

**БЕРЕГОВЫЕ ПРОЦЕССЫ: МОНИТОРИНГ И
ИННОВАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ



Севастополь
НПЦ «ЭКОСИ-гидрофизика»
2018

УДК 551.3, 551(075) 551.35.054

ББК

Береговые процессы: мониторинг и инновационные комплексные исследования: Учебное пособие / В.С. Исаев¹, А.В. Кошурников¹, Е.И. Игнатов², Е.С. Каширина³, А.А.Новиков³, А.И. Гущин¹, О.И.Комаров¹, П.Ю. Пушкарев¹, М.Л. Владов¹, П.И. Котов¹, В.В. Вербовский⁴, Р.М. Аманжуров⁵, Е.И. Горшков⁵; Под редакцией профессора Е.И. Игнатова, доцента В.С. Исаева. - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2018 – 246 с.

ISBN

Аннотация

В области геологии, геофизики и географии инновационные технологии в той или иной степени связаны с решением различных важных практических проблем и задач, к которым можно отнести поиск и разведку месторождений полезных ископаемых, оценку экологической обстановки различных регионов, в том числе прогнозирование и оценку риска катастрофических природных процессов и явлений.

Настоящее пособие рассчитано на студентов и молодых ученых геологических, географических, геоэкологических и инженерных специальностей.

In the field of geology, geophysics and geography, innovative technologies are to a greater or lesser extent connected with the solution of various important practical problems and tasks, which includes the search and exploration of mineral deposits, an assessment of the ecological situation in different regions, including forecasting and assessing the risk of catastrophic processes and phenomena.

This manual is intended for students and young scientists of geological, geographical, geoecological and engineering specialties.

Рецензенты:

Академик РАН В.А. Иванов

Доктор географических наук Л.А. Жиндарев

Утверждено к печати Ученым Советом Филиал МГУ в г. Севастополе
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18–45–920045)

Севастополь 2018
ЭКОСИ-Гидрофизика

¹ Геологический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова г. Москва

² Географический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова г. Москва

³ Филиал МГУ имени М. В. Ломоносова в г. Севастополе

⁴ ООО «АртГео» г. Москва

⁵ ООО «Современные ГеоТехнологии» г. Москва

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
РАЗДЕЛ I. ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ	7
ГЛАВА I. КЛАССИФИКАЦИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ.....	8
1.1. Основные понятия	8
1.2. Абразия (термоабразия). Геоморфологические формы.....	20
1.3. Аккумуляция осадков и береговые аккумулятивные формы....	33
1.4. Склоновые процессы	39
1.5. Эрозия	43
РАЗДЕЛ II. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ	53
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ.....	53
ГЛАВА 2. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД	56
ГЛАВА 3. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА.....	59
ГЛАВА 4. СОЗДАНИЕ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА.....	62
4.1. Общие представления о создании цифровых карт.....	62
4.2. Теоретические основы типизации природных комплексов	65
4.3. Государственные и корпоративные стандарты создания цифровой карты	66
ГЛАВА 5. БЕСПИЛОТНЫЕ ЛЕТАТЕЛЬНЫЕ АППАРАТЫ	67
5.1. Основные понятия	67
5.2. Классификация беспилотных летательных аппаратов	70
5.3. БПЛА гражданского назначения	70
5.4. Конструкция	72
ГЛАВА 6. 3D ЛАЗЕРНОЕ СКАНИРОВАНИЕ (ЛИДАРНАЯ СЪЕМКА)	73
6.1. Кинематическое мобильное лазерное сканирование	75
6.2. Лидарная съемка с БПЛА	77
ГЛАВА 7. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ.....	80
ГЛАВА 8. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.....	92
8.1. Метод электромагнитного зондирования становлением электромагнитного поля в ближней зоне (ЗСБ)	92
8.2. Сейсмическое микрорайонирование	99

8.3. Электротомография	127
8.4. Электромагнитные методы с естественными источниками	129
8.5. Георадарные исследования	148
ГЛАВА 9. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ МЕТОДОВ	
ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЭТАЛОННЫХ ТОЧЕК ЮГО-	
ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛУОСТРОВА КРЫМ	
9.1. Общие сведения о районе исследований	169
9.2. Районы исследований инженерно-геологических процессов .	201
РАЗДЕЛ III. МЕТОДЫ ЗАЩИТЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ	219
ГЛАВА 1. БЕРЕГОЗАЩИТНЫЕ СООРУЖЕНИЯ	
1.1. Пляж	223
1.2. Волноотбойные стены	225
1.3. Моли	226
1.4. Волноломы.....	227
1.5. Защитные наброски.....	228
1.6. Буны.....	229
1.7. Габионы.....	230
1.8. Технология берегозащиты на примере Олимпийского	
комплекса Сочи.....	232
<i>Список используемой литературы</i>	<i>235</i>

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время большое значение придается инновациям и инновационному развитию экономики. В области геологии, геофизики и географии инновационные технологии в той или иной степени связаны с решением различных важных практических проблем и задач, к которым можно отнести поиск и разведку месторождений полезных ископаемых, оценку экологической обстановки различных регионов, в том числе прогнозирование катастрофических геологических процессов и явлений. При этом в большей степени инновационные идеи рождаются на стыке различных геологических направлений, при комплексировании знаний смежных областей, обобщении уже имеющего задела и новых идей, в том числе молодых ученых.

В связи с этим, Филиал Московского Государственного Университета имени М. В. Ломоносова в г. Севастополе совместно с Геологическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова ежегодно проводит Международную молодежную научно-практическую конференцию **«Инновации в геологии, геофизике и географии»**, главной целью которой является освещение инновационных достижений по комплексному применению методов, находящихся на стыке различных научных направлений. На основе материалов данной конференции был разработан практический инновационный образовательный курс для студентов геологических, инженерно-геологических специальностей.

Одна из важных задач курса – разработка основных подходов, предложений, методологии применения комплексных методов исследования, инноваций в геологии, геофизике, географии для рационального природопользования и устойчивого экономического развития прибрежных территорий.

В основу нового инновационного курса входит знакомство с современным аппаратным исследовательским комплексом; получение навыков практической полевой работы; прохождение непрерывного цикла от сбора материала и его первичной обработки до интерпретации данных и, в конечном счете, построения 3D и 4D-моделей исследуемых объектов.

В создании и разработке первого варианта курса участвовал ведущий профессорско-преподавательский состав и научные сотрудники Геологического и географического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова, Филиала МГУ имени М.В. Ломоносова в г. Севастополь, в подготовке и проведении полевых экскурсий активное участие принимали студенты и аспиранты этих ВУЗов. Большую помощь в формировании курса оказали ведущие специалисты как российских, так и зарубежных компаний, и университетов.

РАЗДЕЛ I. ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ

Экзогенные процессы – геологические процессы, обусловленные внешними по отношению к Земле источниками энергии в сочетании с силой тяжести. Экзогенные процессы протекают на поверхности и в приповерхностной зоне земной коры в форме механического и физико-химического её взаимодействия с гидросферой и атмосферой.

К ним относятся:

Выветривание – геологическая деятельность ветра (эоловые процессы, дефляция); проточных поверхностных и подземных вод (эрозия, денудация); озёр и болот; вод морей и океанов (абразия); ледников (экзарация).

Главные формы проявления экзогенных процессов на поверхности Земли: разрушение горных пород и химическое преобразование слагающих их минералов (физическое, химическое, органическое выветривание); удаление и перенос разрыхлённых и растворимых продуктов разрушения горных пород водой, ветром и ледниками; отложение (аккумуляция) этих продуктов в виде осадков на суше или на дне водных бассейнов и постепенное их преобразование в осадочные горные породы (Седиментогенез, Диагенез, Катагенез).

Экзогенные процессы в сочетании с эндогенными процессами участвуют в формировании рельефа Земли, в образовании толщ осадочных горных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Так, например, в условиях проявления специфических процессов выветривания и осадконакопления образуются руды алюминия (бокситы), железа, никеля и др.; в

результате селективного отложения минералов водными потоками формируются россыпи золота и алмазов; в условиях, благоприятствующих накоплению органического вещества и обогащенных им толщ осадочных горных пород, возникают горючие полезные ископаемые.

ГЛАВА I. КЛАССИФИКАЦИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ МОРЕЙ

Под переработкой морских и речных берегов следует понимать результат совокупного воздействия гидрометеорологических, геологических и инженерно-геологических процессов (абразия, эрозия, оползни, карст, образование и перемещение вдольбереговых отмелей, пересыпей и др.), приводящих к деформированию береговых склонов и прибрежных территорий.

1.1. Основные понятия

Геоморфология морских берегов представляет собой раздел общей геоморфологии. Объект её изучения – рельеф, его происхождение и динамика, история формирования береговой зоны морей и океанов [3].

Прибрежные полосы суши, окаймляющие океаны, моря и крупные озёра, могут быть выделены как особый тип природной среды. Изучение морских берегов – задача весьма сложная. Морские берега развиваются в условиях тесного контакта твёрдой и жидкой оболочек Земли, атмосферы и биосферы, что определяет комплексность подхода к их изучению. Сложность эта ещё более возрастает, если учесть, что морские берега подвергаются всё более усиливающемуся воздействию человека, всё более интенсивному хозяйственному освоению [5].

1.1.1. Определение основных береговых элементов

В употреблении терминов для обозначения разных частей побережий наблюдается большой разноречивостью, поэтому необходимо дать определение некоторых понятий. Линию пересечения уровня моря с поверхностью суши называют *береговой линией*. Но известно, что уровень океана непостоянен и соответственно в природе приходится иметь дело с реальной береговой линией, положение которой периодически и непериодически изменяется. На берегах океанов и морей с приливами береговая линия перемещается то в сторону суши, то в сторону моря, изменяя в то же время и своё высотное положение. В своих крайних значениях эти перемещения береговой линии могут достигать 15 км в горизонтальном направлении и 15 м в вертикальном. На побережьях без приливов береговая линия тоже зачастую перемещается, причиной чего могут являться следующие явления:

- ветры, нагоняющие воду к берегу, особенно в узкие заливы, и сильно повышающие её уровень;
- значительные и резкие изменения атмосферного давления, вызывающие образования в озёрах стоячих волн (сейш);
- сезонные или многолетние периоды колебаний уровня, вызванные изменениями приходно-расходного баланса воды;
- разрушение берегов или отложение около них наносов деятельностью волн, течений и впадающих рек и т.п.

Таким образом, береговые линии, оконтуривающие на мелкомасштабных картах материка и острова представляют собой лишь условный знак, осредненно изображающий протяжение зоны большей или меньшей

ширины – зоны, в пределах которой происходит перемещение береговой линии [11].

Берег – это полоса земной поверхности, прилегающая к береговой линии со стороны суши и, если не учитывать, прилив или нагон, ограниченная с этой стороны некоторой линией, отмечающей максимальное распространение потока воды, образующегося при разрушении морских волн, прибойного потока.

Зону современного взаимодействия суши и моря О. К. Леонтьев предлагает называть *береговой зоной*. В береговую зону входят подводный береговой склон и зона действия прибойного потока (берег). Скопление рыхлых наносов в последней зоне называют *пляжем*.

Пляж в сторону моря переходит в полого падающий подводный береговой склон, который покрыт поверх абразионной поверхности коренных пород тонким плащом рыхлых наносов, которые могут перемещаться волновыми движениями. В сторону моря подводный береговой склон переходит в аккумулятивную подводную террасу, оканчивающуюся крутым склоном.

Также следует остановиться на понятии *побережье*. Под этим термином следует понимать зону морфологически отчётливо выраженных следов взаимодействия моря и суши, выработанных как при современном стоянии уровня моря, так и при уровнях более высоких или более низких в прошлом [11]. Разделение береговой зоны на основные элементы показано на Рис. 1.

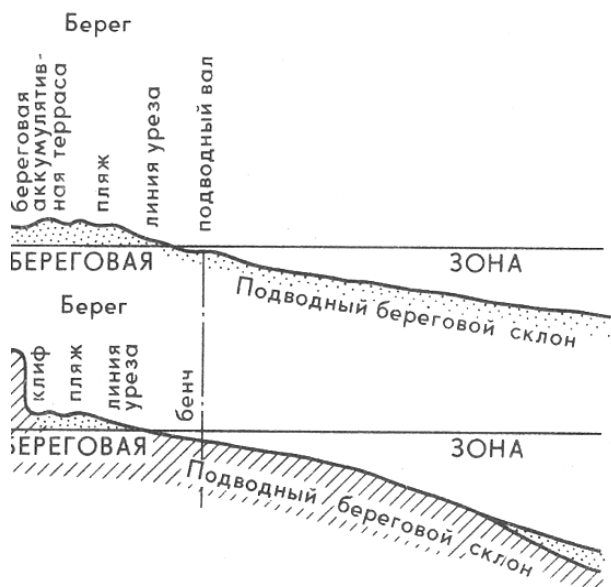


Рис. 1. Разделение береговой зоны на основные элементы берега (верхний рисунок – аккумулятивный, нижний – абразионный) [7]

1.1.2. Факторы формирования рельефа побережий

Ведущая роль в структуре комплекса действующих на прибрежную полосу суши сил принадлежит различным движением водным масс, важнейшими из которых являются ветровое волнение и производные от него гидрологические явления: зыбь, прибойный поток, волновые течения. Кроме того, большое значение имеют такие гидродинамические факторы, как приливно-отливные и сгонно-нагонные явления, включающие в себя как кратковременные изменения уровня моря или океана, так и связанные с ними течения, стоковые течения, цунами,

рассеивание энергии постоянных течений на мелководьях, стоковые течения рек, стоячие волны.

Волны

Волны возникают при воздействии ветра на водную поверхность моря или озера. При этом энергия ветра передаётся поверхностному слою воды, частицы которого начинают совершать колебательные движения. Сущность этих движений заключается в том, что частицы воды начинают описывать круговые пути в вертикальной плоскости, проходящей в направлении ветра. Благодаря вязкости воды движение постепенно распространяется и на более глубокие её слои, причём все частицы воды, находящиеся в одной фазе кругового движения, располагаются рядами, перпендикулярными направлению ветра. Там, где частицы этого ряда занимают наивысшее положение в своём орбитальном движении, на поверхности воды возникает повышение – *гребень волны*, там же, где частицы приходят в наинизшее положение, образуется понижение – *ложбина волны* или *подойма волны*.

Для характеристики морских волн используются следующие величины: 1) высота волны h – вертикальное расстояние частицы в её наивысшем и наинизшем положении на её круговом пути; 2) длина волны L , т.е. расстояние между двумя смежными гребнями или двумя смежными ложбинами, которое редко бывает более 200 м; 3) скорость распространения волны c ; 4) период волны T , т.е. промежуток времени между двумя последовательными прохождениями гребня через одну определённую точку.

Кроме того, в каждой волне можно выделить фронт, или передний склон, в котором частицы воды проходят нисходящую часть своего орбитального пути, и тыловой склон, в котором частицы поднимаются до уровня гребня.

Параметры волн показаны на Рис.2. Эти параметры волн зависят от силы ветра, продолжительности его действия на водную поверхность и от разгона, т. е. от величины площади, над которой ветер проявляет своё действие и сохраняет своё направление.

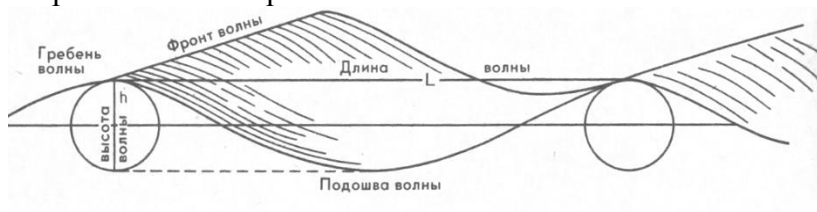


Рис. 2. Основные элементы и параметры волн [7]

В связи с этим в более или менее обособленных морях, например, отделённых от океана цепочкой островов (Охотское море, Карибское море), и во внутриматериковых бассейнах (Каспийское море, Аральское море) волны не достигают такой величины, как в открытом океане. Особенно больших размеров достигают волны в расширенных частях океанов в южном полушарии [7].

Морская волна обладает потенциальной и кинетической энергией. Полная энергия волны описывается формулой:

$$E = \frac{1}{8} \rho g h^2 L$$

где, ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести, h – высота волны, L – длина волны. Из этой формулы видно, что важнейшее значение для характеристики энергии волны имеет её высота.

Различают волны глубокого моря и волны мелководья. Волны мелководья проходят над глубинами, меньшими, чем $\frac{1}{2}$ длины волны. В отличие от волн глубокого моря волны мелководья испытывают воздействие морского дна. Это воздействие проявляется в том, что орбиты колеблющихся частиц воды приобретают

вид неправильных эллипсов (Рис. 3). В результате возникает неравенство орбитальных скоростей, которое получило название асимметрии скоростей. Она имеет огромное значение для динамики наносов в береговой зоне. Она определяет разный характер движения частиц наносов, имеющих разную крупность.

