյան կանաչ մերգելներով. 4—դեղնականաչ մերգելներ (ենթալիթոպիտային հորիզոն). 5—մուգ-շագանակագույն բիտում պարունակող մերգելներ (հորիզոն *Lyrolepis caucasica* Rom. հետ). 6—շագանակագույն մերգելներ (խաչտարդետ հաստության վերին մասը). 7—մոխրագույն արգիլիտներ (Մացեստայի շերտախումբ). 8—կրային ավազաքարեր (ներքին-խոստայի շերտախումբ). 9—ավազաքարեր և արգիլիտներ (վերին-խոստայի շերտախումբ). 10—մոխրագույն կարբոնատային արգիլիտներ (Սոչիի շերտախումբ). 11—նախակարանգատյան տրանսգրեսիայի ժամանակ տեղաշարժված ներքին օլիգոցենյան բլուկներ. 12—չարդած արգիլիտներ, ավազաքարերի խիճ ու բեկորներ և մոխրագույն մածուցիկ կավ. 13—ճալաքարեր (Կարանգատյան դարձուխ). 14—Կարանգատյան մակարդակին սողացած վերին-խոստային շերտախմբի ապարներ. 15—մերձակավեր ավազաքարի բեկորների հետ. 16—մերձակավեր էոցենյան շարդած մերգելներին հետ (հնամենի դելյուվիի թաղված շերտ). 17—ժամանակակից սողանքային կուտակումներ. 18—ժամանակակից դելյուվի. 19—ժամանակակից դելյուվիալ սողանքային կուտակումներ. 20—ճալաքարեր և ավազներ. 21—հնամենի սողանքի սահեցման մակերևույթ. 22—ծովագիծը. 23—կտրվածքների դիրք. 24—հորատանցքները.

Fig. 2. Geological cross-sections. 1—thin-bedded limestones; 2—green marls; 3—redly-brown marls (lower part of red beds) and unsegmented Paleocene green marls; 4—olive-green marls (sub-*Lyrolepis* horizon); 5—dark-brown bituminous marls (horizon with *Lyrolepis caucasica* Rom.); 6—brown marls (upper part of red beds); 7—grey argillites (Matzestia series); 8—calcareous sandstones (Lower-Khosta series); 9—sandstones and argillites (Upper-Khosta series); 10—grey carbonaceous argillites (Sochi series); 11—blocks of Upper-Oligocene rocks displaced during the pre-Karangat transgression; 12—crushed argillites, detritus, fragments of sandstones and grey viscous clay; 13—gravel (Karangat terrace); 14—rocks of Upper-Khosta series slid to the Karangat level; 15—loams with fragments and blocks of sandstone; 16—loams with crushed Eocene marls (buried layer of old talus); 17—recent colluvial accumulations; 18—recent talus; 19—recent talus-colluvial accumulations; 20—gravel and sand; 21—sliding surface of an old landslide; 22—shoreline; 23—line of profile; 24—boreholes.





скую и сочинскую, которые являются аналогами хадумских слоев северо-западного Кавказа.

Мацестинская свита (P_3m) распространена на широкой площади в виде нескольких горизонтов, представлена чередованием аргиллитов и песчаников. В районе г. Бытха отложения свиты имеют очень сокращенную мощность (до 30 м).

В основании свиты залегают зеленовато-серые слабослоистые аргиллиты, с узловатыми железистыми стяжениями и с редкими пропластками песчаника. Выше по разрезу песчаники учащаются, ритмично переслаиваясь через 2—10 см с серыми аргиллитами. В средней и верхней частях разреза появляются две разновидности песчаника—плотные известковистые и рыхлые известковисто-глинистые, отличающиеся тонкой слоистостью и достигающие мощности 40 м. Аргиллиты изобилуют мелкими фораминиферами: *Textularia carinata* Orbigny, *Cristellaria fragaria* Cushman, *Gyroldina soldanii* Orbigny и др.

Свита обнажается на восточном склоне г. Бытха; на юго-западном склоне она маскируется четвертичным покровом.

Хостинская свита по содержанию и мощности пластов песчаника разделена на нижний и верхний горизонты.

Нижний горизонт хостинской свиты (P_3ch^1) складывается чередованием 0,5—2,5 м—пластов песчаника с подчиненными тонкими слоями (0,05—0,15 м) алевролитов и аргиллитов.

Песчаники тонко и мелкозернистые известковистые, массивные и глинисто-известковистые, слоистые, содержат большое количество растительного детрита, рыбьей чешуи и гагата. В подошве пластов иногда наблюдается галька и прослой брекчиевидного микроконгломерата. Повторяемость пластов ритмичная, выраженная чередованием пачек песчаников с пачками аргиллитов с тонкими пропластками песчаников.

Пласты песчаников развиты взаимно пересекающимися продольными и поперечными трещинами отдельности. В зоне выветривания трещины большей частью открытые и зияющие. В глубоких частях разреза встречаются трещины, выполненные кальцитом. Мощность горизонта песчаников—от 25 до 50 м.

Верхний горизонт хостинской свиты (P_3ch^2). В литологическом отношении облик пород аналогичен нижнему горизонту, заметно уменьшается количество растительных остатков. Сохраняется ритмичность чередования близко расположенных пластов песчаников с пачками аргиллитов, расслоенных более тонкими песчаниками. Мощность песчаников обычно изменяется от нескольких сантиметров до 0,60 м, единичные пласты достигают максимальной мощности 1,0—1,5 м.

Вверху разреза появляются пропластки аргиллитов черного цвета мощностью до 20 см. Толща венчается двумя маркирующими пластами, представленными некарбонатным аргиллитом черного цвета, с пиритом, мощностью 0,60—1,00 м и тонкослоистым глауконитовым рыхлым песчаником зеленовато-серого цвета мощностью 0,70 м.

В отложениях хостинской свиты фауна отсутствует. Видовой состав многочисленных растительных остатков, включая *Rhamnus eriaanni* Ung., *Cinnamomum polymorphum* Herb., *Sinnumomum Scheuchyeri* Heer, *Myrica obtusiloba* Strung., *Salix angusta* Heer и находки *Planorbella* sp., дал возможность Б. М. Келлеру и В. В. Меннеру (1945) отнести свиту к нижнему олигоцену. Отложения верхнехостинской свиты занимают широкую площадь в северозападном окончании г. Бытха, где слагают свод и крылья антиклинали. На левом склоне р. Бзугу в отдельных выходах прослеживается почти весь разрез толщи, имеющей мощность 150 м.

Сочинская свита (P_3s) широко распространена. Это мощная однообразная глинистая толща. На г. Бытха выходят низы свиты на очень незначительной площади. Этими слоями оконтуривается антиклинальная структура на ее западном погружении.

Низы толщи представлены серыми карбонатными аргиллитами, расслоенными частыми тонкими пропластками песчаников толщиной от миллиметров до десяти сан-

тиметров, с отдельными редкими прослоями песчаников 0,20—0,30 м и черных аргиллитов (0,03—0,15 м). Некоторые прослои аргиллитов опесчанены и переходят в алевролиты, но в общем аргиллиты сочинской и хостинской свит очень похожи. Возраст сочинской свиты в ее более высоких горизонтах на основании находок рыб *Lepidopus* sp., *Euchemirhynchus* cf. *egertoni* Ag. и *Nemopterix* ex gr. *trocheli* Rath. В. В. Меннер определил как нижнеолигоценовый.

Четвертичные отложения развиты сплошным покровом; генетически—это континентальные накопления—делювиальные, делювиально-оползневые и оползневые. В нижней части склона встречаются морские отложения верхнего плейстоцена.

Формирование мощных континентальных отложений на юго-западном склоне началось в конце среднего плейстоцена. Более ранние четвертичные образования не были выявлены. На очень небольшом участке хребта г. Бытха сохранились более древние оползневые накопления конца третичного периода, связанные с абразией при 200-метровом уровне моря. Эти накопления состоят из коричнево-бурых суглинков с хаотически распределенными в них плитами песчаника и даже с включениями изогнутого пласта песчаника (рис. 1, пункт А). Все песчаники очень сильно выветрели, почти до рыхлого состояния.

Материалом для накопления четвертичного покрова послужили песчаники и аргиллиты нижнего олигоцена и, частично, на очень малых площадях—мергели эоцена. Верхние слои делювиальных и оползневых суглинков по литологическому составу сходны между собой и поэтому отнесены к делювиально-оползневому отложению. Признаком для определения оползневых накоплений служит присутствие в суглинках оползневой брекчии, зон смятия, зеркал скольжения, меняющаяся окраска пород и их положение на склоне.

На г. Бытха древние оползневые накопления среднего и верхнего плейстоцена хорошо увязываются с карангатской террасой. Это позволило выделить: 1) среднечетвертичные, 2) верхнечетвертичные, 3) верхнечетвертичные и 4) современные отложения.

Среднечетвертичные отложения (Q_{II}) представлены исключительно оползневыми накоплениями. Они распространены широкой полосой вдоль всей подошвы юго-западного склона г. Бытха и покрывают площадь вверх по склону почти до его середины (рис. 2, разрезы II, III, VI и VII).