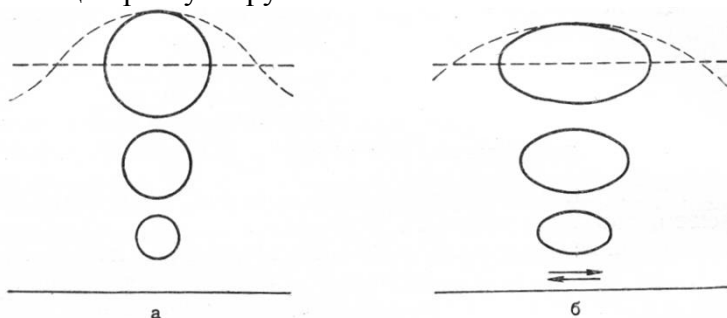


Рис. 3. Характер орбит частиц воды в волне: а – в открытом море и б – на мелководье [12]

Более крупные частицы могут прийти в движение лишь при больших скоростях, но эти большие скорости направлены в сторону берега. Следовательно, крупные частицы наносов на дне в береговой зоне имеют тенденцию к движению вверх по склону, в сторону береговой линии. Мелкие частицы, напротив, в состоянии прийти в движение при очень малых скоростях, а при больших могут оторваться от дна, перейти во взвешенное состояние и затем оказаться во власти течений, направленных от берега [11].

Прибойный поток

Деформация орбиты в волне сопровождается деформацией её профиля. Передний склон волны по мере уменьшения глубины, т.е. по мере приближения к берегу, становится всё круче. Когда крутизна склона достигает критической величины, то гребень волны, нависая над ложбиной, обрушивается. Происходит разрушение волны.

При этом процессе гребень волны преобразуется в плоский поток воды, взбегающий на берег – *прибойный поток* или *накат* (Рис. 4, Рис. 5). Движение его происходит по инерции, которой обладает масса воды, образовавшей это поток в результате обрушения гребня. Если берег имеет вид обрыва или уступа, прибойный поток ударяется об этот обрыв и гидравлически воздействует на него, в результате чего может происходить разрушение уступа прибоем – *абразия* берега. Если берег имеет вид аккумулятивной наклонной поверхности – пляжа, то прибойный поток, взбегаая вверх по этой поверхности, теряет скорость, и затем, когда она достигает нулевого значения, происходит сток воды под действием силы тяжести, т.е. в направлении наибольшего уклона этой поверхности (*откат*). Прибойный поток и является тем фактором, который обуславливает перемещение наносов и их аккумуляцию на берегу [4].

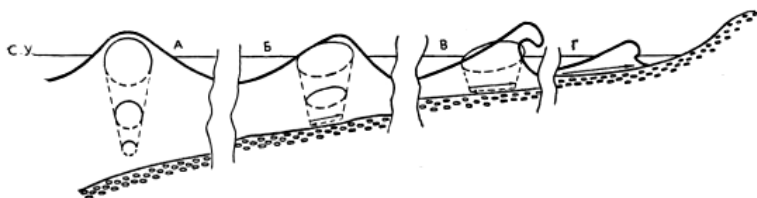


Рис. 4. Внутреннее строение волны (А – на глубоком открытом море, Б – на мелководье, В – в момент разрушения, Г – прибойный поток) [3]

При распространении волн в открытом море под некоторым углом береговой линии фронт волны неоднорегулярно вступает в пределы мелководья, т.е. одни, ближние к берегу его участки начинают испытывать воздействие дна раньше, чем другие, которые, ещё находятся над большими глубинами моря.

В результате происходит замедление скорости распространения фронта волны на участке над мелководьем, тогда как часть фронта, находящаяся над

глубоким морем, продолжает постепенный разворот фронта волны, тем больший, чем ближе в целом фронт волны располагается по отношению к береговой линии.



Рис. 5. Прибойный поток у западного берега Байдарацкой губы Карского моря [Фото Исаев В.С.]

Этот процесс разворота фронта волны получил название рефракции волн (Рис.6). Если рефракция волн осуществляется полностью, то фронт волны устанавливается параллельно береговой линии, и волны, таким образом, подходят к берегу уже под прямым углом.

Если береговая линия извилиста, состоит из чередующихся бухт и мысов, то фронт волны стремится стать параллельным каждому элементарному отрезку береговой линии, который можно уподобить прямой. В результате происходит изгиб фронта волны, при котором его очертания в смягчённой форме как бы повторяют контуры береговой линии. При этом у мысов будет происходить сближение фронтов волн, а в бухтах – их расхождение [5].

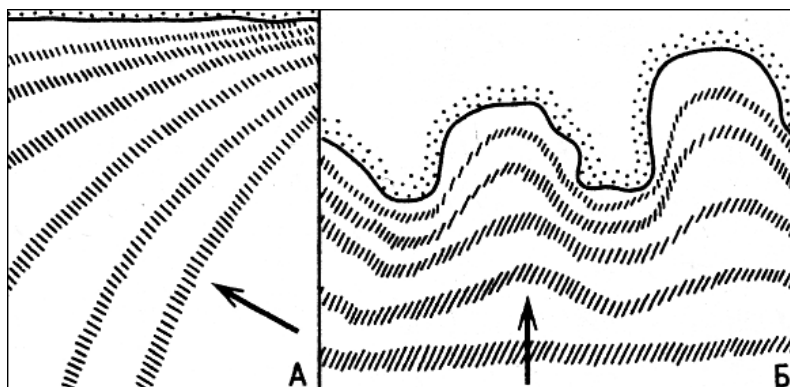


Рис. 6. Рефракция волн у ровного (А) и бухтового (Б) берегов [5]

Зыбь

Над глубокими частями открытого моря ветровые волны обычно имеют очень беспорядочный вид: ряды гребней распадаются на отдельные звенья, не параллельные между собой, а на их склонах часто формируются волны второго порядка, создающие в целом картину очень сложного рельефа водной поверхности. После затухания ветра волнение принимает более упорядоченный вид, волны приобретают вид правильных длинных валов, так называемой зыби. Волны зыби могут распространяться на огромные расстояния в тысячи километров за пределы области, подвергавшейся непосредственному воздействию ветра, и сохраняются в течение многих дней после окончания шторма. Поэтому часто именно волны зыби являются главным фактором формирования рельефа побережий [5].

Течения

Волновые процессы, создавая неоднородность гидродинамического поля, обуславливают образование в

береговой зоне различных течений, т. е. поступательных движений масс морской воды, имеющих важнейшее значение, прежде всего для литодинамических процессов, т.е. процессов перемещения осадочного материала.

Дрейфовые течения, возбуждаемые доминирующими ветрами, в тех случаях, когда они проходят параллельно берегу и в близком от него расстоянии, могут играть некоторую роль в его формировании.

Большое значение, благодаря непосредственному примыканию к берегу имеют *вдольбереговые течения*, которые некоторые исследователи называют *энергетическими*. Они возникают при косом подходе волн к берегу. Такие же течения возникают при нагоне воды к берегу ветрами, вызывая повышения её уровня. Однако они имеют ограниченное распространение и продолжительность [5].

Отдельно стоит остановиться на *разрывных течениях*, которые возникают из вдольберегового течения в неопределённых, меняющихся местах берега в виде поперечного к берегу потока в 15-30 м шириной, охватывающего всю массу воды от поверхности до дна и достигающего значительной скорости (Рис.7). Мощность такого потока зависит от высоты прилива. Воды разрывных течений отличается значительной мутностью по сравнению с соседними участками водной поверхности, поэтому отчётливо выделяется на аэрофотоснимках. Разрывные течения образуют эрозионные борозды в рыхлых отложениях подводного склона [7].

Приливно-отливные течения, обусловленные притягивающим действием Луны и Солнца на водную оболочку Земли, приобретают значительную скорость в узких проливах.



Рис. 7. Схема разрывного течения [7]

Можно различать два случая: 1) в проливах, на обоих концах которых прилив приходится не в одно и то же время; в этом случае проливное течение может быть очень сильным даже тогда, когда высота его не очень велика; так в Мессинском проливе, где приливное течение достигает скорости пять узлов, высота прилива в Ионическом и Тирренском моря достигает всего 20-30 см; 2) в проливах с большой высотой прилива даже в том случае, когда на обоих концах пролива приливы мало отличаются по времени наступления.

Цунами

Под этим японским названием известны гигантские волны, возникающие в океанах при извержениях подводных вулканов и при землетрясениях в самих океанических бассейнах или в окаймляющих их участках суши. Эти волны могут достигать многих сотен километров в длину и распространяются с огромными скоростями

порядка нескольких сотен километров час, достигая берегов, расположенных на расстоянии тысяч километров от очага возникновения. В открытом океане они едва воспринимаются, но вступая в мелкие прибрежные воды, они преобразуются в гигантские волны высотой до 30 м и с периодом до получаса [5].

1.2. Абразия (термоабразия). Геоморфологические формы

С чисто морфологической точки зрения можно различать два основных типа побережий: 1) высокие и крутые и 2) низкие и плоские. Эти два типа различаются не только морфологически, но также и по строению, а отчасти и по характеру протекающих на них процессов. Высокие берега сложены из коренных пород суши и на них море производит главным образом разрушительную работу; это берега абразионные. Низкие берега могут представлять либо вовлечённую в поднятие суши полосу морского дна, так называемую береговую равнину, либо наносную сушу, сформированную из рыхлых продуктов различными движениями морской воды, либо, наконец, сушу сложенную речными наносами впадающих на побережье рек – дельтовую равнину. Море работает на низких берегах преимущественно созидательно, доставляя и откладывая новый осадочный материал, за счёт которого происходит нарастание суши. Это будут намывные, аккумулятивные берега. Очень часто участки берега того и другого типа чередуются между собой: абразионные участки соответствуют выступам суши – мысам, полуостровам, низкие намывные участки заполняют входящие углы и бухты суши.

Большинство современных морских берегов возникло первоначально в результате послеледникового

эвстатического повышения уровня Мирового океана – фландрской трансгрессии, затопившей окраинные части материков и островов. В зависимости от того, какой наклон имели эти затопленные части суши, возник тот или другой из названных выше типов берега. Там, где этот первичный наклон был достаточно большим, вначале образовались берега, в которых крутой береговой склон суши, не обнаруживая никакого перелома, уходил под уровень воды, создавая у самой береговой линии значительные глубины. Волны, не разбиваясь, могли подходить к самому берегу, на который и обрушивалась вся сила прибойной волны [7].

1.2.1. Механическая абразия

Работа волн в береговой зоне заключается в разрушении берега и подводного берегового склона, в переносе осадочного материала и в создании различных аккумулятивных форм рельефа берега. Разрушительная работа морских волн называется *абразией* [7]. Она может осуществляться механическим путём: разрушение пород, слагающих берег, происходит под действием гидравлического удара прибойного потока, мгновенной компрессии и декомпрессии воздуха в трещинах пород в результате воздействия прибоя, а также в более поздней стадии развития берега путём бомбардировки и истирания горной породы обломочным материалом, который волна захватывает с собой со дна. Этот вид абразии назван *механической абразией* (Рис.8) [7]. Механическая абразия возникает в трёх случаях: 1) если часть энергии волн расходуется на перенос осадочного материала, а свободная от этой работы энергия преобразуется в работу по разрушению берега и подводного берегового склона; 2) волны, приходящие с открытого моря не успевают расходовать при прохождении над достаточно крутым

подводным береговым склоном всей своей энергии; доносимая ими до берега неизрасходованная энергия превращается в работу по разрушению берега; 3) концентрация энергии у мысов в результате рефракции у извилистого берега [5].



Рис. 8. Механическая абразия в береговой зоне Черного моря, Карадагский заповедник, Крым. [Фото Исаев В.С.]

В высоких широтах, где у берегов наблюдаются плавучий лёд, последний может также увеличивать разрушительное действие прибоя на береговые скалы.

1.2.2. Химическая абразия

Разрушение пород, слагающих берег, может происходить под воздействием химических свойств морской воды, содержащей и растворы солей, и её растворяющей способности. Химическая абразия наиболее распространена на берегах, сложенных известняками. На

известняковых берегах в силу химической абразии могут наблюдаться карстовые формы рельефа - пещеры, карры, а на поверхностях, которых достигаю лишь брызги прибойной волны, часто бывает развито дырчатое и ячеистое выветривает горных пород. На поверхности известняков возникают различные формы выщелачивания в виде борозд по трещинам или выемок по наиболее податливым участкам породы. Скорость химической абразии зависит помимо гидродинамического режима от состава пород, слагающих береговой склон, и от свойств воды в водоёме. По уменьшению степени растворимости намечается последовательный ряд горных пород: галит, гипс, известняк, доломит. Чаще всего формы химической абразии развиты на берегах, сложенных известняками, что в первую очередь обусловлено широким распространением самих известняков (Рис.9, Рис.10). На скорость химической абразии влияет также температура воды, что имеет большое значение в связи с тем, что холодная вода способна растворять большее количество CO_2 и благодаря этому более агрессивна по отношению к известнякам.



Рис. 9. Морской карст и ниши растворения в прибрежной зоне Черного моря, мыс Фиолент, полуостров Крым. [Фото Исаев В.С.]



Рис. 10. Прибойные карры и карстовый карниз в прибрежной зоне Черного моря, бухта Мраморная, полуостров Крым. [Фото Исаев В.С.]

Подобно тому, как при механической абразии образуется водоприбойная ниша, благодаря химической абразии у подножия клифа формируется ниша выщелачивания, иногда гроты, а на стенке клифа различные микро- и наноформы типа каров, каровых борозд и т.п. Химическая абразия обычно комбинируется с механической и, хотя ответственна за образование некоторых специфических форм рельефа, все же не создаёт особого типа берега, а лишь осложняет морфологию "нормального" абразионного или абразионно-денудационного берега.

1.2.3. Термическая абразия

Разрушение пород под воздействием термического эффекта воды называется *термической абразией*. Термическая абразия - это процесс разрушения берегов, сложенных мёрзлыми породами или льдом. Механическое

разрушение ледяных берегов практически мало осуществимо. Однако благодаря передаче тепла воды льду последний тает; если лёд скрывал рыхлые мёрзлые породы, они подвергаются разжижению и солифлюкции. Берег под воздействием всех этих явлений очень быстро разрушается. Скорость термической абразии в большей мере зависит от литологического состава мерзлых пород. Очень быстро разрушаются берега, сложенные чистым льдом, например, край ледника, спускающегося в море, или клиф, сложенный жильным или ископаемым льдом. Скальные породы даже при их отрицательных температурах подвержены лишь механической абразии, так как для термической абразии необходима льдистость породы, а она возможна лишь для рыхлых отложений. Нередко породы, слагающие берег, представляют собой так называемый "ледовый комплекс" – это алевриты, реже пески, скованные льдом, который составляет 50% от общего объёма породы. При таянии таких пород образуется большая масса рыхлого материала, который затем либо уносится течениями за пределы береговой зоны, либо служит в качестве наносов при построении различных береговых аккумулятивных форм. При термическом действии морских вод на мерзлые породы, слагающие берег, у подножия берегового уступа формируется ниша вытаивания. По мере увеличения глубины ниши вытаивания происходит обрушение нависающего карниза, стенка клифа отступает, и у его подножия начинает формироваться новая ниша. Термоабразионные берега очень специфичны как по процессу их формирующему, так и по морфологии. Над нишей вытаивания образуется отвесный клиф. Он нередко бывает осложнен термоабразионными останцами, байджерахами (накоплениями вытаявшего обломочного материала), булгунями (отрепарированными ледяными буграми пучения) (Рис. 11, 12). Верхняя часть

термоабразионного уступа в летнее время подвержена термоденудации – тепловому воздействию атмосферы. Оттаявшие породы приобретают текучесть, и в тихую погоду летом у подножий термоабразионных уступов накапливаются солифлюкционные шлейфы. Во время волнения они размываются прибойным потоком, происходит волновая сортировка оттаявшего обломочного материала. Алевроитовые частицы выносятся волновыми течениями, а песок и грубообломочный материал вовлекаются в продольное или поперечное перемещение наносов, участвуют в формировании различных аккумулятивных береговых образований. Специфика термоабразионных берегов вызывает необходимость в выделении особого типа криогенных берегов, к которым целесообразно отнести как термоабразионные берега, сложенные мерзлыми породами, так и ледяные берега [7].

Морфологическим выражением всех перечисленных процессов является образование в профиле берегового склона входящего угла, вершина которого лежит несколько выше уровня высоких вод на морях с приливами и несколько выше уровня воды в озёрах и в морях без приливов. Образование её намечает дифференциацию двух основных морфологических элементов абразионного побережья: 1) крутого, часто отвесного берегового уступа или клифа и 2) примыкающей к подножию клифа, полого склоняющейся в сторону моря поверхности береговой или абразионной платформы.

Последняя, как и клиф, сложена коренными породами, но обычно прикрыта тонким слоем рыхлых наносов [5]. Разрушительная работа волн сосредоточена в нижней части берегового обрыва, где при определённых условиях может образовываться впадающая вглубь скалистой стены волноприбойная ниша (Рис. 13), над

которой нависает вышележащая часть обрыва, которая вскоре подвергается обрушению.

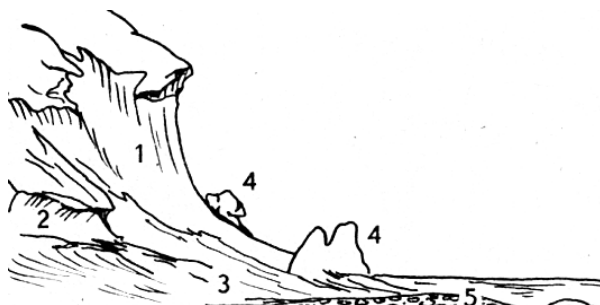


Рис. 11. Элементы термоабразионного берега. 1 – термоабразионный клиф, сложенный жильным льдом; 2 – ниша вытаивания; 3 – ледяной бенч; 4 – глыбы торфа, свалившиеся с бровки клифа; 5 – береговой вал из продуктов термоабразии [7].



Рис. 12. Термоабразионный клиф на западном берегу Байдарацкой губы Карского моря с байджерахами и нишами вытаивания, пляж из продуктов термоабразии. [Фото Исаев В.С.]

По мере возобновления волноприбойной ниши (Рис. 14) и новых обрушений вышележащей части обрыва клиф постепенно продвигается вглубь суши. Скорость

отступления клифа зависит от интенсивности прибоя, от относительной стойкости слагающих береговой откос горных пород, от их трещиноватости, раздробленности сбросами, степени выветрелости и от степени расчленённости берегового склона. Море наступает на сушу, разрушая её край, а перед клифом со стороны моря остаётся след продвижения клифа в виде всё расширяющейся абразионной платформы. Поскольку, размыв блока породы происходит и под водой, но достигает максимума у береговой линии, профиль этой абразионной платформы, называемой бенчем, приобретает вид выполаживающейся в сторону суши выпуклой кривой [1]. Чем шире становится бенч, тем больше расширяется полоса прибрежного мелководья, тем самым абразия сама уничтожает возможность своего дальнейшего развития. По мере расширения бенча расход энергии волны при прохождении над ним волн возрастает, клиф отступает все медленнее, процесс абразии постепенно затухает.

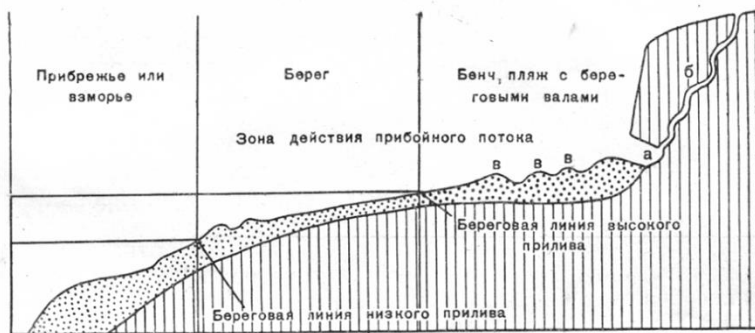


Рис. 13. Поперечный профиль абразионного берега: а – волноприбойная ниша; б – канал продувания; в – береговые валы [22]

Теперь можно говорить о достижении *абразионной терминанты*. Дальнейшее развитие процесса может быть вызвано только опусканием суши или повышением уровня моря [22]. При стабильном состоянии суши и уровня моря воздействие волн и прибоя стремится придать поверхности

абразионной платформы профиль равновесия. Кривая абразионного профиля равновесия имеет выпуклую кверху форму, постепенно выполаживаясь в сторону берега, не достигая горизонтального положения. Чем больше абсолютные размеры волн, тем более длинным и пологим будет профиль абразионного равновесия (Рис. 13).

Следует отметить, что сам ход абразии в большей степени зависит от относительной твёрдости слагающих берег пород, а также от их податливости размыву. Все участки, сложенные из более твёрдых пород, становятся выступами берега; наоборот, участки более легко разрушаемых пород образуют бухты берегового уступа [21].

Абразионный процесс сопровождается проявлением гравитационных процессов – обвалов, оползаний, осыпаний. В ряде случаев, в особенности, когда береговой уступ слишком высок (несколько десяткой или даже сотня метров) и сложен кристаллическими или другими очень прочными горными породами, гравитационные процессы господствуют над всеми остальными, в том числе и над абразией.



Рис. 14. Волноприбойная ниша в прибрежной зоне Черного моря, мыс Фиолент, полуостров Крым. [Исаев В.С.]

Например, на берегах Приморья (Японское море) и Восточной Камчатки, Крымского полуострова на протяжении многих километров над морем высятся стометровые и даже более высокие обрывы, с которых происходит непрерывное осыпание материала, и у подножия такого обрыва образуются многочисленные, иной раз сливающиеся в единый шлейф, осыпные конусы (Рис. 15). Эти осыпи и составляют основную массу обломочного материала в зону прибоя, где он перерабатывается в прибрежно-морские наносы. Такие берега ещё нельзя называть абразионными, так как их развитие протекает за счёт действия денудационных процессов, в связи с чем их целесообразно называть денудационными. Их можно рассматривать как самую начальную стадию развития морского берега. На более поздних стадиях образуются клифы, а также абразионные останцы – кекуры (Рис. 16) [7].



Рис. 15. Высокий абразионный берег, Черное море, мыс Фиолент, полуостров Крым [Фото Исаева В.С.]



Рис. 16. Кекур, возле острова Русский, залив Петра Великого, Японское море. [Фото Исаева В.С.]

Образующиеся в ходе абразии продукты разрушения горных пород, слагающих берег (обломочный материал), могут быть различного типа. Прежде всего, это огромные блоки и глыбы, обрушивающиеся со стенки клифа. Они обычно остаются на месте обрушения и очень медленно разрушаются ударами прибоя. Обломки размерами, соответствующими валунам или гальке (более 10 см и от 1 до 10 см соответственно) активно участвуют в дальнейшем разрушении берега как абразивный материал и сами при этом также дробятся и окатываются. Между тем известно, что в береговой зоне резко преобладают песчаные отложения. Но источники поступления песка иные, не связанные с абразией. Терригенный осадочный материал поступает в береговую зону также в виде твёрдого стока рек, путём эолового переноса, путём разноса айсбергами, за счёт денудации береговых склонов, обвалов, осыпей. Большую роль в составе береговых наносов могут играть биогенные компоненты. Они образуются за счёт накопления раковин моллюсков и продуктов из разрушения, обломков кораллов, известковых водорослей,

губок. В ряде случаев существенное участие в составе наносов могут принимать вулканогенные продукты, хемогенный материал [7].

Таким образом, основными природными факторами, определяющими динамику абразии, являются:

- гидрологические факторы (особенности волнового воздействия, энергия волн, направление течений, глубина водоема и т.п.);
- геологические особенности берега (строение берегового массива, тип пород, условия их залегания, их размываемость, прочность структурных связей, трещиноватость и т.п.);
- геоморфология берега (форма берегового уступа, геоморфологический тип берега, его высота, крутизна откоса, форма береговой линии в плане и т.п.);
- климатические факторы (температурный режим водоема по сезонам года, наличие или отсутствие льда, количество выпадающих осадков и т.п.);
- неотектонические особенности территории (скорость и направление современных тектонических движений).

Деятельность человека также может влиять на динамику абразии по берегам морей и океанов. При этом техногенные факторы развития абразии по берегам морей связаны в основном с характером строительства и хозяйственной деятельности в прибрежной зоне. Техногенное влияние на абразию может быть двояким: во-первых, человек может влиять на волновой режим морского бассейна в прибрежной зоне, усиливая или ослабляя абразию; а во-вторых, он может оказывать ослабляющее

действие на сами породы, слагающие побережья и тем самым активизировать абразию.

1.3. Аккумуляция осадков и береговые аккумулятивные формы

Прекращение перемещения масс наносов и их накопление на каком-то локальном участке ведёт к образованию различных аккумулятивных форм береговой зоны. Большая часть обломочного материала аккумулируется у береговой черты. В случае, когда волны подходят к береговой линии под острым углом, происходит перемещение наносов вдоль берега. Явление массового перемещения наносов вдоль берега в одном направлении за значительный промежуток времени называется *поток* наносов. Говоря о береговом потоке наносов можно различать следующие его количественные характеристики, как *мощность*, *ёмкость* и *насыщенность*. Ёмкостью потока наносов называют максимальное количество наноса, которое волны и течения могут перемещать вдоль данного участка берега в единицу времени. Под мощностью потока понимается количество материала, фактически проходящее через данное сечение в единицу времени. Поток наносов является насыщенным, когда его мощность равна ёмкости. Если поток наносов является ненасыщенным, то есть его мощность меньше ёмкости, то часть энергии волн, не затраченная на перенос, расходуется на размыв дна или берегового обрыва, будет происходить его абразия. Если, наоборот, количество поступающего материала превышает ёмкость потока, то этот избыток отлагается – происходит аккумуляция наносов [22].

Форма аккумуляции, возникающая благодаря набрасыванию наносов прибойным потоком у береговой черты, называется *пляжем*. Пляж – простейшая

аккумулятивная форма. Пляж будет образовываться как при поперечном, так и при косом подходе волн к береговой черте. Рельеф поверхности пляжа есть результат деятельности прибойного потока.

Здесь могут быть выделены следующие элемент рельефа: 1) подводная ступень пляжа, соответствующая месту обрушения волны и зарождения прибойного потока; 2) отсыпь пляжа; 3) пляжевая берма; 4) гребень берегового вала; 5) тыловой склон берегового вала.

Данное разделение пляжа характеризует так называемый *пляж полного профиля*. Другой тип пляжа – *пляж неполного профиля*. Он формируется у подножия клифа. Если прибойный поток достигает подножия клифа, то при этом часть его энергии расходуется на удар о стенку берегового обрыва. Тогда обратный прибойный поток обладает большей мощностью и мало уступает в этом отношении прямому прибойному поток. Профиль пляжа становится почти прямолинейным. Иногда выделяются ещё два промежуточных вида пляжа, а именно выпуклый и вогнутый. Оба они чаще всего формируются умеренными волнами на морском склоне пляжа полного профиля. Морфологически пляж полного профиля представляет собой *береговой вал* [12].

Поперечные перемещения наносов, обусловленные волновыми движениями, могут вызывать на мелководье, в местах забурунивания и частичного разбивания волны, отложение наносов, перемещаемых в сторону берега с более глубоких частей подводного склона. Так возникают *подводные валы*, параллельные береговой линии. Подводные валы – элемент рельефа прибойной зоны отмелей песчаных берегов. Это более или менее ассиметричные песчаные гряды. Часто наблюдается несколько таких параллельных между собой валов. Подводные валы служат значительным препятствием для

волн и способствуют усилению процесса рефракции волн в береговой зоне. Эти валы не отличаются значительной относительной высотой: от 0,5 до 2,5 м.

Только при особых условиях эти валы могут стать надводными и превратиться в так называемые *бары* [12]. Это крупнейшие береговые аккумулятивные формы. Отчленённая баром акватория называется *лагуной* (Рис. 17, Рис. 18). Существенной особенностью берегового бара является то, что он сложен материалом донного происхождения (ракушей или ракушечным песком, оолитовым песком или рыхлыми продуктами иного генезиса). Это свойство баров прямо указывает на то, что они обязаны своим происхождением процессам поперечного перемещения наносов. Береговые бары очень широко распространены на берегах Мирового океана, что заставляет предполагать планетарную причину этого явления. По некоторым подсчётам, общее протяжение берегов, окаймлённым барами, составляет 9% всей береговой линии Мирового океана.

В зависимости от стадии развития можно выделить *подводный, островной и береговой бары* [7]. Процесс формирования бара начинается со стадии образования подводного бара. При постоянном положении уровня моря такая подводная форма не может превратиться в надводную. Однако достаточно уровню моря понизиться настолько, что гребень подводного бара выступит над уровенной поверхностью даже на небольшую величину, как происходит рост этого образования в высоту. Образуются отдельные аккумулятивные острова, вытянутые по простиранию бара. Это следующая стадия его развития, называемая стадией островного бара.

Разрастание этих островов в стороны приведёт к соединению отдельных островов, а перехлестывание прибойного потока через низкие участки бара будет

обеспечивать его общее смещение в сторону берега. Этот процесс может продолжаться до тех пор, пока островной бар не причленится к выступающим участкам суши и не превратится в собственно береговой бар [21].

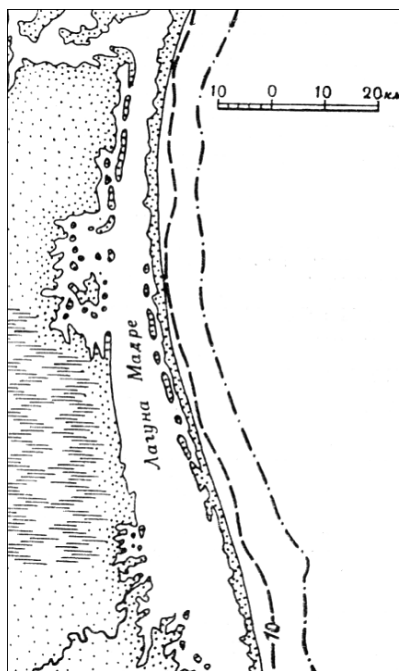


Рис. 17. Береговой бар и лагуна Мадре на западном побережье Мексиканского залива [22].



Рис. 18. Залив Чокрак на южном берегу Азовского моря с отсоединённой лагуной, полуостров Крым. [Фото Исаева В.С.]

Коса – низкая и узкая намывная полоса суши, причлененная одним концом к берегу, а другим выступающая в сторону моря (рис.19). Материал, слагающий косу, может быть очень разнообразен как по величине зерна, так и по минералогическому и петрографическому характеру, зависящему от характера коренных пород ближайших абразионных частей

побережья, дающих материал для этих наносов. Косы могут достигать от одного до нескольких метров высоты, от нескольких сотен и десятков метров до нескольких километров в ширину и многих десятков километров в длину [20].

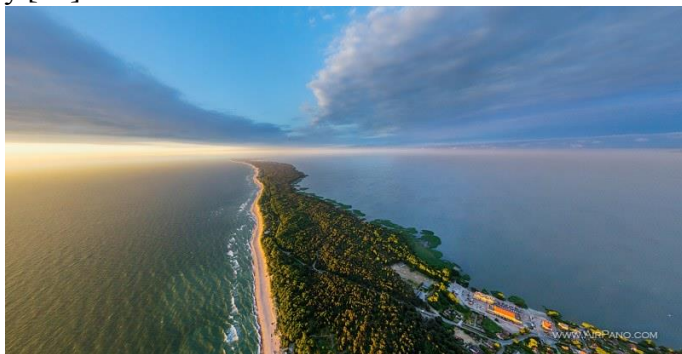


Рис. 19. Куршская коса в Балтийском море [20].

Томболо или перейма – это низкая и узкая полоса из песка, галечника или ракушечного детрита, присоединяющаяся к берегу моря близлежащий остров. Такая аккумулятивная форма образуется в результате продольного перемещения наносов. Когда остров причленяется к берегу одной аккумулятивной перемычкой, то это будет простое томболо. Наблюдаются случаи, когда остров оказывается причленённым к матерiku не одной, а двумя пересыпями, замыкающими между собой, материком и островом лагуну.

В формировании аккумулятивных форм кроме волновых движений могут принимать участие течения. Течения, за исключением некоторых случаев, бывают неспособны перемещать крупный материал, а перемещают лишь мелкий песок. Расчленённые берега испытывают воздействие течений преимущественно у мысов, в заливах же имеют место лишь слабые местные течения или поверхностные водовороты, и волновые движения будут играть здесь главную роль.

На песчаных берегах нередко образуются эоловые прибрежные формы – *дюны*. Источником питания для них являются песчаные пляжи. В своём развитии дюны проходят ряд стадий – от так называемого закустового бугра к авандюне, а далее к подвижной нормальной и к параболической дюне. Авандюна – валообразное эоловое накопление, вытянутое вдоль берега и представляющее собой результат погребения штормового берегового вала под эоловым материалом. Она преобразуется в подвижную дюну. Если сила ветра слишком велика и если наносов, поступающих с пляжа, недостаточно, чтобы наращивать авандюну, её наветренный склон подвергается развеванию. Песок с того склона будет перебрасываться на подветренный, что и придаст дюне смещение в направлении действия ветра [7].

Таким образом основными природными факторами формирования наносов являются:

- геологические (наличие источников сноса абразионно-аккумулятивного материала с суши, прочность и интенсивность истираемости материала и т.п.);
- гидрологические (наличие и направление морских течений, их скорость, сезонные изменения течений, энергия, характер и направление волн и т.п.);
- геоморфологические (форма берега и береговой отмели, конфигурация береговой линии в плане, наличие или отсутствие лагун, бухт и т.п.);
- климатические (сезонные изменения режима ветров, подводных течений, температуры воды и т.п.)

1.4. Склоновые процессы

1.4.1. Оползни

Оползни – одни из наиболее распространенных гравитационных склоновых процессов. Продольный разрез типичного оползня представлен на рисунке 20. Оползни развиваются под влиянием двух групп факторов: природных и техногенных, которые можно разделить в 2 группы:

- 1) факторы, изменяющие свойства горных пород, слагающих склон;
- 2) факторы, изменяющие напряженное состояние пород приоткосного массива.



Рис. 20. Продольный разрез оползня [8].

Такое разделение базируется на принятой в науке и инженерной практике методике количественной оценки и прогнозирования условий устойчивости природных склонов и техногенных откосов. Определение коэффициента устойчивости откосного сооружения на основе теории предельного равновесия производится по двум группам расчетных показателей: а) характеризующих прочность пород (сцепление и коэффициент внутреннего

трения) и б) характеризующих напряженное состояние на поверхности скольжения (нормальные и касательные напряжения).