Состав оползневого покрова неоднороден по структуре. В нем различаются два характерных горизонта: смещенные блоки и дробленные породы.

Смещенные блоки лежат в основании оползневых накоплений и состоят из пород хостинской и маестинской свит. Сложенные чередованием аргиллитов с пропластками песчаников, породы в блоках более или менее сохранили свое естественное состояние, но иногда сильно раздроблены или смяты в складки.

Залегание блоков в основном запрокинутое, на некоторых участках—согласное с напластованием коренных пород. Блоки лежат на третичных породах на разных отметках. В центральной части склона они спускаются ниже уровня моря, более чем на 54 м (рис. 3, разрез VII), на остальной площади контрастируют с коренными породами на отметках от —10 до +10 м, а в верхней части склона распространяются до отметки +100 м (рис. 2, разрезы II и III).

Выдержанное распространение блоков вдоль всей подошвы юго-западного склона указывает на особую геологическую обстановку, которая способствовала массовому перемещению горных пород. Время этих перемещений вполне достоверно устанавливается трансгрессией в докарангатское время; доказательством этого являются галечники карангатской террасы, залегающие на абрадирующей поверхности смещенных блоков.

Дробленные породы обычно залегают над смещенными блоками. Это мелкая крошка и щебень серых аргиллитов, реже песчаника как бы спрессованные с серой тонкодисперсной глиной, являющейся продуктом распада тех же аргиллитов. Местами в эту массу включены мелкие пачки раздробленных аргиллитов или плиты песчаника.

Для слоя характерны пришлифованные плоскости с зеркальным блеском, рассленкованность глинистых прослоев. Уплотненные слои из крошки аргиллитов имеют различную мощность—от 2—3 см до 20 м; они сменяются пластичной глиной серого цвета с включением обломков песчаника или пачками смещенных аргиллитов. Все эти отложения не выдержаны по простиранию и, по-видимому, залегают в виде линз. В более верхних горизонтах оползневого покрова развиты глины и суглинки серого цвета с бурыми оттенками, с включениями обломков песчаника, местами—пачек аргиллитов. На отдельных участках на юго-восточном окончании склона оползневые накопления слагаются глыбовым навалом из толстых плит сильно выветрелого песчаника с заполнителем из суглинков.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III}) представлены морскими и континентальными породами. К морским относятся галечники нижней карангатской террасы ($Q_{III\ crg}$).

В смежных с г. Бытха районах отложения галечников карангатского возраста распространены на широких террасах. Возраст галечников хорошо устанавливается присутствием *Cardium tuberculatum* L., *Venus gallina* L., *Macra subtruncata* Da Costa, *Tapes calverti* Newt. и другими видами солоноводной фауны. На г. Бытха обрывки террасы сохранились только в краевых частях морского склона (рис. 2). В центральной части склона отложения карангата отсутствуют, хотя здесь и прослеживаются выровненные поверхности, близкие к отметкам террасы (27—28 м). Цоколь террасы лежит на абрадированных блоках, ранее сползших при докарангатской трансгрессии. Отложения карангата представлены галькой, крупнозернистым песком, валунами из осадочных и в меньшем количестве—изверженных пород, сцементированных глинистым, местами—известковым цементом; мощность их—3,70—4,00 м. Среди них встречаются сползшие пачки пород верхней хостинской свиты, можно наблюдать внедрение галек в узкие абразивные вымывы, выработанные между пластами песчаников в смещенных пакетах.

Континентальные отложения верхнечетвертичного возраста в западной части склона представлены смещенными пачками отложений верхнехостинской свиты, состоящими из чередующихся слоев аргиллитов и песчаников.

Породы в пачках носят следы интенсивного выветривания. Зачастую они вследствие густой сети трещин выветривания легко разбираются в руках, в иных случаях в результате полного разрушения породы находятся в пластичном состоянии. Оползшие пачки разделены трещинами, которые выполнены суглинком со следами ожелезнения и журавчиками белоглазки, свидетельствующими о циркуляции грунтовых вод (рис. 2, разрезы III и VI). В верхней части склона, где породы имеют большую степень выветривания в смещенных пластах образованы мелкие оползневые складки. Пачки смещались по напластованию и сохранили основные элементы залегания коренных пород, что часто затрудняет отделение их от несмещенных пластов. Мощность пачек—3—10 м.

Наряду со смещенными пачками на тех же отметках развиты оползневые накопления, состоящие из суглинков, серых и бурых, с включениями плит песчаника. На отдельных участках, обычно на положительных формах рельефа, наблюдается большое скопление глыб песчаника, составляющих основной скелет слоя, с промежутками, выполненными суглинком. Точную границу распространения этих суглинков трудно установить, поэтому в разрезах они не отражены.

В восточной половине юго-западного склона между отметками 60 и 100 м, на среднечетвертичных оползневых накоплениях прослеживается незначительный по мощности (5 м) погребенный слой древнего

делювия (до 5 м), состоящий из светло-коричневой плотной глины, с включением угловатых обломков мергеля типа мергелей верхних горizontов эоцена. Обломки мергелей сильно выветрелы (рис. 2, разрезы III и IV).

Верхнечетвертичные и современные отложения ($Q_{III} + Q_{IV}$). Все древние оползневые накопления почти всюду перекрыты делювиально-оползевым чехлом значительной мощности (8—20 м), представленным желто-бурыми суглинками с включениями выветрелых плит песчаника и обломков аргиллитов. На положительных формах рельефа—межбалочных и межоползневых гребнях—обломки песчаников выветрелы или полностью превращены в песок и окрашены в ржаво-бурый или буро-коричневый цвет. Суглинки неравномерно опесчанены и отличаются яркоохристым или коричневым оттенком. Суглинки, выполняющие отрицательные формы рельефа, приобретают серый цвет, становятся более глинистыми и пластичными, обломки песчаника выветрелы слабо, порой—только с поверхности.

Современные отложения (Q_{IV}). Современные делювиально-оползневые накопления ($Q_{IVd} + dp$), имеют широкое развитие на северо-восточном склоне горы Бытха, сложенном породами хостинской свиты. Накопления состоят из коричнево-бурых суглинков с большим количеством обломков и глыб песчаника. На юго-восточном склоне развиты слабопесчанистые глины красновато-желтого цвета, с обломками песчаников и щебенкой мергеля эоцена.

Современные оползневые накопления (Q_{IVdp}) представлены в основном породами тех отложений, в которых имеют развитие оползневые процессы.

Современные делювиальные отложения (Q_{IVd}) развиты на хребте г. Бытха и его боковых отрогах, представлены суглинками и глинами желто-бурого цвета, с включением мелких плит песчаника. Мощность их—от 1 до 6 м.

Строение антиклинали

Бытхинская антиклиналь является самой западной в серии кулисообразно расположенных антиклинальных поднятий: Ахштырской, Ахунской и Бытхинской (рис. 3). Эти ясно выраженные антиклинали относятся к основной позднеальпийской складчатости—эоцен-нижнемиоценовой.

В куполе Бытхинской антиклинали отсутствуют отложения сочинской свиты. В куполах смежных антиклиналей смыв захватил более глубокие горизонты—до верхнего мела. Бытхинская антиклиналь имеет очень простое строение—это слабо асимметричная близкая к брахиантической складка со слегка дугообразным расположением оси, обращенной вогнутостью к морю. В северо-западной части ось складки соответствует хребту г. Бытха; она имеет общее направление на СЗ 300°; в этом же направлении происходит наклон свода и шарнира под углом 6—10°.

На СЗ за пределами г. Бытха складка плавно погружается под уровень моря. В юго-восточном направлении погружение более резкое и сложное. Общая длина антиклинали по нижнему горизонту хостинской свиты на уровне моря составляет 4,1 км, ширина—2,7 км. Свод складки, сложенный породами верхнехостинской свиты, имеет ширину 50 м достигая максимальной ширины 100 м. Перегиб пластов происходит плавно, с незначительными осложнениями, выраженными единичными мелкими складками, развитыми в мягких пачках аргиллитов, и разрывами жестких пластов песчаников. В известняках верхнего мела вдоль рек Мацеста и Бзугу свод складки значи-

гельно шире (450—550 м). В поперечном разрезе по известнякам наблюдается незначительный прогиб, который в верхней части свода в палеогеновых отложениях не прослеживается.

Юго-западное крыло антиклинали, в средней части склона, слегка выпуклое; поднятые на этом участке мергели эоцена выходят на дневную поверхность (рис. 1), в северо-западном и юго-восточном направлениях они погружаются на более низкие отметки и перекрыты олигоценым флишем. Направление падения пластов юго-западного крыла складки изменяется от ЮЗ 190° до ЮЗ 235°, угол падения 12—20°, местами 25°, увеличение угла наклона пластов происходит при погружении крыла антиклинали в северо-западном направлении.