Среди основных *природных факторов* развития оползней выделяют:

- геологическое строение массива;
- литолого-петрографический состав пород;
- напряженное состояние массива;
- геоморфологические условия территории;
- гидрогеологические условия;
- климатические условия;
- сейсмичность (неотектоника) территории;
- тектоническая раздробленность территории.

Учет вышеперечисленных природных факторов проводится при инженерно-геологическом изучении оползневых явлений.

Наряду с природными факторами оползни формируются и под действием техногенных причин. Основными *техногенными факторами* развития оползней являются:

- ослабление прочности пород в результате техногенеза;
- изменение рельефа местности вблизи склонов;
- изменение гидрогеологических условий;
- пригрузка верхней части склонов;

- разгрузка нижней части склонов;
- искусственные сейсмические (динамические) воздействия и др.

Проявление перечисленных техногенных факторов обычно является следствием не контролируемой инженерно-хозяйственной деятельности человека вблизи оползневых склонов. Так, например, указанные техногенные факторы часто активизируются в результате сельскохозяйственной деятельности на склонах: чрезмерного полива культур, неправильной планировки склонов, подрезки основания склонов, сведения растительности на склонах и т.п.

1.4.2. Осыпные и обвальные процессы

Осыпь, как и *обвал*, относится к гравитационным перемещениям (безучастия воды) на крутом склоне (при угле наклона больше угла естественного откоса).

В отличие откатастрофического обвала осыпание заключается в постепенном скатывании или скольжении, иногда обваливании, обломков в результате физического выветривания, которое постепенно проникает вглубь пород.

В силу инерции при падении более крупных обломков они, развивая большую скорость, откатываются к внешнему краю осыпи, в то время как мелкий материал накапливается в вершинной ее части. При обильном питании осыпь растет в ширину и высоту, смыкаясь со смежными осыпями, и образует шлейф осыпей. Если наклон поверхности осыпи близок к углу естественного

откоса и материал, ее слагающий, рыхлый, то осыпь обнаруживает следы движения, поэтому различают осыпи: подвижные, достаточно подвижные, слабо подвижные; относительно подвижные. Порода, образующаяся при

обрушении и осыпании, называется коллювием и участвует в сложении *горного делювия*.

Осыпи – скопления обломков горных пород у основания и в нижней части крутых горных склонов. Образуются в результате выветривания горных пород и скатывания обломков вниз по склону. Материал не сортирован и состоит обычно из угловатых обломков различного размера — от песчаных зёрен и мелкого щебня до глыб поперечником в несколько м. Поверхность осыпей имеет уклон, близкий к углу естественного откоса, крутизна которого достигает 30—40°. В зависимости от крутизны угла откоса осыпи обнаруживают различную степень подвижности.

Осыпи, как и иные склоновые процессы, формируются под действием природных и техногенных факторов.

К основным природным факторам динамики осыпей относятся:

1. литолого-петрографические особенности материнских пород;
2. геоморфологические условия местности, в первую очередь крутизна осыпного склона; при углах склонов
 - ✓ <33° – формируются песчаные осыпи;
 - ✓ 33 – 36° – мелкощебнистые осыпи;
 - ✓ 36° – крупнощебнистые осыпи.
3. климатические условия местности – перепады температур, влияющие на выветривание, особенности снегового покрова, осадки, сезонные изменения погодных условий и т.п.;
4. сейсмические условия.

Среди техногенных факторов динамики и активизации осыпей выделяют следующие:

- подрезка склонов;
- техногенная активизация выветривания;
- сельскохозяйственная деятельность на склонах;
- строительство дорог и иных инженерных сооружений;
- взрывы и др. динамические воздействия.

1.5. Эрозия

Эрозия (от лат. *Erosio* разъедание) – разрушение горных пород и почв поверхностными водными потоками и ветром, включающее в себя отрыв и вынос обломков материала и сопровождающееся их отложением.

Часто, особенно в зарубежной литературе, под эрозией понимают любую разрушительную деятельность геологических сил, таких, как морской прибой, ледники, гравитация; в таком случае эрозия выступает синонимом денудации. Для них, однако, существуют и специальные термины: абразия (*волновая эрозия*), экзарация (*ледниковая эрозия*), гравитационные процессы, солифлюкция и т. д. Такой же термин (дефляция) используется параллельно с понятием *ветровая эрозия*, но последнее гораздо более распространено.

По скорости развития эрозию делят на *нормальную* и *ускоренную*. Нормальная имеет место всегда при наличии сколько-либо выраженного стока, протекает медленнее почвообразования и не приводит к заметным изменениям уровня и формы земной поверхности. Ускоренная эрозия идет быстрее почвообразования,

приводит к деградации почв и сопровождается заметным изменением рельефа. По причинам выделяют *естественную* и *антропогенную* эрозию. Следует отметить, что антропогенная эрозия не всегда является ускоренной, и наоборот.

1.5.1. Водная эрозия

Водная эрозия происходит под воздействием временных потоков атмосферных вод (ливневые дожди, талые воды и т. д.).

Водная эрозия — чрезвычайно широко распространенный геологический процесс.

Атмосферные осадки в виде дождей, а также талая вода стекают по естественным склонам и искусственным откосам любой крутизны и формируют на их поверхности струйчатые потоки разной разрушительной силы. На обнажениях, сложенных легкоразмываемыми отложениями (песками, лёссами, суглинками, глинами невысокой степени литификации, почвами и др.), эти слабые струйки при незначительном уклоне и скорости начинают формировать бороздки треугольного сечения глубиной до 3—5 см, которые увеличиваясь в размерах, становятся руслами временных водотоков и через некоторое время превращаются в промоины треугольного и трапециевидного сечения с глубиной 15—20 см, а в более слабых породах — до 30—50 см (Рис. 21). Такие промоины уже начинают собирать воды отдельных струйчатых потоков и формировать более мощные временные ручейки, которые не только смывают самые слабые выветрелые породы, но и размывают подстилающие их более плотные разновидности песчано-глинистых и слабосцементированных осадочных пород. Эта настоящая разрушительная, эрозионная линейная работа ручейка

считается началом процесса формирования новых, более крупных, эрозионных форм – оврагов и называется оврагообразованием.

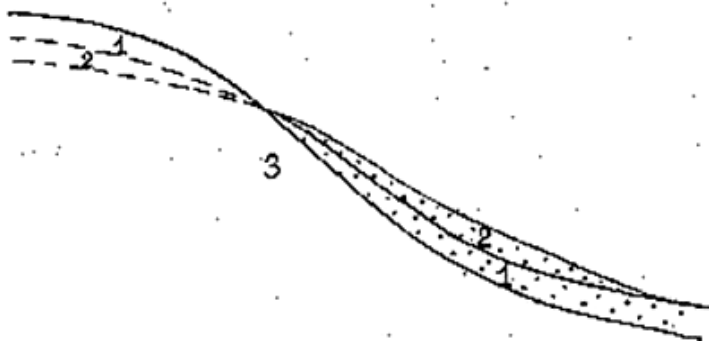


Рис.21. Схема смыва и накопления делювия (точки) у подножия склона [9].

1, 2 – стадии смыва; 3 – коренные породы

Образование оврагов проходит закономерно через несколько стадий (рис. 22).

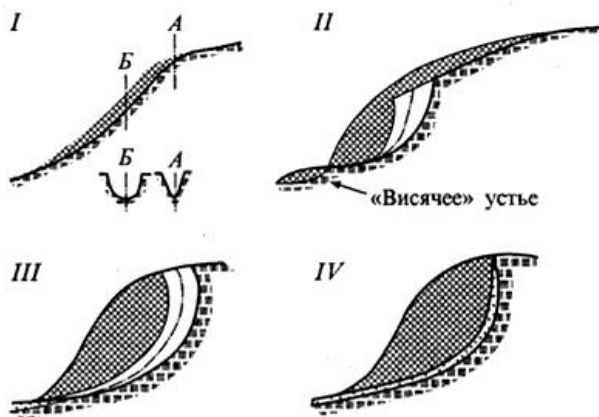


Рис. 22. Стадии развития продольного профиля оврага [17]. I – промоина, II -врезание оврага вершиной, III выработка профиля равновесия, IV- затухание

Первая стадия оврагообразования — это формирование промоины глубиной от 30—50 см до 1.0—1,5 м. Поперечный профиль промоины меняется от треугольного до трапециевидного.

Вторая стадия — врезание висячего растущего оврага своей вершиной. Оно начинается с очередного обрыва, высота которого составляет в среднем 2—10 м. Рост оврага идет снизу-вверх, т.е. против течения водного потока по его дну и носит название регрессивной эрозии. Глубина оврага на этой стадии достигает 10—30 м.

Третья стадия — выработка профиля равновесия, началом которой является момент достижения устьем оврага отметки местного базиса эрозии. Во время этой стадии продольный профиль оврага приобретает вид плавной кривой, а поперечный в верхней части сохраняет обрывистые формы, тогда как в нижней выполаживается под воздействием осыпей и оплывин. Дно оврага становится широким и плоским, по нему течет временный или постоянный водный поток, который продолжает углублять и расширять овраг. Глубина оврага на этой стадии может достигать 20—30 м. Его склоны начинают постепенно сглаживаться и покрываться растительностью.

Четвертая стадия является завершающей. Она начинается после окончательной выработки продольного профиля равновесия, при этом углубление оврага и его рост прекращаются. Наблюдаются расширение его дна и формирование овражного аллювия. Склоны оврага покрываются делювиальными образованиями, осыпями, а на их поверхности формируется почва и растительный покров. В таком виде овраг уже называется балкой (Рис. 23).



Рис. 23. Немецкая балка, западное побережье Черного моря, полуостров Крым [Фото Н.А.Косевич]

1.5.2. Капельная эрозия

Разрушение почвы ударами капель дождя. Структурные элементы (комочки) почвы разрушаются под действием кинетической энергии капель дождя и разбрасываются в стороны. На склонах перемещение вниз происходит на большее расстояние. Падая, частички почвы попадают на плёнку воды, что способствует их дальнейшему перемещению. Этот вид водной эрозии приобретает особое значение во влажных тропиках и субтропиках.

1.5.3. Плоскостная эрозия

Под плоскостной (поверхностной) эрозией понимают равномерный смыл материала со склонов, приводящий к их выполаживанию. С некоторой долей абстракции представляют, что этот процесс осуществляется

сплошным движущимся слоем воды, однако в действительности его производит сеть мелких временных водных потоков.

Поверхностная эрозия приводит к образованию смытых и намытых почв, а в более крупных масштабах — делювиальных отложений.

1.5.4. Линейная эрозия

В отличие от поверхностной, линейная эрозия происходит на небольших участках поверхности и приводит к расчленению земной поверхности и образованию различных эрозионных форм (промоин, оврагов, балок, долин). Сюда же относят и речную эрозию, производимую постоянными потоками воды (рис.24).

Смытый материал отлагается обычно в виде конусов выноса и формирует пролювиальные отложения.



Рис. 24. Пример совмещённых боковой и глубинной эрозий.
Берег реки Сухоны, порог Опоки [Фото В. Муратова].

Виды линейной эрозии:

- **Глубинная** (донная) — разрушение дна русла водотока. Донная эрозия направлена от устья вверх по течению и происходит до достижения дном уровня базиса эрозии.
- **Боковая** — разрушение берегов.

В каждом постоянном и временном водотоке (реке, овраге) всегда можно обнаружить обе формы эрозии, но на первых этапах развития преобладает глубинная, а в последующие этапы — боковая.

Механизм водной эрозии

Химическое воздействие поверхностных вод, к которым относятся и воды рек, минимально. Основной причиной эрозии является механическое воздействие на горные породы воды и переносимых ею обломков, ранее разрушенных пород. При наличии в воде обломков эрозия резко усиливается. Чем больше скорость течения, тем более крупные обломки переносятся, и тем интенсивнее идут эрозионные процессы.

Оценить устойчивость почвы или грунта к действию водного потока можно по *критическим скоростям*:

- **Неразмывающая скорость** — максимальная скорость потока, при которой не происходит отрыва и перемещения частиц.
- **Размывающая скорость** — минимальная скорость потока, при которой начинается непрекращающийся отрыв частиц.

Для почв и полидисперсных грунтов понятие неразмывающей скорости не имеет физического смысла, поскольку даже при самых низких скоростях происходит вынос наиболее мелких частиц. При турбулентном потоке

отрыв частиц происходит при максимальных пульсационных скоростях, поэтому увеличение амплитуды колебания скорости потока вызывает уменьшение критических скоростей для данного грунта.

1.5.5. Эрозия техногенного происхождения

Решающим фактором стабилизации грунтов и защиты почв от всех видов эрозии является растительный покров. Деревья и кустарники, травостой с развитой корневой системой эффективно снижают скорость приповерхностных воздушных потоков при ветре, обеспечивают поглощение энергии падающих капель при дожде и диссипацию водных потоков на поверхности.

Поэтому, при воздействиях техногенного характера, связанных с обнажением почв, например, грунтовых работах при строительстве, разработке карьеров, устройстве шламохранилищ и тд, возникает опасность резкого роста объёма почвопотерь с эрозией. Например, при устройстве пахотного поля на тяжелосуглинистой опесчаненной почве при крутизне склона 10° , скорость эрозии возрастает в 50–250 раз (по сравнению с травяным покровом), и в 7000–35000 раз (по сравнению заросшим лесом участком) [10]. При отсутствии противоэрозионных мероприятий, почвопотери могут составлять 1-10 см в год. Формы водной эрозии (капельная, поверхностная и линейная) различаются по влиянию почвопотери. На тестовом склоне (песчаная почва, уклон 11°) почвопотери распределились в пропорции 1:20:950 [26]. При увеличении процента илистых частиц склонность к эрозии возрастает.

Эрозия почв является значимым фактором риска при реализации инфраструктурных, строительных и сельскохозяйственных проектов, поэтому после проведения грунтовых работ рекомендуется немедленно применять

травосеяние («залужение») для восстановления поврежденной поверхности и укрепления склонов.

Для обеспечения достаточной защиты почвогрунта в период между травосеянием и получением устойчивого растительного покрова, вместе с посевом часто наносится защитное покрытие: ручную — биоматы, механически — гидромульчирование/гидропосев.

Динамика эрозии зависит от следующих основных групп природных факторов:

➤ **Геологических условий** — наличия неводопрочных, легкоразмываемых пород, главным образом пылеватого состава, выветрелости пород, особенностей напластования, неотектонических условий региона, определяющих изменение базиса эрозии и т.д.;

➤ **Климатических условий** — количества и характера выпадающих осадков (см. карту осадков и испарения), характер снеготаяния и т.п.;

➤ **Геоморфологических особенностей** — общего уклона местности, крутизны склонов, наличия промоин, борозд, ям на поверхности массивов и т.п.;

➤ Особенности почв и растительности, развитой на поверхности склонов.

Особую роль в развитии эрозии играет разнообразная инженерно-хозяйственная деятельность человека. К техногенным факторам относятся:

➤ ослабление структурных связей пород (разупрочнение);

➤ неправильная планировка склонов (увеличение базиса эрозии) ;

- нарушение дренированности территории;
- нерегулируемый сток и его изменение;
- удаление растительности, почв, распашка склонов и т.п.

РАЗДЕЛ II. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

ГЛАВА 1. ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Съемка геологическая – один из основных методов изучения геологического строения земной коры какого-либо участка и выявления его перспектив в отношении минерально-сырьевых ресурсов. Совокупность всех видов работ по созданию геологических карт местности непосредственно с натуры. Состоит из двух этапов: полевых исследований и камеральной обработки собранного материала. При полевых исследованиях составляется полевая геологическая карта.

Для этого планомерно и всесторонне изучаются естественные обнажения, горные выработки и буровые скважины и отмечаются на топографической карте под соответствующим порядковым номером с указанием элементов залегания горных пород; от обнажения к обнажению прослеживаются и наносятся на карту геологические границы, выявляются по залеганию горных пород тектонические структуры. В обнажениях и по керну изучаются горные породы, их состав, генезис, взаимоотношения, устанавливаются предварительно возраст горных пород, форма сложенных ими геологических тел, ведутся наблюдения за структурой интрузивных пород.

Одновременно производятся тщательные наблюдения за всеми проявлениями полезных ископаемых в обнажениях, в делювиальных и элювиальных высыпках, путем шлихового опробования, а при детальной съемке с помощью горных и буровых работ. Особенно внимательно

изучаются контактовые зоны, газо и нефтепроявления. Ведутся также наблюдения за рельефом и подземными водами, для детального изучения которых производятся специальные работы. Все наблюдения записываются в геологический дневник. Указывается номер обнажения — одинаковый на карте и в дневнике записывается местонахождение обнажения. Обнажения по возможности фотографируются, а все наблюдающиеся в них особенности геологического строения зарисовываются. Производится отбор образцов горных пород (осадочных пород — послойно, магматических из контактовых зон и внутренних частей массивов), полезных ископаемых и послойный сбор ископаемых остатков фауны и флоры. Все образцы номеруются согласно записи в дневнике и снабжаются этикеткой.

При геологической съемке широко применяются аэрометоды и геофизические методы. В процессе камеральной обработки уточняются результаты полевых исследований: изучаются собранные в поле образцы горных пород и полезных ископаемых путем специальных лабораторных

исследований — микроскопических, химических, спектроскопических, люминесцентных и др., определяются ископаемые остатки фауны и флоры, вычерчиваются графические приложения — стратиграфические колонки, геологические разрезы, карты и составляется геологический отчет.