Северо-восточное крыло более крутое—15—30°, местами—35°; здесь поверхность склона обычно отпрепарирована по напластованию (рис. 2). На участке вблизи слияния рек Цаных и Мацеста как в палеогеновых, так и в меловых породах происходит резкий перегиб пластов на СВ под углом 35—45°. В этой части структуры, в низах эоцена и верхнего мела отмечаются значительные тектонические нарушения, выраженные разрывами, брекчий дробления пород, выжиманием целых пачек, вторичной складчатостью. Эти нарушения были отмечены глубокими скважинами и геофизическими исследованиями при разведке на сероводородные воды.

Вблизи периклинального окончания северо-восточного крыла антиклинали в олигоценых породах сочинской свиты развита вторичная складчатость, наблюдаемая по руслу ручья Раздольного, связанная с проходящим здесь разломом. Складки разнообразны по своему строению, неравномерные, в большинстве своем изоклинальные, с разрывами по оси и крыльям.

Строение антиклинали ясно обрисовывается на юго-восточном склоне г. Бытха, в основном по маркирующим пластам битуминозных мергелей горизонта *Lyrolepis caucasica* (рис. 1 и 2). Строение юго-западного крыла складки по его простиранию представлено на разрезах VI и VII (рис. 2), где контакты свит прослежены по глубоким скважинам.

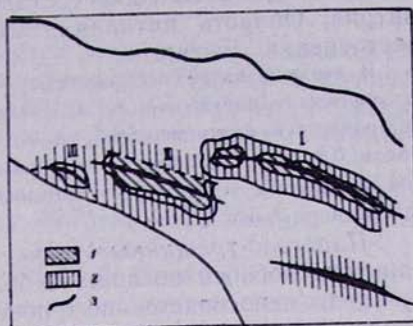


Рис. 3. Схема кулисообразного расположения антиклиналей поздне-альпийской складчатости в районе Сочи. 1—известняки верхнего мела; 2—мергели, аргиллиты, песчаники эоцена и палеоцена; 3—плоскость надвига; I—Ахштырская антиклиналь; II—Ахунская антиклиналь; III—Бытхинская антиклиналь.

Նկ. 3. Սոչիի շրջանի հետալպյան ծալա-վորման անտիկլինալների կուլիսանման դասավորման սխեման: 1—վերին կալվածյին կրաքարեր, 2—էոցենյան և պալեոցենյան մերգելներ, արգիլիտներ և ավազաքարեր, 3—վրաշարժի հարթություն: I—Ախշտիի անտիկլինալը, II—Ախունի անտիկլինալը, III—Բիտխայի անտիկլինալը:

Fig. 3. Scheme of late-Alpian anticlines in region of Sochi. 1—Upper-Cretaceous limestones; 2—Eocene and Paleocene marls, argillites and sandstones; 3—overthrust plane; I—Ashtyr anticline; II—Akhun anticline; III—Bytkha anticline.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОРЫ БЫТХА

Гидрогеологическая обстановка юго-западного склона достаточно сложна. В районе г. Бытха выделяются водоносные горизонты третичных пород, элювиальной зоны, оползневых и делювиальных накоплений.

Подземные воды эоцена. Самым глубоким водоносным горизонтом, вскрытым двумя буровыми скважинами на 170 м ниже уровня моря,

являются битуминозные сланцеватые мергели с *Lyrolepsis caucasica* Rom. Скважины самоизливающиеся, напор воды—171,9 м, расход при самоизливе—0,05 л/сек. Минерализация воды высокая, сухой остаток свыше 2 г/л, в солевом составе преобладают гидрокарбонатные соли натрия. Область питания этого горизонта расположена значительно восточнее г. Бытха.

В верхней пачке пестроцветных мергелей эоцена вода встречается по трещинам тектонических нарушений; из 17 скважин, вскрывших на полную мощность верхнюю пестроцветную пачку мергелей, только в одной встречается вода, с напором 73 м и расходом 0,4 л/сек. Питание этого горизонта возможно из элювиальной зоны мергелей той же толщи, а также—по трещинам из горизонта песчаников хостинской свиты, залегающих выше.

Пластово-трещинные воды нижнехостинской свиты. Горизонт песчаников способен поглощать большой процент выпадающей атмосферной воды непосредственно с поверхности или через суглинистый покров оползневых и делювиальных накоплений. Движение подземных вод в толстоплитчатых песчаниках происходит по направлению их падения. На склонах, где песчаники перекрыты мощными оползневыми накоплениями, создаются высокие гидростатические напоры, увеличивающиеся в нижней части склона. Величина напора в разных точках склона колеблется от 10 до 53 м. Из нескольких скважин наблюдается самоизлив на высоту до 7 м над поверхностью земли.

В толще песчаников могут возникать двухъярусные горизонты напорных вод, разделенные пропластками аргиллитов.

В верхней части юго-западного склона и на северо-восточном склоне с этим горизонтом связаны выходы нескольких источников. Дебит источников находится в пределах от сотых долей литра в секунду до 1 л/сек. Разгрузка вод происходит в море, часть поступает в оползневые накопления.

Подземные воды верхнехостинской свиты. Толща аргиллитов с пропластками песчаников слабо водоносна. Вода циркулирует по пластам песчаников, в основном тех, которые ближе расположены к древней поверхности, где породы более трещиноваты и где происходит питание атмосферными водами.

Водообильность связана с количеством выпадающих осадков. Дебиты источников колеблются в пределах от 0,4 до 1,0 л/сек в зимние месяцы и до 0,1—0,2 л/сек в летний засушливый период. Разгрузка водоносного горизонта происходит в балках и на склонах, где водоносные пласты выходят на поверхность. Вода слабо минерализована, гидрокарбонатно-кальциевая, сухой остаток—0,3—0,8 мг/л.

Воды элювиальной зоны мергелей. Подземные воды циркулирующие по трещинам элювиальной зоны верхней пестроцветной пачки эоцена, формируются в восточной половине юго-западного склона, где мергели частично обнажены или прикрыты маломощным слоем суглинков.

В верхней части склона они безнапорные, в нижней, где породы перекрыты более или менее мощным слоем суглинков, создаются напоры, достигающие 15—25 м. Дебиты источников небольшие—0,1—0,2 л/сек.

Воды оползневых накоплений. Воды оползневых накоплений в целом представляют собой единый водоносный комплекс, который однако благодаря пестрому литологическому составу характеризуется наличием замкнутых водоносных линз, с различной водообильностью и различными напорами на разных геоморфологических участках склона.

Все воды четвертичного покрова по своему химическому составу относятся к типу гидрокарбонатно-кальциевых, с небольшой минерализацией—от 0,35 до 0,8 мг/л.

Среди анионов преобладают HCO_3 , на втором месте — SO_4 . В группе катионов доминирует кальций.

Наибольшим непостоянством отличаются воды древних оползневых накоплений, представленных смещенными блоками. Наряду с хорошо обводненными участками встречаются безводные. Эти воды имеют различные напоры — от 5 до 25 м. Многие скважины вскрыли самоизливающуюся воду с дебитом от 0,06 до 0,3 л/сек.

Подземные воды оползневых накоплений дренируются частично балками и высачиваются в виде мелких источников в нижней части склона.

Воды верхнечетвертичных и современных оползневых и делювиальных накоплений. Нерасчлененный покров неоднородных суглинков с глыбами и пачками вмещенных в них аргиллитов и песчаников имеет широкое распространение и является благоприятной средой для инфильтрации атмосферных осадков.

Благодаря различной плотности грунтов и расчлененности рельефа грунтовые воды распределены неравномерно. Более водоносные участки приурочены к депрессиям, где возникают локальные замкнутые горизонты, с более или менее выдержанным режимом. Возвышенные элементы рельефа менее водоносные или совершенно безводные. Движение вод происходит по трещинам или по скоплениям глыб и обломков песчаников. Режим находится в зависимости от количества атмосферных осадков. Амплитуда колебания уровня изменяется в пределах 1—2, реже — 1—3 м.

ФОРМИРОВАНИЕ СКЛОНОВ И РАЗВИТИЕ ОПОЛЗНЕЙ

Мощный четвертичный покров является результатом сложных процессов денудации; его строение хорошо отражает смену геологических условий при изменении уровня моря за четвертичный период.

Последовательность оползневых процессов в четвертичное время периода представлена на схеме формирования склонов г. Бытха (рис. 4 и 5). В основу этой схемы положены современные представления об изменениях береговой линии и о колебаниях уровня моря за четвертичный период Федорова (1963), Васильева (1966) и Островского (1968).

На хребтах г. Бытха, на отметках 190—210 м имеются останцы поверхности выравнивания. Подобные поверхности на таких же уровнях прослеживаются повсюду в сочинском районе (г. Ахун, г. Овсянникова и др.). Эти поверхности выработаны в коренных породах. П. В. Федоров (1963) предположительно относит абразионные поверхности на отметках 200—250 м, прослеженные значительно южнее (Ахали-Афон и Сухуми), к верхнему плиоцену. По-видимому сочинские и ахали-афонские поверхности выравнивания относятся к одному возрасту.

В конце палеогенового периода, возможно, в куяльницкий или гурийский века, в связи с общим поднятием материка южнее кордильеры Ахцу, сформировавшаяся к тому времени Бытхинская антиклиналь, слабо выступала в виде острова примерно на 100—150 м над водной поверхностью. Уровень моря, по-видимому, соответствовал высоте, на которой на склонах г. Бытха в разных местах имеются выложенные поверхности. В это время на юго-западном склоне были смыты породы хостинской и маестинской свит и разработана абразионная поверхность на мергелях эоцена. Этим объясняется разрыв в отложениях нижних горизонтов олигоцена, установленный на южном крыле антиклинали (рис. 2 и рис. 4).

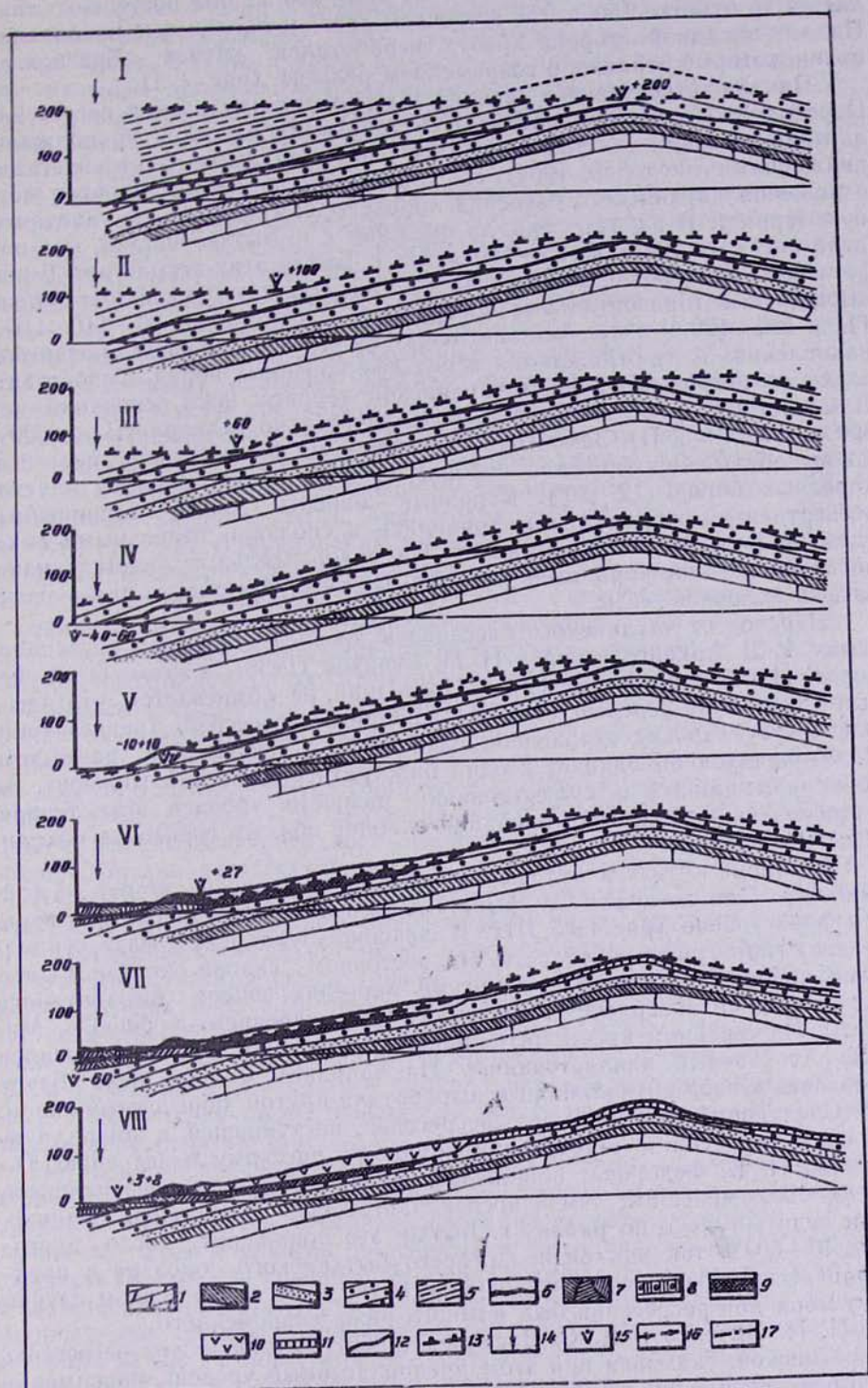
На востоке в 230 м от вершины г. Бытха, на отметке 200 м (рис. 1) имеется узкая площадка А, на поверхности которой нагромождены

крупные, до 12—15 м. глыбы песчаника, возможно также подмытые и обрушенные древней абразией. На северо-восточном склоне поверхность выравнивания прослеживается в виде останцов на узких межбалочных водоразделах и на склонах долины р. Цанык. Здесь на участке *Б* (рис. 1) с этой поверхностью были, по-видимому, связаны оползни по напластованию пород хостинской свиты, оставившие неясные следы, сглаженные денудацией. На западе на участке *В* поверхность выравнивания

н.к. 4. Թխտա սարի լանջերի առաջաման սխեման (ըստ III կտրվածքի). 1—էոցենյան մերգելներ. 2—Մացեստա շերտախմբի արգիլիտներ. 3—ներքին-խոստայի շերտախմբի ավազաքարեր. 4—վերին-խոստայի շերտախմբի արգիլիտներ և ավազաքարեր. 5—Սոչիի շերտախմբի արգիլիտներ. 6—կարանգատյան հավաքարեր. 7—նախակարանգատյան տրանսգրեսիայի ժամանակ տեղաշարժված բլուկներ. 8—մերձակավեր էոցենյան ջարդած մերգելների հետ (թաղված դելյուվիի). 9—կարանգատյան տրանսգրեսիայի ժամանակ սողացած վերին-խոստայի շերտեր. 10—դելյուվիալ-սողանքային մերձակավեր. 11—դելյուվիալ մերձակավեր. 12—լանջի ժամանակակից պրոֆիլը. 13—լանջի համեմեքի պրոֆիլը. 14—ժամանակակից ծովագիծը. 15—համեմեքի ծովագիծը. 16—ծովի հատակը հետ-ուզունլարյան արրադիայի ժամանակ. 17—համեմեքի սողանքի սահնգման մակերևույթ: Զարգացման փուլեր՝ I—վերին պլեյոցեն, կույալյան (?), գուրիական հարկ. II—ներքին պլեյոցեն, շաուլյան ավազան. III—միջին պլեյոցեն, էվքսինյան-ուզունլարյան ավազան. IV—միջին պլեյոցեն, հետուզունլարյան սեզրեսիա. V—միջին պլեյոցենի վերջը և վերին պլեյոցենի սկիզբը, նախակարանգատյան տրանսգրեսիա. VI—վերին պլեյոցեն, կարանգատյան ավազան. VII—վերին պլեյոցեն, նորէվքսինյան ավազան. VIII—հոլոցեն, հին-սևծովյան և նոր-սևծովյան ավազաններ:

Рис. 4. Схема развития склонов г. Бытха (по линии разреза III). 1—мергели эоцена; 2—аргиллиты мацестинской свиты; 3—песчаники нижнехостинской свиты; 4—аргиллиты и песчаники верхнехостинской свиты; 5—аргиллиты сочинской свиты; 6—галечники карангата; 7—блоки, смещенные в предкарангатскую трансгрессию; 8—суглинки с раздробленными мергелями эоцена (погрешный делювий); 9—пачки верхнехостинской свиты, сползшие карангатскую трансгрессию; 10—делювиально-оползневые суглинки; 11—суглинки делювиальные; 12—современный профиль склона; 13—древний профиль склона; 14—урез моря современный; 15—урез моря древний; 16—дно моря при послезузуларской абразии; 17—поверхность скольжения древнего оползня. Стадии развития: I—верхний плиоцен, куяльницкий (?), гурийский ярус; II—нижний плейстоцен, чаудинский бассейн; III—средний плейстоцен, евксинско-узуларский бассейн; IV—средний плейстоцен, после—узуларская регрессия; V—конец среднего и начало верхнего плейстоцена, предкарангатская трансгрессия; VI—верхний плейстоцен, карангатский бассейн; VII—верхний плейстоцен, новоэвксинский бассейн; VIII—голоцен, древнечерноморский и новочеркасский бассейны.

Fig. 4. Scheme of development of Bytkha mountain slopes (along cross-section III). 1—Eocene marls; 2—argillites of Mitzesta series; 3—sandstones of Lower-Khosta series; 4—argillites and sandstones of Upper-Khosta series; 5—argillites of Sochi series; 6—Karangat gravel; 7—blocks displaced during the pre-Karangat transgression; 8—loams with crushed Eocene marls (buried talus); 9—blocks of Upper-Khosta series slid during the Karangat transgression; 10—talus-colluvial loams; 11—talus loams; 12—recent slope profile; 13—old profile; 14—recent shoreline; 15—bottom of sea during the post-Ouzunlar transgression; 16—surface of sliding of an old landslide. Stages of development: I—Upper Pliocene, Kouyalnian (?), Gourian formations; II—Lower Pleistocene, Chaudian basin; III—Middle Pleistocene, Euxine-Ousounlarian basin; IV—Middle Pleistocene, post-Ousounlar regression; V—end of Middle and beginning of Upper Pliocene, pre-Karangatian transgression; VI—Upper Pliocene, Karangatian basin; VII—Upper Pliocene, new-Euxine basin; VIII—Holocene, Old Black-sea and New Black-sea basins.