По окончании камеральной обработки наиболее характерные образцы горных пород, полезных ископаемых, фауны и флоры сдаются в музей на хранение, а дневники являются основным документом проделанной работы. В зависимости от назначения геологическая съемка подразделяется на маршрутную и площадную.

Маршрутная геологическая съемка ведется по каким-либо направлениям чаще всего по рекам, иногда удаленным одна от др. на большие расстояния; при площадной съемке район покрывается сетью маршрутов более или менее равномерно.

Площадная геологическая съемка делится на мелкомасштабную (1: 1 000 000 и 1: 500 000), среднемасштабную (1: 200 000 и 1: 100 000) и крупномасштабную, или детальную (1: 50 000 и крупнее). Региональная геологическая съемка, охватывающая крупные участки земной поверхности (масштабов 1: 1 000 000 и 1: 500 000), как правило, является первым этапом геологического исследования района и применяется для предварительных и общих, геологических построений. Геологическая съемка средних масштабов (1: 200 000 и 1: 100 000) дает более детальное представление о геологическом строении и истории развития района, устанавливает связь полезных ископаемых с определенным комплексом изверженных или свитами осадочных пород, дает оценку перспектив полезных ископаемых и определяет площади, требующие дальнейших поисков. Детальная съемка (масштаба 1: 50 000, 1: 25 000 и крупнее) обеспечивает решение специальных геологических и прикладных геологопоисковых и разведочных задач, применяется в основном для площадей, перспективных в отношении полезных ископаемых, и ведется после съемки средних масштабов. Ею должно быть выявлено детальное геологическое строение района, дана перспективная оценка размеров и значения выявленных месторождений полезных ископаемых, определены границы площадей, подлежащих детальным поисками поисково-разведочным работам. Детальная геологическая съемка, проводящаяся в целях постановки геологоразведочных работ в пределах

рудоносных, угленосных и нефтеносных участков, является специализированной.

ГЛАВА 2. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД

Морфоструктурный анализ районов горного рельефа включает изучение связи форм рельефа с элементами тектоники. Так, для каждого участка по геологическим картам должны быть установлены тектонические элементы, например, складка, крыло складки, крупная интрузия», контакт интрузии и осадочных пород, зона разлома (региональная, трансрегиональная) и т. д. Особое внимание уделяется разрывной тектонике: замерам и подсчету трещин, раскрытости, заполнению их и т. д. При этом следует особое внимание уделить прослеживанию крупных зон, которые выражаются через эту трещиноватость, и сопутствующие явления: дробление, выветрелость, водопроницаемость и т. д.

Геоморфологический анализ и дешифрирование аэрокосмических снимков являются главными методами быстрого выявления разломов, которые направляют геологический и геофизический методы их изучения. Большинство мерзлотных и гидрогеологических явлений связано именно с пересечениями. Анализируя планы (генезис, форму и расположение) новейшей морфотектоники и связь с ними мерзлотных, гидрогеологических и других геологических явлений, необходимо опираться на типичные элементарные комбинации участков нарушений разных простираний, которые отражаются в этих планах: это разломы, состоящие из ломаных отрезков, соединенных в виде зигзагов, и центральные (купольные, приподнятые) морфоструктуры. В общем, пилообразные и зигзагообразные формы разломов

проявляются в морфоструктурных элементах всех порядков - от очертаний хребтов и крупнейших долин до логов, отдельных склонов, уступов и обнажений. С различной раскрытостью трещин отрезков разломов бывают связаны водоносность трещиноватых зон, наледность долин и развитие переуглубленных участков аллювия.

Центральными морфоструктурами можно назвать крупные формы рельефа, приблизительно изометричные, образовавшиеся на пересечениях разломов как на очагах глубинных процессов. Это поднятия и впадины. По генезису и конфигурации можно выделять морфоструктуры: простые, крестовые, сложнокрестовые и кольцевые.

Простые морфоструктуры представляют собой вершины-горсты узлов горного рельефа, пологие поднятия и впадины плато и плоскогорий, как правило, без заметных проявлений взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод. В крестовых и сложнокрестовых морфоструктурах, когда крест пересекающихся хребтов имеет ортогональную ориентировку, а троговое расчленение – диагональную, с последним связаны обычно гидрогеологические проявления подземных вод; источники, наледи, бугры пучения, курумы и др. Кольцевые и дуговые морфоструктуры, очерчивающие поднятия, впадины и участки горного рельефа, связаны с активизацией участков пересечения древних разломов и отражают глубинные очаги тектонической активации, сопровождающейся изменениями объема масс, а следовательно, и резким нарушением глубинных геотермических условий. Такие морфоструктуры могут проявляться повышенной сейсмичностью, сопровождаемой развитием обвалов, снежных лавин, селей, камнепадов и др.

Специфической задачей геоморфологических исследований при мерзлотной съемке является изучение

соотношения тектонического и экзогенного факторов в формировании рельефа в целом, отдельных его форм и рыхлого покрова.

В районах горного рельефа важнейшим орографическим элементом являются склоны; поверхности водоразделов обладают наклонами и распространены ограниченно. В равнинных районах склоны и водоразделы выположены и сглажены и главными элементами рельефа являются речные долины. Однако и здесь накопление или размыв слоев, образование структуры и ее выражение в рельефе являются лишь разными формами проявления единого процесса развития тектонических движений. Поэтому изучение морфологии рельефа должно сопровождаться установлением его генезиса и истории развития, геологического строения и истории развития новейших отложений. Так, при изучении структурно-геоморфологического плана для условий денудационных равнин выявляются повышения и понижения прямого и обратного рельефа и геологической структуры. На структурно-денудационных равнинах и плато индикаторами неотектонических структур могут быть склоны, крутые на антиклиналях, пологие на синклиналях, карстовые образования, рисунок эрозионной сети и др. Особое внимание следует уделять линейно-расположенным формам рельефа, обычно указывающим на разломы.

В условиях аккумулятивно-денудационных равнин выявление структурно-геоморфологического строения связано с изучением разновозрастных выровненных уровней и их новейших деформаций. При этом отдельные возвышенные равнины на разных уровнях могут контролироваться локальными поднятиями нижнего структурного этапа.

В пределах аллювиальных и озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин для выявления новейших

движений применяются анализ строения толщи неоген-четвертичных осадков, особенности распределения отдельных ее горизонтов, изменения их литологического состава и мощностей и палеогеографических особенностей развития территории. Многие гляциодислокации приурочены к зонам разломов. Также эффективным является анализ речной сети, ее первоначального плана и резких изменений рисунка, выявление последующих неотектонических деформаций путем выделения участков активных эрозионных врезов и участков накопления аллювия, выявления наледей и наледных участков долин и т. д. Наличие больших пространств аккумулятивного рельефа, сложенного неоген-четвертичными и современными осадками, позволяет характеризовать рельеф по генезису и возрасту.

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ СПУТНИКОВОЙ ГЕОДЕЗИИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА

В настоящее время геодезическая съёмка с помощью геодезических спутниковых приёмников имеет ряд преимуществ: глобальность, оперативность, всепогодность, оптимальная точность и эффективность.

В зависимости от поставленной задачи, требуемой точности, площади работ применяют следующие виды геодезической съёмки:

- Статика
- Быстрая статика
- Кинематика «Stop & go»
- Кинематика
- Кинематика в реальном времени (RTK).

В рамках исследований берегов Западного Крыма нами была проведена съёмка «Статика», «Кинематика

“Stop&Go”» и «Кинематика в реальном времени (RTK)». Измерения проводятся двухчастотными приёмниками с использованием глобальной спутниковой навигационной системы (ГНСС).

Работы обычно проводятся с помощью следующего оборудования: приемник Trimble R8 и приемник Stonex S3 (Рис. 25).

В исследованиях зачастую используются двухчастотные спутниковые приемники.



Рис. 25. ГНСС-оборудование фирмы Trimble.

Метод «Статика» является классическим методом съёмки с помощью геодезических спутниковых приёмников и обеспечивает наивысшую точность измерений. Измерения выполняются одновременно между двумя и более неподвижными приёмниками продолжительный период времени. Эти два приемника должны одновременно отслеживать четыре (или более)

спутника, записывать данные с одинаковым периодом и иметь одинаковые значения угла предельного возвышения. Продолжительность сеанса измерений может варьироваться от нескольких минут до нескольких часов. Статический метод съёмки необходим для определения планово-высотного положения временных баз от опорных пунктов Государственной геодезической сети (Рис. 26).



Рис. 26. Измерения планово-высотного положения опорного пункта Государственной геодезической сети – Верхнесадовое (Бахчисарайский район). [Фото Косевич Н.И.]

Режим измерений «Кинематика “Stop&Go”» позволяет быстро отнаблюдать большое количество точек, но требуют, чтобы приемник удерживал захват спутников в течение всего времени перемещения между точками. На первой точке необходимо находиться до тех пор, пока не будет собрано достаточное количество измерений, чтобы разрешить неоднозначность (период инициализации). После инициализации приемник может перемещаться между точками до тех пор, пока поддерживается захват наблюдаемых спутников. Если захват спутников нарушен, то оператор должен снова оставаться в стационарном

положении до тех пор, пока снова не будет собрано достаточного для разрешения неоднозначности количества данных.

Режим измерений «Кинематика “Stop&Go”» является идеальным для малых площадей, на которых точки наблюдений располагаются рядом друг с другом и на которых точки наблюдений располагаются рядом друг с другом и на которых отсутствуют препятствия для прохождения радиосигналов от спутников. В этом режиме, как правило, необходимо использовать полевой контроллер для переключения между режимами «stop» и «go», а также для контроля процесса съемки.

При использовании режима Кинематическая съемка в реальном времени (RTK) дифференциальные поправки передаются от базового приемника одному или нескольким подвижным приемникам с тем, чтобы они производили местоопределение в режиме реального времени. В этом режиме необходимо, чтобы базовый приемник имел встроенный или внешний УКВ либо GSM модем для передачи поправок на подвижный приемник, который, в свою очередь, тоже должен иметь соответствующий модем для приема этих поправок. Метод RTK является самым быстрым методом съемки спутниковыми приемниками и идеально подходит для топографической съемки, межевания земель, выноса точек в натуру.

ГЛАВА 4. СОЗДАНИЕ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

4.1. Общие представления о создании цифровых карт

В последнее время в картографической науке активно развиваются методологические и технологические аспекты новой отрасли картографии – геоинформационного

картографирования. Электронные технологии геоинформационного картографирования практически заменили методы аналогового создания карт. Инструментами создания цифровых карт и баз данных выступают географические информационные системы (ГИС).

Общая технологическая схема создания цифровой карты представлена на Рис. 27.

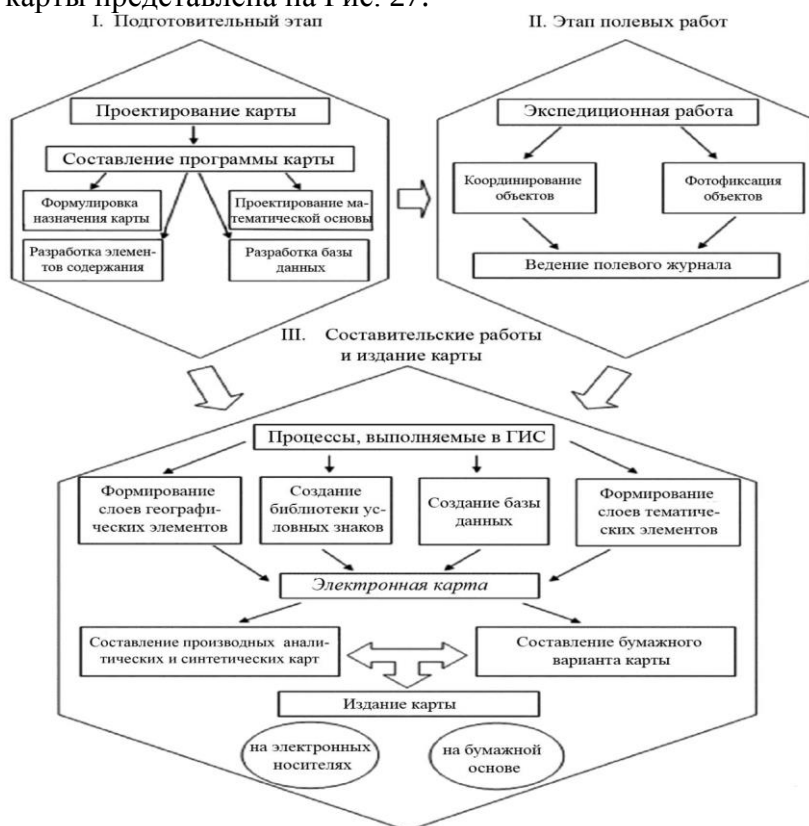


Рис. 27. Общая технологическая схема создания цифровой карты [2].

На этапе полевых работ производится координирование, заполнение полевого журнала обследования и фотографирование объектов.

Координирование объектов подразумевает получение географических координат портативным GPS навигатором.

Составительский этап включает в себя весь комплекс работ по составлению карты, который осуществляется средствами геоинформационных технологий.

В ГИС основными компонентами являются пространственные и атрибутивные данные. Первые включают в себя все пространственно-кодированные данные: описания объектов реальности, цифровые изображения, цифровые карты, каталоги координат пунктов опорной геодезической сети и т.п. Атрибутивные данные представляются в форме специальных атрибутивных таблиц, состоящих из строк и столбцов. Таблица атрибутов объектов – это особый тип файла данных, хранящий информацию о каждой точке, дуге или полигоне. Она содержит стандартные атрибуты, появляющиеся в определенном порядке. Таблицы этого типа содержат все данные тематических атрибутов, связанные с пространственной информацией карты. Совокупность этих данных составляет базу геоданных, или модель пространственных объектов [13].

Каждому слою карты соответствуют таблицы с тематическими атрибутами, что в совокупности составляет атрибутивную базу данных карты. При учете набора данных семантических характеристик объектов в общегеографических и тематических слоях цифровой можно производить анализ, получать коэффициенты зависимостей явлений между собой, плотностей и т.п. С помощью ГИС-анализа появляется возможность получать новые картографические результаты.

Цифровая карта, созданная в ГИС, позволяет пользователям:

- оперативно вносить изменения в интерактивную составляющую карты;
- обновлять атрибутивную информацию; производить конвертацию в другие форматы данных;
- осуществлять печать отдельных фрагментов и всей цифровой карты в различных масштабных иерархиях;
- выполнять запросы и поиск объектов определенных семантических свойств;
- проводить ГИС-анализ и получать новые оценочные картографические результаты;
- получать оптимальную визуализацию путем построения трехмерных моделей местности и др.

4.2. Теоретические основы типизации природных комплексов

Географическая оболочка разделена на объективно существующие природные комплексы разного ранга. Природные комплексы (ПК) – саморегулируемая и самовоспроизводимая система взаимосвязанных компонентов и комплексов более низкого ранга [14]. ПК характеризуется относительно однородным участком поверхности, единство которого обусловлено географическим положением, единой историей развития, происходящими в его пределах природными процессами. ПК образованы взаимодействием компонентов (горные породы, вода, воздух, растения, животные, почвы). Также они делятся на природно-территориальные (ПТК) и природно-аквальные (ПАК). Все компоненты принимают равнозначное участие в формировании характеристик ПК, взаимосвязаны в пространстве и во времени. ПК по своим размерам и сложности подразделяются на планетарные, региональные и локальные (типологические). Общим понятием, синонимом региональных и типологических ПК любого таксономического ранга является ландшафт.

Именно этот термин используется далее для обозначения ПК соответствующего ранга.

Имеется три основные трактовки географического ландшафта, но между ними есть сходство в главном – признании взаимосвязей между элементами природы в реальных природных комплексах. Ландшафт – территориально-ограниченный участок земной поверхности, характеризующийся генетическим единством и тесной взаимосвязью слагающих его. Каждый ПК (природный ландшафт) является частью комплекса (ландшафта) более высокого ранга и включает комплексы (ландшафты) более низкого ранга. Единой системы таксономических единиц не существует, районирование осуществляется по зональным или азональным признакам, используется также система единиц, в которой чередуются оба этих признака.

Каждый ландшафт характеризуется определенной морфологической структурой. Морфологическая структура – состав формирующих его природных геосистем локальной размерности, именуемых морфологическими единицами, а также характер их взаиморасположения, генетических и функциональных связей.

4.3. Государственные и корпоративные стандарты создания цифровой карты

Качество ЦК включает общую оценку источника ЦК, оценку позиционной точности отображения объектов, полноты и логической непротиворечивости содержания, корректности атрибутивных данных. Общая оценка источника ЦК проводится до начала работ по созданию ЦК, в соответствии с существующими требованиями по актуальности и точности, предъявляемыми к ним при создании карт определенного масштаба. Результаты оценки

заносятся в метаданные ЦК. Непригодными для создания тематических цифровых карт (ТЦК) считаются источники с устаревшими данными, не соответствующими по полноте и точности масштабу, деформированные твердые носители, растровые материалы с не устраняемыми искажениями, а также данные, полученные в полевых условиях приборами, не соответствующими по точности предъявляемым к ним требованиям.