очень хорошо выражена на отметках 190—200 м; она постепенно спускается до отметки 150 м, где встречены древние оползневые накопления. На юго-западной стороне хребта выработался крутой абразионный склон, который отражен в современном рельефе (рис. 4, I).

Начало четвертичного периода знаменуется чаудинской регрессией. Переход от верхнего плиоцена к чаудинскому бассейну продолжался длительное время и сопровождался значительными тектоническими движениями (Федоров, 1963). На кавказском побережье Черного моря отложения чаудинского бассейна образуют самую высокую галечниковую террасу. В районе Сочи, на смежных с г. Бытха участках, она располагается на отметках 95—110 м. На г. Бытха этих террас нет. В современном рельефе горы Бытха на многих участках отмечаются хорошо выраженные горизонтальные поверхности с отметками 80—110, 116—117 и 120—129 м и др.; все они лежат на мощных древних оползневых накоплениях и не отражаются в рельефе коренных пород. Сопоставить их со стометровым уровнем чаудинской террасы пока оснований нет. В чаудинское время склоны г. Бытха значительно удлинились (до 600—800 м, рис. 4 и 5, II). За длительный период их формирования постепенно выработывался профиль склона, близкий к углу наклона пластов коренных пород (12—20°). Коренные породы, плохо защищенные четвертичным покровом, выветривались и сползали отдельными пакетами по плоскости напластования. На водораздельных участках началось образование коры выветривания. На северном склоне стала намечаться балочная сеть.

Переход от чаудинского бассейна к древнеэвксинскому и узунларскому А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938), а затем П. Ф. Федоров (1963) считают неясным. Последний не сомневается, что здесь был длительный перерыв, сопровождавшийся регрессией. Древнеэвксинские и узунларские отложения, разделенные небольшим размывом, П. Ф. Федоров объединяет в один биостратиграфический горизонт. За неимением данных о существовании разности уровней этих террас, в приведенной схеме формирования склонов оба эти горизонта объединены в один.

В районе г. Бытха отложения эвксинно-узуларских террас не сохранились. Они, по-видимому, были смыты вместе с чаудинскими в верхнем плейстоцене (рис. 4 и 5, III). В эвксинно-узуларскую фазу усилился врез гидрографической сети. На восточном склоне оказались смытыми породы олигоцена, а в мягких мергелях эоцена выработалась выположенная поверхность, соответствующая древнему уровню р. Мацесты. На северном крыле антиклинали постепенно отпрепарировался склон, согласный напластованию. На западном склоне река Бзугу врезалась в свод антиклинали и выработала крутой, обрывистый склон.

Следующий этап связан с регрессией, наступившей в конце узунларского времени и отвечающий крупному рисскому оледенению. По мнению П. В. Федорова, понижение уровня моря в послезуларское время было меньшим, чем в послекарангатскую регрессию. Однако, если судить только по району г. Бытхи, это понижение могло достигать 40—60 м, так как базис древнего бытхинского оползня в предкарангатскую фазу спускался ниже отметки —50 м. Во всяком случае урез моря при регрессии был намного ниже современного.

П. И. Ивченко и Д. С. Васильев (1966) называют эту регрессию имеретинской, указывая при этом предполагаемый уровень максимального переуглубления на отметке 80 м. Таким образом, береговая линия при регрессии значительно удалась от современной, а морской склон-

удлинился (рис. 4 и 5, IV). Высвободившиеся из-под воды породы интенсивно выветривались, чему благоприятствовали климатические условия эпохи. Все это привело к усиленной денудации, к интенсивным делювиальным процессам. Оползневые процессы в это время на морских склонах прекратились. Эрозионные врезы речных долин и балок сильно понизились, началось расширение долин за счет подмыва и развития оползней в их бортах.

Можно полагать, что во время послеузулларской регрессии юго-западный склон г. Бытха находился в спокойном состоянии; свойства пород на склоне постепенно изменялись, главным образом за счет физического выветривания. Расширялись тектонические трещины, возникали трещины выветривания, создавались условия для поглощения воды, наметились пути движения подземных вод. Все это сыграло роль при последующих изменениях геологической обстановки.

Последующая, наиболее важная фаза формирования склонов началась со времени предкарангатской трансгрессии. По всей вероятности, послеузулларская регрессия и начавшаяся за ней трансгрессия были связаны с эвстатическими изменениями уровня (П. В. Федоров, 1963), и тектоническими движениями, вызванными формирующейся черноморской впадиной. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) считают, что между узунларским и карангатским веками происходило поднятие прибрежных участков морского дна. Это поднятие, по всей видимости, сопровождалось сейсмическими колебаниями, которые сказывались на развитии крупноблочных оползней.

В течение предкарангатской трансгрессии наступающее море, еще находясь на отрицательных отметках, стало подсекать, последовательно от молодых к древним, отдельные слои и пачки пород нижнего олигоцена. Когда уровень приблизился к современному, в глубь материка на 100—200 м от берега была выработана выровненная поверхность. Она хорошо устанавливается горными выработками в западной и восточной частях склона. При дальнейшем опускании материка к карангатскому уровню эта поверхность, по-видимому, погрузилась под воду, а вдоль абразионного берега начался подмыв более древних горизонтов. В западной и восточной частях склона подсекались породы верхнехостинской свиты. В средней (центральной) части склона в поднятом крыле антиклинали были подмыты пласты песчаников, а затем — аргиллиты мацестинской свиты (рис. 4, V). В результате начались смещения крупных блоков и пачек, которым способствовали падение пластов в сторону моря, литологический состав пород, а также сейсмические явления. На выравненные поверхности с отметками —10 до +10 м напозли и обрушились блоки, принимая различную ориентировку. Фронтальная часть блоков спустилась за береговую линию на более низкие отметки (рис. 4, V).

На западе в пункте Д (рис. 1) в котловане под подпорную стенку автору удалось проследить контакт смещенных блоков с коренными породами. Поверхность коренных пород на отметке около 10—12 м срезана по головам пластов, падение пластов направлено на ЮЗ 235° под углом 18—20°. На коренных породах лежит слой мощностью 0,30 м, состоящий из перетертых аргиллитов темно-серого цвета, плотно спрессованных; они обладают зеркальным блеском. Выше, в запрокинутом залегании на СВ 20° под углом 78° , расположена пачка сильно раздробленных аргиллитов с зеркальными поверхностями. Эта пачка срезана по плоскости смещения под углом 70° другой наклонной пачки с пологим залеганием на СВ 28° под углом 10° . По контакту пачек наблюда-

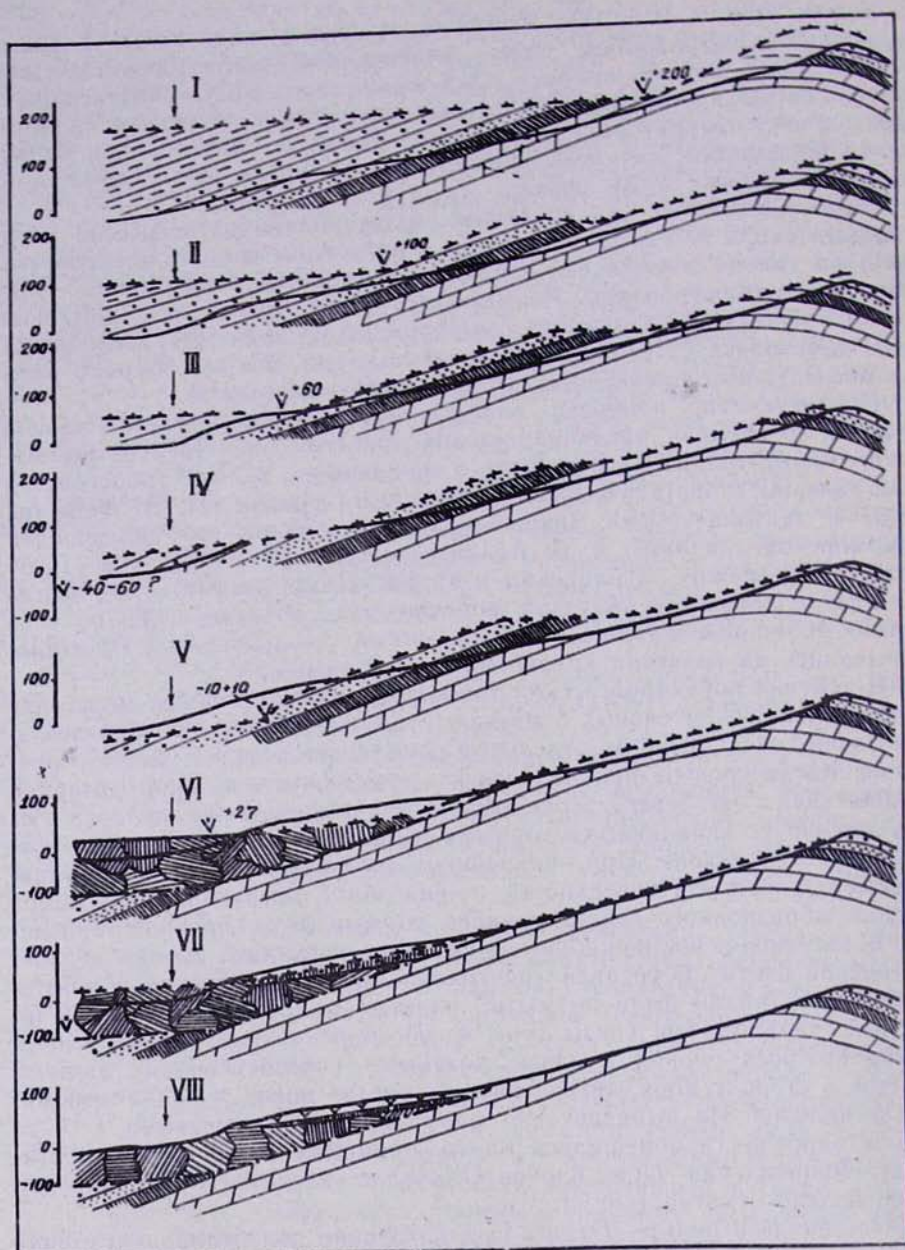


Рис. 5. Схема развития склона г. Бытха (по линии разреза I). Условные знаки и обозначения см. рис. 4.

Նկ. 5. Բիտխա սարի լանջերի առաջացման սխեման (ըստ I կտրվածքի). Պայմանական նշանները և բացատրությունները տե՛ս նկ. 4:

Fig. 5. Scheme of development of Bytka mountain slopes (along cross-section I). For legend and captions see Fig. 4.

ется брекчия истирания мощностью 5—10 см из аргиллита черного цвета с зеркальными поверхностями на всех кусочках. В остальных случаях в откосах железной дороги и пешеходной тропы в смещенных пачках наблюдаются пласты с различным наклоном. Встречаются складки с плавным изгибом жестких пластов песчаника.

В средней части склона образовался крупный оползень с базисом значительно ниже современного уровня моря. Оползень носил катастрофический характер и имел колоссальные размеры: по фронту движения, вдоль берега моря, — 950 м, по длине вдоль склона—600—800 м и, вероятно, столько же подводной части склона². Мощность сместившихся пород достигала более 60 м. Плоскостью смещения послужили мергели эоцена и аргиллиты мацестинской свиты (рис. 4, VI); язык оползня выдвинулся далеко в море до отметки —55 м. По всей фронтальной части оползня образовался вал выпирания, состоящий из глыб и блоков. Урез линии моря удалился от материка примерно на 200 м; это частично отражается в современной конфигурации берега. В современном рельефе борта оползня не выражены. В подземном рельефе правая бортовая трещина вертикальная или круто наклоненная, что обнаружено двумя скважинами, расположенными на расстоянии 50 м друг от друга (рис. 4, VII). В нижней половине склона оползень в рельефе также не обнаруживается. В верхней половине склона он слабо отражен чашеобразной вогнутостью.

Следующая фаза в развитии склонов наступила в период карангатской трансгрессии, с береговой линией на отм. +27—28 м. Здесь начался размыв смещенных ранее блоков, на которых выработалась абразионная терраса и отложились галечники (рис. 4 и 5, VI). Сильный выгиб береговой линии был образован языком среднеплейстоценового оползня. Абразионный берег, сложенный смещенными породами, подвергался вторичным оползневым смещениям, а со склонов начался смыл рыхлых компонентов оползневых масс. В результате этих процессов произошло понижение рельефа склона. Вторичные оползни развивались вблизи берега, не распространяясь выше отметки +100 м, поскольку к этому времени склоны г. Бытха были достаточно выположены. В современном рельефе оползни карангатского возраста слабо отражены в виде цирков с мягкими формами рельефа.

На западном участке склона к уровню карангатского моря сползали по напластованию пачки коренных пород (рис. 2, I); здесь горными выработками отмечено напользание пакетов и внедрение их в галечники. На склонах р. Мацесты, на отметках 30—40 м, были выработаны речные террасы.

Следующая фаза связана с вюрмским оледенением, ознаменовавшимся продолжительной новозвксинской регрессией. Уровень моря понизился на 40—50 м (Зенкевич, 1958; Васильев, 1966) или даже на 70 м (Муратов, 1960). С понижением базиса эрозии произошло последнее переуглубление речных долин (рис. 4, VII). Долина реки Мацесты у г. Бытха переуглублена в верхней части на 22 м и вблизи устья—более чем на 35 м ниже уровня современного моря. Со склонов были смыты древние речные террасы, а в области выходов мергелей пестроцветной толщии образовались оползни. Переуглубление долины р. Бзугу в устьевой части было незначительным, а выше по течению, у перегиба анти-

² Этот крупный оползень продолжает смещаться до настоящего времени, образуя первый ярус оползня в районе санатория им. Орджоникидзе (Тер-Степанян, 1969, 1970). Прим. ред.

клинали, произошел узкий врез в коренные породы на 25 м до отметки +20 м.

При регрессии галечники карангатской террасы в основном сохранились, но были расчленены врезами оврагов, которые легко вырабатывались в трещиноватых нарушенных породах и были глубже современных. В это время вырабатывались небольшие водоразделы, а на их склонах продолжалась нивелировка поверхности. На более выположенных участках склонов накапливался делювий. Это отмечено в разрезах (рис. 4, III и IV), где зафиксирован погребенный ныне слой древнего делювия, отличающийся содержанием обломков мергелей эоцена. Видимо, в то время поверхность мергелей эоцена, с которой происходил снос этих обломков, еще была обнажена.

После окончания вюрмского оледенения наступила древнечерноморская трансгрессия. П. Ф. Федоров (1963) выделяет несколько уровней, из них более ранний, древнечерноморский, с максимальным повышением уровня до отметок +4 или +5 м (Васильев, 1966; Островский, 1968); следующий новочерноморский бассейн достигал отметки +7—+8 м.

Новочерноморская абразия уничтожила всю фронтальную часть смещенных блоков вместе с галечниками карангата и выработала довольно высокий (20 м) абразионный уступ (рис. 4 и 5, VIII). Вдоль всего берега начались оползни, образовавшие глубокие циркообразные впадины. После того как уровень понизился, вдоль береговых склонов остались верхние части смещенных блоков, а в небольших краевых участках юго-западного склона—галечниковые террасы карангатского возраста, сохранившиеся до настоящего времени. На участке берега западнее балки 4 и восточнее балки 9, между подошвой новочерноморского уступа и бровкой современного абразионного уступа, образовалась выровненная поверхность с наклоном к морю; впоследствии на ней накопились суглинки. В это же время происходило постепенное заполнение оползневых и эрозионных депрессий суглинным и обломочным материалом и образование делювиально-оползневых покровов на склонах.

Конец новочерноморской фазы характеризуется прекращением крупных оползней и образованием вторичных мелких форм рельефа; с этого времени наступает новая, современная фаза оползневой деятельности.

Ниже приводится краткая схема истории развития склона (рис. 4 и 5).

I Верхний плиоцен, куяльницкий?, гируйский ярус. Абс. отм. береговой линии 195—200 м. На юго-западном склоне смыты породы хостинской и мацестинской свит. Обнажена поверхность эоцена (рис. 5, I) и выработан крутой береговой склон выше отметки 200 м. В своде антиклинали развились оползни по напластованию.

II Нижний плейстоцен, чаудинский бассейн. Абс. отм. береговой линии 100—110 м. За длительный период с конца третичного периода и до конца чаудинского века склоны г. Бытхи постепенно моделировались и удлинялись до 600—800 м. В восточной части береговая линия приблизилась к горизонту мощных песчаников. Началось накопление четвертичного покрова.

III Средний плейстоцен, эвксино-узунларский бассейн. Абс. отм. береговой линии +50—60 м. С понижением уровня моря на удлиненных склонах усилились аккумулятивные процессы. Мелкие оползни развивались только в береговой части.

IV Средний плейстоцен, глубокая послеэуэплярская регрессия. Абс. отм. береговой линии —40 до —60 м(?). Море отступает от современной береговой линии на 1 км. Оползневые процессы на морских склонах затухают. Климатические факторы способствуют интенсивному развитию физического выветривания.

V Конец среднего и начало верхнего плейстоцена, предкарангатская трансгрессия. При наступлении моря подрезаются пачки и свиты на отрицательных отметках. На отметке —10 до +10 м вырабатывается абразионная поверхность на 100—200 м в глубь материка и создается абразионный уступ. В средней части склона подмываются песчаники нижнеохостинской свиты. Развиваются крупноблочные оползни. В средней части колоссальный оползень опускается на отрицательные отметки.

VI Верхний плейстоцен, карангатский бассейн. Абс. отм. +27—28 м. Трансгрессия. Абразией нивелируется поверхность на смещенных блоках, образуются галечниковые террасы. На склонах усиливается срыв и образуются оползни.