ГЛАВА 5. БЕСПИЛОТНЫЕ ЛЕТАТЕЛЬНЫЕ АППАРАТЫ

5.1. Основные понятия

Беспилотный летательный аппарат (БПЛА, также иногда сокращается как БЛА; в просторечии иногда используется название «беспилотник» или «*дрон*» (от англ. *Drone* — трутень)) — летательный аппарат без экипажа на борту [16].

БПЛА создан для воздушной съёмки, наблюдения за наземными объектами и других задач в реальном времени.

Согласно Циркуляру ИКАО Сиг 328: *Беспилотное воздушное судно* - воздушное судно, которое предназначено выполнять полет без пилота на борту.

Первое упоминание в нормативной базе для Международной гражданской авиации беспилотного воздушного судна появилось в Парижской конвенции, подписанной 13.10.1919 года, когда протоколом от 15.06.1929 года в статью 15 была внесена следующая фраза: "Никакое воздушное судно Договаривающегося государства, могущее быть управляемым без пилота, не может без специального разрешения перелетать без пилота воздушное пространство над территорией другого Договаривающегося государства". В Чикагской конвенция,

подписанной 7.12.1944 года, которая пришла на смену Парижской, Беспилотные воздушные суда упоминаются в статье 8, с заголовком "Беспилотные воздушные суда": "Никакое воздушное судно, способное совершать полеты без пилота, не производит полета без пилота над территорией Договаривающегося государства, кроме как по специальному разрешению этого государства и в соответствии с условиями такого разрешения. Каждое Договаривающееся государство обязуется при полете такого воздушного судна без пилота в районах, открытых для гражданских воздушных судов, обеспечить такой контроль этого полета, который позволял бы исключить опасность для гражданских воздушных судов".

Одиннадцатая Аэронавигационная конференция ИКАО (ANConf/11), проходившая в Монреале 22.09–3.10.2003 года, одобрила глобальную эксплуатационную концепцию организации воздушного движения (ОрВД), в которой содержится следующее определение: "*Беспилотный летательный аппарат* представляет собой воздушное судно без пилота в смысле статьи 8 Конвенции о международной гражданской авиации, которое выполняет полет без командира воздушного судна на борту и либо полностью дистанционно управляется из другого места с земли, с борта другого воздушного судна, из космоса), либо запрограммировано и полностью автономно". После чего, это толкование беспилотных летательных аппаратов (БЛА) было одобрено 35-й сессией Ассамблеи ИКАО в 2004 году.

19.04.2007 года АНК на 2-м заседании своей 175-й сессии, утвердила создание Исследовательской группы по беспилотным авиационным системам (UASSG), а эта группа на своем 3-м совещании, состоявшемся 15–18.09.2009 года, ввела термин "*дистанционно пилотируемое воздушное судно*" придя к выводу о том, что в несегрегированное воздушное пространство и аэродромы

наряду с пилотируемыми воздушными судами можно интегрировать только дистанционно пилотируемые беспилотные воздушные суда и в 2011 году подготовила циркуляр Cir 328 "Беспилотные авиационные системы (БАС)", а в 2015 году выпустила первое издание руководства по дистанционно пилотируемым авиационным системам (ДПАС), в котором в качестве беспилотных воздушных судов упоминаются: Дистанционно пилотируемые воздушные суда, Автономные воздушные суда, Модели воздушных судов (не было в циркуляре Cir 328). Отметив, что дистанционно пилотируемые воздушные суда могут выполнять на некоторых сегментах полета автономный полет, тогда как автономные воздушные суда могут на некоторых сегментах пилотироваться дистанционно, а так же дистанционно пилотируемые воздушные суда могут использоваться в развлекательных целях, а модели воздушных судов использоваться в целях, не являющихся развлекательными, распространила действие руководства только на некоторые из этих воздушных судов.

В связи с тем, что беспилотное воздушное судно может совершать полет без людей на борту, в руководстве введено новое толкование термина Авиационное происшествие. Авиационное происшествие - событие, связанное с использованием воздушного судна, которое, в случае пилотируемого воздушного судна, имеет место с момента, когда какое-либо лицо поднимается на борт воздушного судна с намерением совершить полет, до момента, когда все находившиеся на борту лица покинули воздушное судно, или, в случае беспилотного воздушного судна, происходит с момента, когда воздушное судно готово стронуться с места с целью совершить полет, до момента его остановки в конце полета и выключения

основной силовой установки (далее идет перечисление авиационных событий, подпадающих под термин).

5.2. Классификация беспилотных летательных аппаратов

Различают беспилотные летательные аппараты:

- беспилотные неуправляемые;
- беспилотные автоматические;
- беспилотные дистанционно-пилотируемые летательные аппараты (ДПЛА).

БПЛА принято делить по таким взаимосвязанным параметрам, как масса, время, дальность и высота полёта: Выделяют следующие классы аппаратов:

- «микро» (условное название) — массой до 10 кг, временем полёта около 1 часа и высотой полёта до 1 километра;
- «мини» — массой до 50 кг, временем полёта несколько часов и высотой до 3—5 километров;
- средние («миди») — до 1000 кг, временем 10—12 часов и высотой до 9—10 километров;
- тяжёлые — с высотами полёта до 20 километров и временем полёта 24 часа и более.

5.3. БПЛА гражданского назначения

Исторически сложилось так, что изначальное применение БПЛА определялось как боевое. Однако с начала 2000-х годов колоссальное значение стали приобретать «микро-беспилотники», разрабатываемые не для военных, а сугубо гражданских целей (Рис. 28).

Гражданская область применения БПЛА весьма обширна: от сельского хозяйства и строительства до нефтегазового сектора, и сектора безопасности [18].



Рис.28. Запуск БПЛА на учебно-научной инженерно-геокриологической практике геологического факультета МГУ на территории звенигородской биостанции МГУ. [Фото Исаева В.С.]

«Дроны» гражданского назначения могут использоваться в работе служб по чрезвычайным ситуациям (контроль пожарной безопасности); полиции (патрулирование зон); предприятий сельского хозяйства (наблюдение за посевами), лесничества и рыболовства (лесоохрана и контроль рыбного промысла); компаний, занимающихся геодезией (картографирование); институтов географии и геологии; компаний нефтегазового сектора (мониторинг нефтегазовых объектов) [25]; строительных предприятий (инспектированиестроек); средств массовой информации (аэрофото- и видео съемка) и др.

Часто в литературе дроны военного образца называют «беспилотниками», гражданские летательные аппараты более малых размеров принято называть «дронами».

Согласно находящимся в открытом доступе документам организаций Европейского Союза, распределение потребительского спроса на гражданские БПЛА в период с 2015 по 2020 г. выглядит следующим образом: 45% — правительственные структуры, 25 % — пожарные, 13 % — сельское хозяйство и лесничество, 10 %

— энергетика, 6 % — обзор земной поверхности, 1 % — связь и вещание.

В мире представлено большое количество гражданских БПЛА классификации «микро» и «мини», различающихся по своим спецификациям и набору характеристик (назначение, вес, размер, продолжительность и высота полёта, система запуска и приземления, наличие систем автопилотирования и навигации, формат фото- и видеосъёмки и др.).

Крупнейшим в мире БПЛА является многоразовый космический корабль Буран, с поправкой, что взлёт осуществляется с помощью внешней энергии (ракеты), однако и сверхмалые БПЛА запускаются точно так же, носителем и источником стартовой энергии выступает человек (Рис. 28).

5.4. Конструкция

Для определения координат и земной скорости современные БПЛА, как правило, используют спутниковые навигационные приёмники (GPS или ГЛОНАСС). Углы ориентации и перегрузки определяются с использованием гироскопов и акселерометров.

В качестве управляющей аппаратуры, как правило, используются специализированные вычислители на базе цифровых сигнальных процессоров или компьютеры формата PC/104, MicroPC под управлением операционных систем реального времени (QNX, VME, VxWorks, XOberon). Программное обеспечение пишется обычно на языках высокого уровня, таких как Си, Си++, Модула-2, Оберон SA или Ада95.

Для передачи на пункт управления видеоданных, полученных с бортовых сенсоров, в составе БПЛА имеется радиопередатчик, обеспечивающий радиосвязь с приёмным оборудованием. В зависимости от формата изображений и

степени их сжатия пропускная способность цифровых радиолиний передачи данных может составлять единицы-сотни Мбит/с. Кроме того, в состав бортовых радиосредств БПЛА должны входить приёмник команд управления, а также передатчик служебной (телеметрической) информации.

ГЛАВА 6. 3D ЛАЗЕРНОЕ СКАНИРОВАНИЕ (ЛИДАРНАЯ СЪЕМКА)

Лазерное сканирование, как метод дистанционного получения большого набора измерительных данных успешно используется с 80-х годов прошлого века. Сначала данная технология применялась только в аэросъёмочных целях для топографических работ, как технология, сопутствующая классической аэрофотосъёмке с пилотируемых носителей (Рис.29).

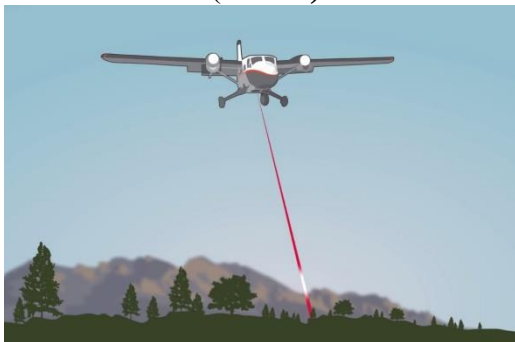


Рис.29. Применение лидара в альтиметрической съемке.

Сущность метода заключается в дальномерных измерениях, выполняемых лазерным сканером и расчёте времени прохождения импульса лазера от момента его излучения, до момента фиксации сигнала, отраженного от поверхности лазерным приёмником сканером. Процесс дальномерных измерений многократно повторяется, при этом исходящий луч лазера направляется на зеркало, которое в свою очередь находится на вращающемся

шаговом электродвигателе, распределяющим механическим способом лазерные импульсы в заданном направлении. Угол поворота зеркала учитывается и применяется к соответствующему дальномерному измерению. Далее математическим способом из полярных координат (направления и дальности) выполненные измерения пересчитываются в Декартовы (X,Y,Z). Таким образом, каждая точка лазерных отражений (ТЛО) от поверхности имеет свои чёткие координаты в пространстве. Однако для получения приемлемого результата, который удовлетворил бы требованиям картографической продукции, необходимо получать также позицию и ориентацию в пространстве точки отсчёта (той точки, от которой производятся вычисления точек лазерных отражений в полярной системе координат). Важно синхронизировать все получаемые данные (позиция и ориентация в пространстве) с моментом времени выполнения конкретного измерения лазерным сканером. С развитием систем глобального спутникового позиционирования все эти задачи стали достаточно просто решаться. Точное определение координат является прямой функцией таких систем. Синхронизация же по времени выполняется благодаря меткам времени высокоточных атомных часов, установленных на спутниках этих же навигационных систем. Эти метки содержатся (по умолчанию) в сигналах навигационных спутников. Таким образом, только при совмещении всех трёх наборов данных (дальномерное измерение лазером, высокоточное позиционирование, высокоточное определение углов ориентирования в пространстве) синхронизированных как можно точнее по времени, может предоставить в итоге тот самый трёхмерный материал, который сейчас принято называть цифровой моделью поверхности (ЦМП) или цифровой моделью рельефа (ЦМР).



Рис. 30. Варианты применения лидарной съемки (слева – воздушная съемка с использованием БПЛА, справа – наземный вариант съемки)

Дальнейшее развитие технология лазерного сканирования получила уже в наземных методах. Наземным лазерным сканерам пришлось пройти длинный эволюционный путь технологического развития и уменьшиться до таких размеров, когда инструмент уже можно было установить на геодезический штатив (Рис.30).

6.1. Кинематическое мобильное лазерное сканирование

В последнее время большое развитие получила кинематическая наземная съёмка, которая чаще всего называется мобильным лазерным сканированием (реже - мобильным картографированием). Мобильное лазерное сканирование имеет чрезвычайно высокую производительность и наиболее эффективно на линейных объектах таких, как автомобильные и железные дороги. Однако и на площадных объектах данный вид съёмки также позволяет достичь высокой производительности наряду с сохранением высокого качества получаемых измерительных данных.

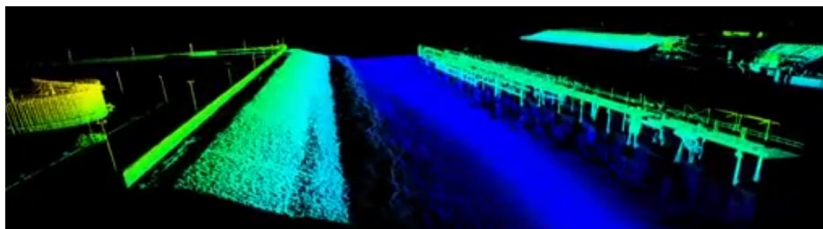


Рис. 31. Получаемые 3D модели при кинематическом сканировании.

Системы мобильного лазерного сканирования могут быть установлены на различные подвижные средства: автомобиль, железнодорожную платформу или катер.

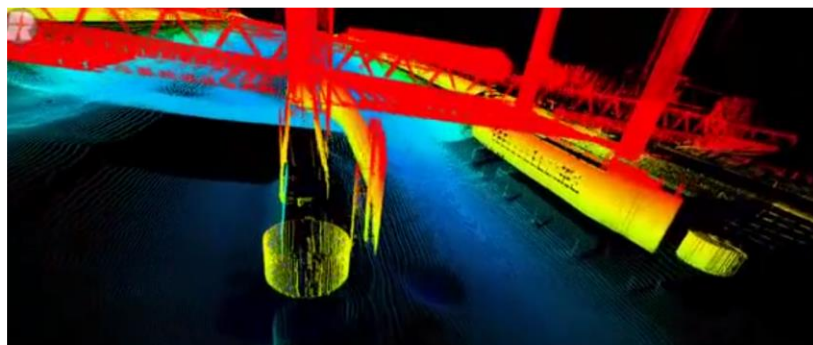


Рис. 32. Получаемые 3D модели при кинематическом сканировании.

При совмещении мобильного лазерного сканирования и данных многолучевого эхолота можно получить набор данных, отражающий как надводную инфраструктуру, например, морского или речного порта и других инженерных сооружений (облако точек лазерного сканирования), так и подводную часть (измерительные данные многолучевого эхолота). Такие работы выполняются в мире и уже не являются чем-то уникальным или диковинным с точки зрения получения результата выполненных измерений (Рис. 31, 32).

6.2. Лидарная съемка с БПЛА

Автономные беспилотные авиационные системы (БАС или БПЛА) стали в последние несколько лет еще одним из типов носителей лазерных сканеров. Ключевым фактором возможности установки сканирующих систем на БАС стал фактор уменьшения размеров сканеров до компактного и существенное снижение их веса.

Автономные БАС с фотокамерами на борту в качестве полезной нагрузки стали повсеместно использоваться последние несколько лет для получения данных при создании ортофотопланов. Основными факторами, повлиявшими на широкое распространение данного типа съёмки, явились три основных:

1) появление компактных цифровых фотокамер высокого разрешения с электронным затвором и их доступность по цене;

2) открытость рынка БАС (незарегулированность его), благодаря чему, появилось множества различных компоновок БАС, и как следствие - высокая конкуренция между производителями данных систем. В результате мы имеем большой выбор БАС по разумной цене (особенно на электротяге, как наиболее простой по своему конструктиву и доступный по цене);

3) появление программного обеспечения для полностью автоматического (без участия человека) расчёта фотомозаики и создания по ней цифровой трёхмерной поверхности, а также псевдо-облака точек (подобие лазерного сканирования).

Последние тенденции рынка таковы, что всё больше пользователей хотят получить решение с БАС (БПЛА) в качестве носителя, но уже с лазерным сканером на борту в качестве инструмента для выполнения измерений (Рис.33).

Основным останавливающим фактором в распространении данного решения является пока еще

высокая стоимость оборудования для лазерного сканирования, а также совмещённых с ним систем инерциальной навигации и позиционирования.

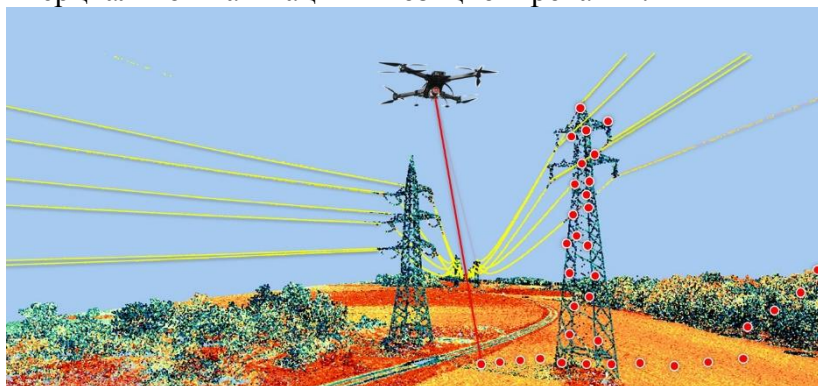


Рис. 33. Лидарная съемка с БПЛА

Суммарный вес всех компонентов (больше, чем вес малых фотокамер), в свою очередь вынуждает пользователя применять более крупные, а соответственно и более дорогие БАС, чем при установке только одной цифровой камеры в качестве полезной нагрузки. Таким образом, общая стоимость решения БАС с лазерным сканером (LiDAR-ом) может существенно отличаться от аналогичного по классу БАС, несущим только аэрофотосъёмочное оборудование, что естественно. Сравнивать данные, которые пользователь может получить при использовании в решении именно лазерного сканера можно с классическим воздушным лазерным сканированием и проводимой параллельно с ним аэрофотосъёмке. Системы лазерного сканирования устанавливаются на БАС вместе с компактными камерами (аналогичными тем, что установлены на фотограмметрические БПЛА/БАС) для получения не только облака точек лазерных отражений (ТЛО), но и фотографий. Таким образом, данные сканирования совмещаются с фотоснимками высокого разрешения, а

итоговое облако точек может быть расцвечено в натуральные цвета для дешифрирования данных. Таким решениям нет альтернативы на малых объектах, где использование пилотируемой авиации с установленным аэросъёмочным комплексом на борту экономически не оправдано и не имеет практического смысла.

Пилотируемые решения целесообразно использовать на больших объектах, где протяженность маршрута носителя измерительного комплекса (самолёт, вертолёт, автожир), составляет сотни километров. Для таких аэросъёмочных комплексов новым решением является появление батиметрических комплексов лазерного сканирования.

Батиметрические воздушные лазерные сканеры позволяют выполнять измерения, как береговой части в целях топографии, так и подводной части, с получением точек лазерных отражений от дна и от водной поверхности. Ограничения по глубине выполнения измерений батиметрическим лазерным сканером связаны в основном с прозрачностью воды (до 1.5 Секки) и рассеиванием лазерного излучения в её толще. Максимальная глубина выполнения измерений при идеальных условиях может составлять до 50 метров. Однако такой феноменальный результат обычно ограничен естественными условиями распространения лазерного излучения, которое подвержено оптическим законам.

Если говорить о местах применения батиметрических систем воздушного лазерного сканирования в гидрографии, то это, безусловно, съёмка береговой линии и прибрежный промер, являющийся очень трудоёмким и затратным по времени и по привлекаемым силам и средствам. Принимая во внимание, что данные системы параллельно со съёмкой подводной части выполняют и съёмку побережья, то это естественным

образом избавляет гидрографическую службу от применения затратных наземных методов инструментальной топографической съёмки.

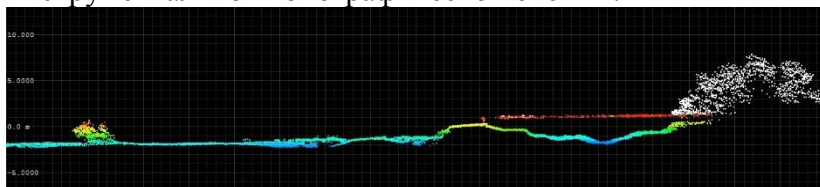


Рис. 34. Данные лазерного сканирования поверхности водоема.

В дополнение, лазерные сканеры данного типа дают сплошное покрытие данными береговой части (до уреза воды), и подводной части объекта (ниже уреза воды) (Рис. 34). Важным позитивным аспектом таких работ является то, что съёмка выполняется в сжатые сроки со скоростью производства равной скорости полёта носителя оборудования, на котором установлен лазерный сканер. Следовательно, измерения, выполненные с одного пролёта, будут выполнены при одинаковой уровенной поверхности, что не потребует дополнительной корректировки измерений за разные даты проведения измерений. Созданная трехмерная модель рельефа может служить для выполнения вычислений, расчёта параметров глубин и их изменений в различной гидрометеорологической обстановке, при разных сгонно-нагонных и приливно-отливных явлениях.

ГЛАВА 7. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЕЙ

Характер и интенсивность отступления морских берегов определяются взаимодействием гидрометеорологических, геологических, геоморфологических, гидрогеологических, техногенных факторов. Отступление берегов в значительной степени определяется многочисленными гидрологическими

факторами (колебания уровня воды, скорость и амплитуда волн включая амплитуду колебаний, ветро-волновое воздействие; вдольбереговые течения; ледовые условия и др.), исследования которых выполняется специалистами-океанологами.

В настоящем разделе изложены принципы исследования геологических, геоморфологических, гидрогеологических факторов, из которых основными являются:

1) геологическое строение береговых склонов - литологический состав, условия залегания, наличие разрывных нарушений, характер и интенсивность трещиноватости, характер слоистости, состав и мощность рыхлых отложений, состояние, физико-механические свойства пород;

2) форма и размеры береговых склонов, глубина и рельеф дна прибрежной части, генетические типы берегов, история их формирования и современное состояние;

3) другие опасные геологические процессы, вызванные или активизированные - выветривание пород, обрушения, осыпание, оползни, карст, суффозия, эрозия, оползни и др.;

4) гидрогеологические условия - наличие выходов подземных вод на береговых склонах, в их основании и на подводном склоне, их распространение, условия движения и разгрузки.

Геологические особенности берега также являются существенным фактором динамики абразии. К важнейшим из них относятся: геологическое строение берегового массива, литолого-петрографический тип пород, условия их

залегания, их размываемость, прочность структурных связей, трещиноватость, наличие геологических процессов, активизирующих абразию и т.п.

Большая роль в формировании того или иного типа берега принадлежит геологическим особенностям побережий, а именно прочности слагающих их горных пород. Неразмываемые берега, как правило, приурочены к местам развития высокопрочных кристаллических и метаморфических пород, в первую очередь весьма устойчивых к разрушающему воздействию волновых процессов. Наиболее широко такие берега распространены на окраинах кристаллических массивов в полярных и прибрежных широтах. Как правило, они представлены высокими скалистыми стенками, морскими утесами и обрывами, и столбовидными скалами.

Формирование абразионных берегов происходит практически на всех остальных породах — сильно трещиноватых, магматических и метаморфических образованиях, различных типах осадочных пород, в том числе и рыхлообломочном материале. Чем ниже прочность структурных связей пород и выше их размываемость, тем интенсивнее происходит абразия. Главный результат абразии заключается в процессе наступления моря на сушу.

С точки зрения размываемости пород О.К.Леонтьев еще в 1946 году предложил разделить все породы по степени их сопротивляемости абразии на 5 классов, по которым Ю.Д. Шуйским и Г.А. Симеоновой (1976), а затем Е. И. Игнатовым (2004, 2014) были определены показатели скорости абразии как в линейных величинах, так и в удельных объемах абразионного смыва (табл. 1, 2, 3).

Таблица 1

Классификация горных пород по степени сопротивляемости абразиву и скорости абразива (по Ю. Д. Шуйскому и Г. А. Симеоновой, 1976)

Класс	Литологическая характеристика пород	Скорость абразива, м/год		Удельный абразивный срыв, м/год	
		клиф	бенич	клиф	бенич
I	Прочные скальные кристаллические, прочные метаморфические и осадочные породы (известняки, граниты, некоторые гнейсы)	—	—	—	—
II	Изверженные метаморфизованные, метаморфические, сцементированные осадочные и эффузивные породы (гнейсы, серпентиниты, сланцы, андезиты, туфобазальты и др.)	до 0.01	до 0.001	до 1-2	?
III	Выветрелые слабопрочные осадочные и эффузивные породы (сильно выветрелые кристаллические породы, мергели, мергелистые и глинистые известняки, аргиллиты, песчаники, туфы)	до 0.2	до 0.01	до 15-20	?
IV	Полускальные и глинистые, некоторые слабо сцементированные осадочные породы (песчаники, конгломераты, глины, суглинки)	до 5-8	до 0.05	до 15-120	до 150-200
V	Рыхлые несцементированные отложения (пески, супеси, слабо уплотненные суглинки, лёсс, галечники, несцементированные гравелиты)	до 15-20	до 0.1	до 200	до 250-300

Таблица 2

Зависимость скорости абразии от прочностных свойств
берегоформирующих пород Приморского
экспериментального полигона (Игнатов, 2004) [27]

№ п/п разреза с «С» на «Ю»	Высота клифа в м	Ширина бенки в м	Виды глубина бенки в м	Объем абразии среза м ³	Слагающие породы	Возраст бенки при разном распоре ри. трансп. в тыс. лет	Время процесса абразии среза м ² /сек	Класс фи- кации по степени гипер- вд. пород	Скорость абразии в см/год	Петрографический состав слагающих пород
1.	40	70	4	1540	K ₂ Sa ²	0,6	506-1980	II	11,7	Лавы, туфославы кисл. состава
2.	50	60(175)	4(10)	1620(5250)	K ₂ Sa ²	0,6(1,5)	506 1060	V1	10(11,7)	Туфобразиты, лабобрекции
3.	40	200(90 г)	6(18)	4800- (76 00)	K ₂ Sa ²	0,9(2,7)	500-1060	V1	22,2(33,3)	-«- -«-
4.	53	100(15 г)	4(12)	2850(4875)	K ₂ Sa ²	0,6(1,8)	710-1210	V	16,7(8,2)	Туфы основного состава
5.	25	30	5	450	K ₂ Sa ²	0,75	500-1060	V1	4	Туфобразиты, лабобрекции
6.	48	40	4	1040	лX ₂	0,6	450-1680	IV	6,7	Гравиты
7.	130	70	7	3745	лX ₂	1,05	450 1680	IV	6,7	« « «
8.	250	15	15	1988	ЛЗР7	2,25	597-1970	I	0,7	Базальты, адекантобазальты
9.	99	55	17	3190	K ₂ Sa ²	2,55	500-1060	V1	2,1	Туфобразиты, лабобрекции
10	100	80	8	4530	л ₂ ар	800-1885	III	III	6,7	Туфы лапаритов
11	80	30	5	1275	Pdг	0,75	506-1980	II	4	Вулфо-лапты, вулфо-лапариты
12	50	50	7	1425	Pdг	1,05	450-1680	IV	4,8	Угавимиты лапаритового состава
13	75	50	6	2025	л ₂ ар	0,9	506-1883	III	5,5	Туфы лапаритов
14	210	60(150)	5(16)	6450(6950)	л ₂ ар	0,75(2,4)	506-1883	III	8(6,3)	-«- -«-
15	36	175(25 г)	2(15)	3325(46375)	л ₂ ар	0,3(2,25)	506-1883	III	58,3(11,1)	-«- -«-

Таблица 3

Зависимость степени устойчивости морского берега от
факторов, влияющих на его формирование
(Игнатов, Чистов, 2004) [27]

Устойчивость морских берегов		Устойчивый берег	Неустойчивый берег
Поперечный профиль	литология	Кристаллические, прочные метаморфические породы. А также, породы песчаного, песчано-галечного, гравийно-галечного состава.	Слабосцементированные осадочные породы глинистого или карбонатного состава. А также, породы песчаного, песчано-галечного, гравийно-галечного состава.
	уклон	Малые уклоны	Круглые, отвесные уклоны
	Волновое воздействие	Берега, малоизмененные волновыми процессами.	Берега, сильноизмененные морем. Сильное волновое воздействие.
Процессы, проходящие на берегах		Аккумуляция наносов.	Термическая, химическая и механическая абразия, денудация.
Элементы морфологии рельефа		Пляж, отмель подводный склон.	Клиф, бенч, прислоненный пляж, приглубый подводный склон
Динамический возраст		Берега высоких широт подвергались наименьшему абразионному воздействию.	Берега низких широт подвергались наибольшему абразионному воздействию.
Зависимость по геоморфологическому расположению.		Выпуклые части рельефа – мысы. Защищенные островами берега от интенсивного волнового воздействия.	Вогнутые части рельефа – бухты, лагуны. Открытые берега.
Наиболее интенсивное воздействие природных условий		Заращение берега маршем, наличие припайного льда.	Повышение уровня моря, морозное выветривание,

Большое значение для динамики абразии имеет характер напластования пород в береговом массиве. Наиболее быстро абразия развивается в массивах, сложенных породами с пологим углом падения от моря, и менее быстро – с пологим углом падения в сторону моря (рис. 35).

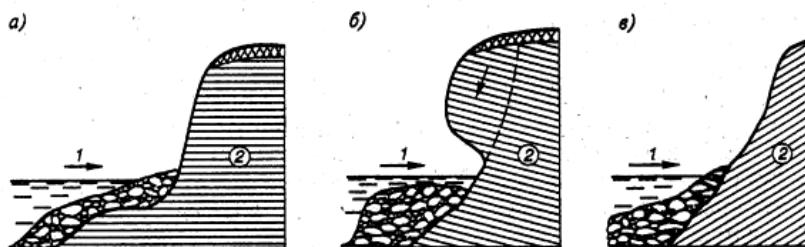


Рис. 35. Устойчивость берега моря к абразии в зависимости от напластования пород: а – средняя; б – минимальная; в – максимальная; 1 – волны; 2 – положение слоев пород [6].

Из геологических экзогенных процессов, развитых в прибрежной части и влияющих на динамику абразии, следует, прежде всего, отметить процессы выветривания и карст, склоновых процессов (оползни, обвалы, осыпи). В ходе выветривания происходит ослабление структурных связей пород, а это активизирует процесс абразии. Ослабление прочности береговых массивов может происходить и вследствие развития в них карста. Это, в свою очередь, также может активизировать абразию.

Основными природными факторами, определяющими динамику береговой криолитозоны, являются:

- термические и циркуляционные характеристики климата;
- гидродинамическая активность и колебания уровня моря;
- морфология берегов;

- мерзлотно-геологическое строение (особенности состава пород, их объемная льдистость, скопление подземного льда и пр.).

Термические и циркуляционные характеристики климата влияют на ледовую обстановку водоема, на продолжительность безледного сезона, а также на температуру воздуха.

Гидродинамическая активность и колебания уровня моря определяют продолжительность, частоту и силу штормов. Процесс эрозии берегов восточных арктических морей России реализуется при штормовых ветрах скоростью более 10 м/с, которые генерируют волнение, направленное к побережью. Совместный вклад дрейфующих льдов и частоты разрушительных штормов в динамику берегов восточных арктических морей России составляет ~70% от общего влияния всех основных факторов [15].

Морфология берегов. По мнению Brown [23], к местным территориальным различиям в скорости отступления берегов относятся: пространственное изменение высоты берегового уступа, содержание льда и органического вещества в породах склона, а также глубина моря. Л.А. Жигарев [4] показал, что для развития термоденудации большое значение имеет крутизна и длина склонов. Чем круче и короче склон, тем скорости таяния льда и выноса материала будут больше.

Мерзлотно-геологическое строение берега. В литературе имеется небольшое количество данных по изучению зависимости скорости разрушения берега от состава, строения и свойств пород, слагающих его. По мнению Ф.Э.Арэ [1], следующие мерзлотно- геологические особенности пород оказывают основное влияние на отступление берега: состав, льдистость, размываемость и распространение залежей подземного льда.

Особенности состава пород. Наиболее устойчивыми к разрушению являются берега, сложенные твердыми кристаллическими породами. К неустойчивым относятся берега, сложенные рыхлыми многолетнемерзлыми породами. Hopkins (1978) акцентировали внимание на гранулометрическом составе отложений, играющем важную роль в скорости отступления: скорость разрушения склонов, сложенных гравелистыми породами с песчаным заполнителем, значительно меньше, чем берегов, сложенных супесчано-суглинистыми пылеватыми отложениями с высоким льдосодержанием.

Льдистость пород влияет на их размыв неоднозначно. При ее увеличении затраты тепла на таяние льда возрастают, тем самым замедляя размыв берега. С другой стороны, избыточная льдистость приводит к дефициту наносов в береговой зоне, и, следовательно, усилению процесса абразии. Исследования Dallimore [24], выявляя значимость количественного содержания льда в породе при развитии береговых процессов на территории северо-западной части Канадской Арктики, показали, что наличие различных видов льда в ММП благоприятно для развития береговой эрозии. Высокое льдосодержание формирует локальные слабые участки, где береговая эрозия может развиваться со скоростями, значительно большими, чем наблюдаются на других участках побережья. Важную роль геологического строения и наличие ММП в динамике и механизме разрушения арктической прибрежной зоны отмечал А.А.Васильев. При возрастании льдосодержания от 10 до 60% скорость термоабразии возрастает от 1,7 м/год до 3,3 м/год, то есть в 1,5-2 раза. По данным М.Н. Григорьева, для моря Лаптевых скорость разрушения берега, сложенного ледовым комплексом, составляет 1,9 м/год, а не содержащего ледовый комплекс – 0,3 м/год; для Восточно-Сибирского моря скорость отступления берега, не

содержащего ледовый комплекс, такая же, а содержащего – немного ниже (1,6 м/год)/ Размываемость пород берега, сложенные льдистыми породами, могут противостоять активным гидродинамическим факторам лишь в мерзлом состоянии, а при протаивании они теряют связность и разрушаются. Показателем устойчивости пород может служить размываемость пород.

Скопление подземного льда. Еще одним из рассматриваемых факторов, связанным с составом и криогенным строением пород и влияющим на разрушение берегов, являются скопления подземного льда. Наличие мономинеральных залежей льда благоприятно влияет на развитие различных криогенных процессов: на термоабразию, термоденудацию и термокарст. Роль повторно-жильных льдов (ПЖЛ) в разрушении береговых обрывов под действием термоабразии рассматривалась Ф.Э Арэ в зависимости от состава и типа берегов. Получено, что при таянии повторно-жильного льда затрачивается почти в два раза больше тепла, чем на таяние такого же объема мерзлой рыхлой породы. Для берегов, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями древней аллювиальной равнины, размер обваливающихся блоков и длительность цикла выработки ниши при прочих равных условиях определяются размерами полигонов повторно-жильных льдов. Влияние повторно-жильных льдов на характер разрушения берегов, сложенных песчанистыми отложениями прибрежной морской равнины, весьма незначительно.