VII Верхний плейстоцен, новозвксинский бассейн. Регрессия. Абс. отм. —40—50 м. На склонах идет разрушение и переотложение оползневых накоплений, сползших при карангатской трансгрессии, вырабатываются балки. На размытой поверхности мергелей эоцена откладывается делювий (слой 8).

VIII Голоцен, Древнечерноморский и Новочерноморский бассейны. Абс. отм. уреза моря колеблется от —15 до +8 м. При высоком уровне вырабатывается высокий абразионный уступ. Размываются галечники карангата. Образуются оползни в смещенных блоковых накоплениях. Позднее депрессии заполняются глинистыми породами.

В современной фазе характерно развитие оползней в теле старых оползней в глинистых породах. Различается два типа смещения: 1) неглубокие оползни—земляные потоки и 2) глубокие оползни с медленным течением пластических масс (глубинная ползучесть склонов). Земляные потоки происходят в наносах и по наклонному контакту наносов с третичными породами. Их площади составляют 300—5000 м². Они часто носят периодический характер, усиливаясь во влажные периоды года. Земляные потоки возникают обычно на крутых склонах. За последние десятилетия причиной большинства подобных оползней явилась деятельность человека—искусственные подрезки, перегрузка склонов отвалами, неорганизованный сброс технических вод и т. п.

Земляные потоки по поверхности коренных пород развиты преимущественно на северо-восточном склоне Бытха, где смещаются наносы мощностью 2—6 м. Оползни образуются в период затяжных дождей. Такие оползни в первоначальной стадии в верхней части выражены уступом вдоль стенки отрыва, в средней части—трещинами и мелко-ступенчатой поверхностью, а в нижней части—валом выпирания. Вторичные подвижки обычно развиваются на отдельных участках первоначальной площади, в местах скопления грунтовых вод; очень часто в таких местах возникают оплывины. Через несколько лет такие оползни, если не расширяются вверх, приобретают постоянный характер, и оползневые формы смягчаются денудацией. В настоящее время на северо-восточном склоне г. Бытхи отмечаются только денудированные земляные потоки. Первичные формы оползания не наблюдаются, за исключением участков на коротких балочных склонах, где возобновление оползневых подвижек связано с эрозией.

Медленные пластические оползни не имеют видимых в рельефе

границ. Их проявление заметно только по деформациям (зачастую незначительным) бетонных сооружений и других жестких конструкций. Медленные пластические смещения глинистых пород имеют хронический характер. Они располагаются в депрессиях подземного рельефа, заполненных мощными рыхлыми накоплениями. Эти вогнутые чашеобразные участки и являются теперь аккумуляторами атмосферных и подземных вод. Пластические смещения обычно прекращаются в сухое время года и возобновляются при затяжных дождях. Глубина захвата глинистых пород составляет 8—12 м, но может достигать и 20 м. Средняя скорость смещения—от нескольких миллиметров до 10 см в год. Пластические течения, происходят в основном в нижней части склона. Выявленные в 1947—1948 гг. очаги медленных оползневых подвижек расположены между балками 4 и 5 и в пределах балки 10. На этих участках в течение последнего десятилетия Институтом геологических наук АН Арм. ССР под руководством проф. Г. И. Тер-Степаняна проводился комплекс наблюдений по изучению глубинной ползучести глинистых пород.

На склоне происходят также неглубокие (до 5 м) медленные пластические смещения, покровных глинистых грунтов, залегающих на крутых (30—45°) склонах.

Ниже приводится описание нескольких типичных случаев оползней и причин их вызвавших. На склонах г. Бытха до начала века имелись старые оползневые очаги, находящиеся в стадии стабилизации или с проявлением отдельных небольших подвижек (в пределах балки 1, выше истоков балок 2 и 3, ниже автомагистрали в пределах балок 3 и 4, между балками 4 и 5 и балками 7 и 8, в верховье балки 9, вдоль балки 10, а также на склонах к р. Мацесте, р. Цаньк и р. Бзугу).

Раскорчевка леса и распашка склонов на Бытхе началась до 1910 г., когда площади верховья балок 5, 6 и 7 были засеяны фруктовым садом. В исключительно снежную зиму 1911 г. (высота снежного покрова достигала 0,80—1,5 м), здесь в мергелях эоцена произошли катастрофические оползни. Смещались пакки мергелей мощностью в 1—2,5 м, по плоскостям напластования, на площади около 10 га. Смещения способствовали естественные условия—падение мергелей в сторону склона, их сильная выветрелость и трещиноватость. Условия устойчивости склона были ухудшены эрозийным врезом балок, развившимся в результате раскорчевки и распашки склона.

С этим периодом были связаны оползни развившиеся в верховье балки 8, на площади 6—7 га. Естественные условия и характер смещения здесь были аналогичны. В смежных участках склона, в пределах выходов мергелей эоцена, можно наблюдать остаточные, денудированные оползневые формы еще более ранних оползней такого же типа. Эти оползни характерны для отдельных участков г. Бытха. В настоящее время площади этих оползней не обрабатываются, заросли густым кустарником, а сами оползни пришли в состояние покоя. Однако нельзя считать, что они полностью стабилизированы, так как сама геологическая обстановка (неровная поверхность склона, бессточные площадки, впадины, трещины) весьма благоприятны для активизации процесса в случае изменения условий.

В береговой части юго-западного склона, в связи с подрезкой полувыемкой железной дороги, в 1914 г. образовался ряд новых мелких оползней с базисом у полотна дороги и активизировались некоторые старые оползни, спускающиеся к уровню моря. Новые оползни носили характер земляных потоков, часто сопровождавшихся оплывинами и распространялись вверх только до бровки откоса. Подвижки были связаны с увлажнением суглинков в период затяжных или кратковременных, но обильных дождей. Впоследствии все эти оползни были ликвидированы рядом противооползневых мероприятий, направленных в основном на урегулирование поверхностного и подземного стока. В те же годы развились оползни на полосе между подошвой повыверноморского

абразионного уступа и бровкой современного. Основание этой полосы было подрезано полувыемкой железной дороги на глубину не более одного метра. Оползни развились в суглинках мощностью 2—7 м, смещающихся по напластованию. Подвижки носили характер медленных смещений, выражающихся на поверхности мелкими ступенями срыва и валом выпирания. Язык оползня давил на полотно дороги, отчего происходило выпучивание полотна и сдавливание кювета. В 1964 г. в теле оползня был проложен ряд продольных штолен для дренирования грунтовых и атмосферных вод, в результате чего подвижки совершенно прекратились. В том же году на смежном участке произошел небольшой (40×60 м) оползень, повлекший однако за собой катастрофическое разрушение железнодорожного пути. Оползень развился быстро, хотя здесь медленные смещения отмечались за шесть лет до катастрофы. Оползень произошел в период затяжных осадков при сильном шторме, который и вызвал подвижку. Обрушился монолитный участок суглинистых пород, выдвинувшихся ниже береговой линии. В бортах и в голове оползня произошел вертикальный отрыв, а в его средней части образовалась запрокинутая площадка.

В 1947 г. в языке оползня вдоль современного абразионного уступа была поставлена подпорная волноотбойная стенка и подпорная стенка вдоль стенки отрыва; этим оползень был закреплен.

Расширение автомагистрали, произведенное в 1934—1936 гг. в связи с нагрузкой шпоровых откосов отвалами, привело к активизации многих старых оползней. Один из них расположен между балками 4 и 5, где автодорога прошла вдоль бровки крутого откоса древнечерноморского оползневого цирка. Формы этого цирка не ясно отражены в современном рельефе. В его центральной части имеется, по-видимому, древнеоползневая площадка которая с давних пор была освоена под оранжереи, и деревянный жилой барак, прислоненный к подошве крутой стенки отрыва оползневого цирка. Отвалы были сброшены частично в эрозионную промоину и частично—на крутой откос выше барака. Смещения начались при первых затяжных дождях. Оползали отвалы и подстилающие их суглинки общей мощностью 6—7 м. Оползень быстро стал разрастаться вверх, где стало деформироваться полотно дороги и расширяться по простиранию склона, вдоль бровки крутого откоса. Язык оползня в виде вала выдвинулся на выположенный участок и стал разрушать барак. В 1941 г. оползень был закреплен, при этом в его языке была поставлена подпорная стенка, основание которой заложено в суглинках и в теле древнего оползня. После этого, по деформациям в стенке, были выявлены медленные смещения суглинков, составляющих тело древнего оползня. По всей вероятности, медленные смещения происходили и раньше, но не были зафиксированы. В дальнейшем, в 1948 г., через древний цирк был проложен по рельсам путь фуникулера санатория им. Орджоникидзе. Медленные смещения оползня вскоре отразились на этом сооружении. Они происходили только в пределах самой впадины древнего цирка, не распространяясь выше подошвы крутого древнего борта, а в нижней части заканчивались у поверхности выполаживания на отметках 8—10 м, т. е. на отметках базиса древнечерноморского оползня. В верхней части смещения проявлялись в виде деформаций растяжения—рельсы расходились; в нижней части—деформациями сжатия—рельсы сближались, вздувались и изгибались. По данным выявленного геологического строения, медленным подвижкам здесь подвергается слой желтых суглинков с обломками песчаника и аргиллита, мощностью от 7 до 15 м, на площади около 10000 м². Поверхностью смещения служат оползневые накопления среднечетвертичного возраста, состоящие в правой части из крупных монолитных блоков—аргиллитов и в левой—из дробленых пород и серых глин. Все породы в пределах цирка содержат подземные воды. В период затяжных атмосферных осадков уровень воды в некоторых скважинах поднимается до самоопливания. С этим моментом обычно связаны медленные смещения, что подтверждается многочисленными геодезическими и гидрогеологическими наблюдениями.

Г. И. Тер-Степанян (1967, 1969, 1970) рассматривает этот участок как трехрусный оползень. Применяя разработанный им метод анализа оползневых смещений, осно-

ванный на изучении годографов скорости оползня, оползневых трещин в грунте и оползневых деформаций зданий и сооружений, он выделяет три яруса смещений, расположенных один над другим. Нижний (первый) ярус захватывает толщу пород мощностью до 60 м; он связан с продолжающимися сдвигами древнего, карангатского оползня. Второй ярус оползня имеет глубину захвата до 20 м; в него вовлечены раздробленные аргиллиты среднелейстоценового оползня. В теле этого яруса располагается туннель фуникулера. Третий ярус оползня, мощностью до 6 м представляет собой современный земляной поток.

Один из многих случаев нарушения устойчивости склона, вызванного практической деятельностью человека, отмечен в пределах старого оползня, в верхней половине балки 1. Оползень приурочен к пологой ложбине истоков балки, по типу смещения относится к земляному потоку, с мощностью оползневого тела около 3—10 м. Смещающимися породами являются желто-бурые суглинки, скользящие, по-видимому, по поверхности напластования в верхней части и по суглинкам—в нижней. В оползневые грунты поступают воды из постоянных и временных небольших источников, приуроченных к отдельным водоносным пластам песчанников верхнехостинской свиты. Первоначальные оползневые формы здесь были давно сглажены и смягчены денудацией. Оползень считался стабилизировавшимся, в действительности же, по словам старожилов здесь на протяжении последних 25—30 лет временами происходили отдельные небольшие подвижки. В 1950—1960 гг. сюда беспорядочно сбрасывались воды из душевой, затем отдельные участки были нагружены отвалами суглинков; в нижней части склон был подрезан полувыемкой дороги. Вскоре, в период дождей, оползень активизировался по всей своей площади, возобновив движение по унаследованной первичной поверхности скольжения. В левом борту образовалась высокая стенка отрыва, поверхность была разорвана трещинами с вертикальными смещениями. Суглинки в теле оползня были сильно насыщены водой, местами до текучего состояния. В языке оползня произошло выпучивание.

Подобные примеры оживления оползней на старых оползневых участках и возникновения новых оползней, связанных с изменениями условий наблюдались очень часто.

Образование новых или оживление старых оползней на ненарушенных склонах в естественных условиях происходит очень редко, преимущественно на речных склонах рр. Бзугу и Цанык и на балочных склонах ручья Раздольного.

Длительные наблюдения за динамикой оползневых процессов показали, что большинство оползневых смещений происходит в периоды переувлажнения глинистых грунтов атмосферными водами в зимне-весенний период года.

ВЫВОДЫ

Формирование склонов г. Бытха началось с конца третичного периода. На склонах горы сохранились выровненные поверхности на отметках 195—210 м, выработанные в конце плиоцена. На протяжении четвертичного периода условия формирования склонов неоднократно изменялись, в зависимости от тектонических и эвстатических причин, вызывавших изменение береговой линии черноморского бассейна. Морские террасы четвертичного периода, хорошо развитые в сочинском районе, на г. Бытхе отсутствуют, за исключением карангатской террасы.

В среднем плейстоцене, в предкарангатскую трансгрессию, благодаря сочетанию геологических, гидрологических и климатических факторов, на юго-западном склоне произошли крупные блочные оползни. Докарангатскими оползнями вдоль берега моря образован барьер из крупных смещенных блоков, отложившихся на выположенной поверхности, что обеспечивает их устойчивое положение. Этот барьер является контрфорсом для вышележащего современного склона. В карангатскую и древнечерноморскую эпохи происходили вторичные оползни,

образовавшие оползневые цирки. В течение новочерноморского времени денудационные процессы смягчали древние оползневые формы и выработали профиль общего равновесия. Депрессии были заполнены рыхлым глинистым материалом. В оползневом покрове создались своеобразные локальные водоносные горизонты напорных и безнапорных подземных вод. Все это создало новые, совершенно особые условия для развития современных оползней.

В связи с освоением склонов г. Бытха, 50—60 лет назад, образовалось много оползней типа земляных потоков, большинство из которых к настоящему времени стабилизировались или имеют тенденцию к затуханию. В настоящее время возникают медленные земляные потоки небольших размеров, в основном только в связи с практической деятельностью человека. В депрессиях и в нижней части склонов, где большие мощности глинистых пород, отмечаются течения пластических масс.

ՍՈՉԻՈՒՄ ԲԻՏԽԱ ՍԱՐԻ ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԸ ԵՎ ՍՈՂԱՆՔՆԵՐԻ ԶԱՐԳԱՑՄԱՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԸ

Երկրաբան ՎԵՐԱ ՎԻՏՄԱՆՔ

Ռեկտոր Ս. Պատմա-երկրաբանական մոտեցումը սողանքների ուսումնասիրման և դրանց զարգացման մեխանիզմը պարզեցնելիս ունի մեծ նշանակություն սողանքային գործունեության կանխագուշակման համար: Նկարագրվում է Բիտխա սարի անտիկլինայի երկրաբանական կառուցվածքը: Շույց է տրված Բիտխա սարի ծովային լանջի զարգացման սխեման շրջաօղակային ժամանակաշրջանում և անց է կացրած հնամենի սողանքների առնչությունը Սև ծովի ավազանի հետ պլեյստոցենում և հոլոցենում: Ըստ իրենց զարգացման պայմանների և հսկայական մասշտաբների հնամենի սողանքները անհամեմատելի են այժմեականների հետ: Այժմեական սողանքներն ունեն տեղական նշանակություն և պատկանում են հոլոհոսթերի և պլաստիկ հոսքերին:

GEOLOGICAL CONDITIONS AND HISTORY OF LANDSLIDE DEVELOPMENT OF THE BYTKHA MOUNTAIN IN SOCHI

Geologist VERA VITMAN⁴

SYNOPSIS. The historical approach to the study of landslides and the mechanism of their development has an important significance for the prognosis of landslide activity. Geological structure of the anticline of Bytkha mountain is described. The scheme of formation of the seaside slope of the Bytkha mountain in the Quaternary is shown and correlation of the ancient landslides with the Black Sea basin in the Pleistocene and Holocene is carried out. By conditions of formation and by giant scales the ancient landslides are incomparable with the recent ones. The recent landslides have a local significance and belong to the earthflows and plastic flows.

ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., 1938. Геологическая история Черного моря. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы, отд. геолог., вып. I.
Васильев Д. С., 1966. Неотектонические движения и их значение для освоения Черноморского побережья Кавказа. Изд. лесной промышленности. АБЛОС, вып. 2.
Гроссгейм В. А., 1960. Палеоген Северо-Западного Кавказа. Геолог. сборник Краснодар. филиала Всес. Нефт. научно-исслед. ин-та.

³ ՍՈՉՄ Երկրաբանության մեխանիզմի շրջաօղակային էքսպեդիցիայի Սևծովյան սողանքային կայանի ավագ երկրաբան, Սոչի:

⁴ Sentour Geologist, Black Sea Landslide Station, Hydroregime Expedition, Ministry of Geology of the USSR, Sochi.

- Зенкевич В. П., 1958. Берега Черного и Азовского морей. Географиздат, 9, отд.
- Келлер Б. М. и Меннер В. В., 1945. Палеогеновые отложения сочинского района и связанные с ними подводные оползни. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., т. XX (1—2).
- Муратов М. В., 1960. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 5.
- Островский А. Б., 1968. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена С-З Кавказа. Ростов. Ордена Тр. Красного знамени Гос. Университет.
- Ренгартен В. П., 1927. Геологический очерк окрестностей мацестинских и агурских минеральных источников. Мат. об-ва прикл. геолог., вып. 56.
- Синицин В. М., 1967. Введение в палеоклиматологию. Ленинград., Изд. Недр.
- Тер-Степанян Г. И., 1967. Использование наблюдений за деформациями склона для анализа механизма оползня. Проблемы геомеханики, Ереван, 1: 16—51.
- Тер-Степанян Г. И., 1969. О механизме многоярусных оползней. Труды к VII Международному конгрессу по механике грунтов и фундаментостроению. Москва, Стройиздат, стр. 190—199.
- Тер-Степанян Г. И., Гольдштейн М. Н., Туровская А. Я. и Бабицкая С. С., 1970. Многоярусные оползни и прочность мягких глин. Проблемы геомеханики, Ереван, 4: 16—48.