Для выявления инженерно-геологических особенностей берегов морей проводят следующие работы.

Маршрутные наблюдения проводятся для выявления и изучения основных особенностей (отдельных факторов) инженерно-геологических условий исследуемой территории.

При маршрутных наблюдениях выполняется описание естественных и искусственных обнажений горных пород (опорных разрезов), выходов подземных вод (родники, мочажины и т.п.) и других водопроявлений, искусственных водных объектов (с замером дебитов источников, уровней воды в колодцах и скважинах, температуры), проявлений геологических и инженерно-геологических процессов, типов ландшафтов, геоморфологических условий. При этом производится отбор образцов грунтов и проб воды для лабораторных исследований.

Наибольшее внимание необходимо уделять наиболее неблагоприятным для освоения участкам территории (наличие опасных геологических и инженерно-геологических процессов, слабоустойчивых и других специфических грунтов, близкое залегание грунтовых вод, высокая расчлененность рельефа и т.п.).

Маршрутные наблюдения осуществляются по направлениям, ориентированным перпендикулярно к границам основных геоморфологических элементов и контурам геологических структур и тел, простиранию пород, тектоническим нарушениям, а также вдоль элементов эрозионной и гидрографической сети.

По результатам маршрутных наблюдений намечаются места размещения ключевых участков для проведения более детальных исследований, составления опорных геолого-гидрогеологических разрезов, определения характеристик состава, состояния и свойств грунтовосновных литогенетических типов, гидрогеологических параметров водоносных горизонтов и т.п. с выполнением комплекса горнопроходческих работ, полевых и лабораторных исследований, а также (при необходимости) стационарных наблюдений.

Проходка горных выработок осуществляется с целью:

1. установления или уточнения геологического разреза, условий залегания грунтов и подземных вод;
2. определения глубины залегания уровня подземных вод;
3. отбора образцов грунтов для определения их состава, состояния и свойств, а также проб подземных вод для их химического анализа;
4. проведения полевых исследований свойств грунтов;
5. выполнения стационарных наблюдений (локального мониторинга компонентов геологической среды);
6. выявления и оконтуривания зон проявления геологических и инженерно-геологических процессов.

Буровые скважины задаются по створам, ориентированным нормально к береговой линии, как на суше, так и в пределах акватории и должны обеспечить составление геолого-литологических разрезов до глубин, отвечающих принятым расчетным схемам отступления берегов (как правило, на 5-10 м ниже уреза воды).

Лабораторные исследования грунтов выполняются с целью определения их состава, состояния, физических, механических, химических свойств для выделения классов, групп, подгрупп, типов, видов и разновидностей в соответствии с ГОСТ 25100, определения их нормативных и расчетных характеристик, выявления степени однородности (выдержанности) грунтов по площади и глубине, выделения инженерно-геологических элементов, прогноза изменения состояния и свойств грунтов.

Отбор образцов грунтов из горных выработок и естественных обнажений, а также их упаковку, доставку в

лабораторию и хранение производится в соответствии с ГОСТ12071.

Состав лабораторных исследований грунтов зависит от геологического строения берегов. При наличии песчаных отложений особое внимание следует уделять определению гранулометрического состава песков, содержанию в них крупного песчаного и гравийно-галечного материала, из которого могут формироваться береговые отмели. Следует исследовать также склонность песков к уплотнению и разжижению при динамических воздействиях. При преобладании глинистых грунтов следует определять их пластичность, плотность, консистенцию, прочностные характеристики, размокаемость и размываемость. При наличии сцементированных пород (алевролиты, песчаники) следует изучать их прочность и размокаемость. Если мерзлые грунты, то необходимо провести определение льдистости, прочности мерзлых и оттаивающих грунтов.

ГЛАВА 8. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

8.1. Метод электромагнитного зондирования становлением электромагнитного поля в ближней зоне (ЗСБ)

Метод Зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) — наиболее широко признанная и развитая технология индуктивной импульсной электроразведки (как в России, так и за рубежом), в которой наши специалисты имеют разносторонний и глубокий опыт. Возникнув более 30-и лет назад как метод структурной электроразведки, технология ЗСБ привлекла специалистов главным образом благодаря двум особенностям:

- во-первых, размеры установки зондирования могут быть в несколько раз меньше глубины исследования георазреза;

- во-вторых, результаты измерений обладают повышенной чувствительностью к изменению параметров георазреза.

С первых лет появления метода ЗСБ наши специалисты активно занимались всеми основными вопросами технологии: разработка аппаратуры, методика возбуждения и измерения поля, борьба с помехами и различными искажениями, обработка и интерпретация данных и т.д.

Как нам представляется, во всех основных вопросах состояние нашего аппаратурно-методического комплекса ЗСБ находится на мировом уровне.

8.1.1. Общие черты полевой технологии

В процессе зондирования используется установка, состоящая из незаземленных генераторной и приемной петель, расположенных на поверхности земли, размеры которых определяются требуемой глубиной исследования. Петли, в виде квадратов, располагаются, как правило, симметрично одна в другой. (Установка «петля в петле»). Процесс возбуждения поля в исследуемой среде вызывается включением — выключением тока в генераторной петле. Это поле вызывает в приемной петле ЭДС, которую называют «переходной характеристикой среды» или «сигналом становления поля». В результатах измерений этой ЭДС содержатся сведения об исследуемой среде, характеристики которой затем определяются в процессе интерпретации.

8.1.2. Задачи, решаемые методом ЗСБ

Если попытаться одной фразой охарактеризовать предназначение метода, можно сказать — «структурно-

картировочные задачи различного назначения и масштабов». Эффективность применения метода определяется дифференциацией слоев, составляющих исследуемую толщу, по удельному электрическому сопротивлению. Сама дифференциация в большинстве случаев связана с литологией и водообильностью горных пород.

Варианты технологии ЗСБ с размерами генераторных петель 0.4-1 км обеспечивают глубинность исследований до 1-3 км, что позволяет решать задачи, связанные региональным изучением территорий или с поиском нефти и газа, например:

- изучение геологического строения осадочных бассейнов;
- прогноз коллекторов, зон разломов;
- структурно-картировочные, фациально-картировочные задачи;
- исследование фундамента, выявление зон разуплотнения.

Более производительные варианты технологии, с размерами генераторных петель 20-200 м, обеспечивают глубинность до 50-500 м. Решение геокартировочных задач этого интервала глубин позволяет использовать метод в следующих областях:

- расчленение разреза и структурное картирование для задач гидрогеологии;
- инженерная геология;
- картирование разломов;
- поиск рудных объектов и кимберлитовых трубок;
- экология, картирование зон засоления, обводнения и т.д.

8.1.3. Методические особенности применения метода ЗСБ

«Необходимое слагаемое успеха — однозначность, достоверность, качество полевого материала» — один из важнейших принципов в работе.

В обеспечении этих принципов заметную роль играют ряд приемов, используемых в работе.

Предполевая подготовка аппаратуры и новых элементов разработок включает в себя всесторонние лабораторные испытания на установке (системе) тестирования аппаратуры импульсной электроразведки, созданной на основе принципов физического моделирования на металлических моделях. Благодаря этой системе в лаборатории удастся смоделировать многие особенности полевых условий измерений. Кроме того, система испытаний обеспечивает функцию собственного метрологического теста аппаратуры, программных средств обработки и интерпретации данных.

В полевой технологии измерений скрыто множество «тонких мест» и «подводных камней». Поэтому в условиях полевых работ мы используем ряд приемов самопроверки результатов измерений, обеспечивающих выявление различного рода паразитных сигналов. Сюда можно отнести сопоставление результатов, полученных при расположении приемного датчика внутри и вне генераторного контура, а также результатов, полученных при разной полярности подключения приемного или генераторного контура.

Отказ от использования совмещенной установки зондирования, поскольку она зачастую является причиной появления в измерительном тракте паразитных сигналов, затрудняющих правильную одномерную инверсию полевых данных.

В интерпретации данных опора главным образом делается на те свойства поля, которые следуют из теоретических предпосылок в классической электродинамической постановке решения задач становления. Это — программный комплекс ПОДБОР для одномерной интерпретации. На установках небольшого размера ($L < 100$ м), мы отмечаем поляризационные процессы («быстрое ВП ранних стадий», «низкочастотное индукционное ВП»), однако тезис о «сверхразрешенности кривых ЗСБ» не может быть принят как доказанный, с одной стороны, учитывая неубедительность соответствующих аргументов, с другой — учитывая многократно доказанную достоверность результатов интерпретации на основе классического электродинамического подхода вообще и комплекса ПОДБОР в частности.

В условиях неоднородных сред возможны ситуации, когда отдельные кривые зондирования отражают не только слоистую структуру разреза, но и влияние латеральной неоднородности разреза в окрестностях пункта зондирования. Так, например, если верхний проводящий слой (ВЧР) имеет латерально-неоднородное распределение продольной проводимости на исследуемой площади, то определение параметров более глубокозалегающих слоев геореза традиционными способами интерпретации приводит к серьезным ошибкам.

8.1.4. Метод ЗСБ, МПП

Зондирования методом переходных процессов (ЗМПП, МПП) и зондирования становлением (ЗС, ЗСБ) — широко применяемые геофизические электроразведочные методы для изучения геологической среды. В российской геофизической школе термин зондирования методом

становлением (ЗС) или зондирования методом становления в ближней зоне (ЗСБ) исторически используют при выполнении нефтепоисковых работ, а зондирования методом переходных процессов (ЗМПП, МПП) при рудопоисковых и инженерно-геологических изысканиях. По международной классификации оба метода относят к time-domain electromagnetics method (TDEM).

В качестве источника электромагнитного поля используется незаземленная генераторная петля, через которую пропускают импульс тока. Согласно закону Фарадея, это приводит к возникновению вихревых токов в проводящих слоях геологического разреза. Максимум плотности тока с течением времени после выключения тока, перемещается на все большие глубины, что позволяет сканировать геологическую среду. Скорость затухания вихревых токов определяется тепловыми потерями в проводнике. Все это позволяет выполнить электромагнитное сканирование геологической среды и определить удельное электрическое сопротивление геологических слоев.

В качестве приемника электромагнитного поля используются мобильные датчики или одна и та же петля, которая служит источником во время токового импульса и приемником в паузе между импульсами.

Увеличение глубины исследований выполняют путем повышения мощности источника электромагнитного поля – размеров генераторной петли и силы тока, протекающего по петле. Так, при инженерно-геологических исследованиях, с глубиной изучения разреза первые десять метров, применяется генераторная петля размерами от 5×5 м до 50×50 м и током от 1 до 4 А. При нефтепоисковых работах используется петля размерами 500×500 м и более, с силой тока не менее 100 А.

В настоящее время интенсивно развивается технология *аэроэлектроразведочных исследований*. Во время выполнения аэроэлектроразведочных работ генераторный контур с максимальным дипольным моментом до 2 млн. м²*А буксируется вертолетом на высоте около 30 м от земной поверхности. Вертолетные аэроэлектроразведочные комплексы: VTEM, HELITEM и SkyTEM, обладают глубиной исследований до 500 м и позволяют быстро и качественно выполнять исследования на сотнях и тысячах квадратных километров с целью геологического картирования, поиска рудных месторождений и решения гидрогеологических задач (Рис. 36.).



Рис.36. Аэроэлектроразведочный комплекс VTEM фирмы Geotech.

Метод зондирования становлением относится к индуктивной электроразведке, поэтому он очень хорошо работает в условиях, когда высокоомная среда вмещает проводящий объект, который является результатом поиска или исследований.

Электроразведку методом МПП и ЗСБ широко применяют для решения следующих задач:

- поиск подземных вод и гидротермальных месторождений;
- мониторинг развития гидрогеологических процессов;

- изучение геологических условий, проектирующихся и эксплуатирующихся инженерных сооружений;
- поиск и разведка рудных месторождений;
- решение нефтепоисковых задач.

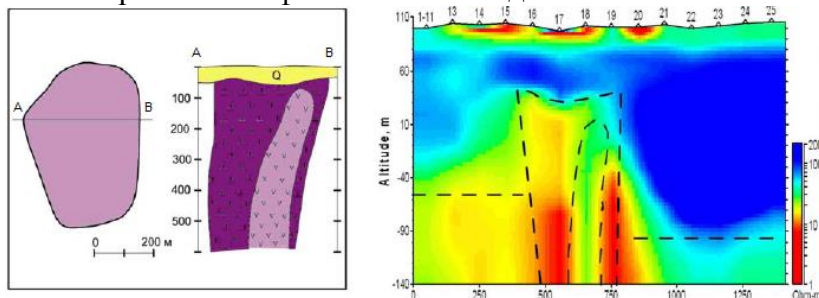


Рис.37. Пример геоэлектрического разреза через кимберлитовую трубку Ломоносовская.

Обработка полученных материалов выполняется на основе 1D инверсии в программе TDEM Geomodel, которая позволяет строить геоэлектрические разрезы (Рис. 37).

8.2. Сейсмическое микрорайонирование

Установление сейсмичности и определение количественных характеристик сейсмических воздействий (требованиям СП 14.13330.2014, изм.1) можно разделить на следующие этапы:

- установление интенсивности сейсмических воздействий для района строительства;
- уточнение исходной сейсмичности по результатам изучения тектонического строения и возможных очагов землетрясений района строительства;
- проведение на изучаемой площадке инженерно-геологических и инженерно-сейсмических изысканий в рамках, принятых при сейсмическом микрорайонировании в соответствии с нормативными и рекомендательными документами.

8.2.1. Сейсмичность района и тектоническое строение

В соответствии с пунктом 4.3* СП 14.13330.2014, изм.1 «Строительство в сейсмических районах» интенсивность сейсмических воздействий в баллах (сейсмичность) для района строительства следует принимать на основе комплекта карт общего сейсмического районирования. Указанный комплект карт состоит из трех типов карт уровней степеней сейсмической опасности. Карты типа А используются при массовом строительстве. Карты типа В и С – при строительстве объектов повышенной ответственности и особо ответственных объектов (в соответствии с ГОСТ 27751-88 «Надежность строительных конструкций и оснований»). Указанная на картах сейсмическая интенсивность относится к участкам со средними по сейсмическим свойствам грунтами (II категории).

Согласно картам сейсмического районирования полуостров Крым располагается в зоне 8-ми бальной сейсмичности по шкале MSK-64 (Рис. 38).

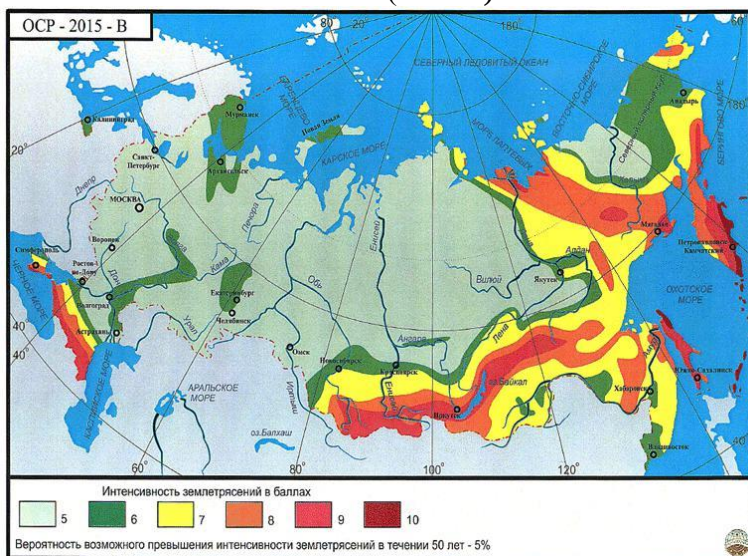


Рис.38. Карта ОСР-2015-В Российской Федерации

Существенную роль в строении Крыма играют разломы глубокого заложения. Поперечные (относительного общего структурного плана Крымского мега-антиклинория) разломы: Гурзуфский, Молбайский, Ялтинский и Кучук-Мойский, имеющие северо-западное простирание, в современном врезе трассируются системами сбросо-сдвигов с близвертикальными смесителями. Наиболее древняя активизация отмечена в среднеюрское время, о чем свидетельствуют характерные для этого возраста вторичные изменения в зонах дробления. Деформации террасовых уровней и вовлечение в подвижки позднечетвертичных суглинков свидетельствуют о новейшем возрасте последней активизации разломов (Рис.39).

Неотектоническая обстановка на ЮБК характеризуется сложными дифференцированными вертикальными движениями земной коры при общем поднятии Главной гряды Крымских гор и опускании материковой отмели и нижней части склона (скорость опускания у берегов Ялты составляет 1,1 мм/год, у Алушты - 1,4 мм/год), что обуславливает большую крутизну южнобережного склона и высокую интенсивность протекающих на нем экзогеодинамических (в частности, оползневых) процессов. Помимо того, вдоль береговой линии происходят дифференцированные движения поперечных (относительно простирания Главной гряды) тектонических блоков.

Поскольку для участков относительных поднятий и относительных опусканий интенсивность и направленность склоновых процессов различны, то при инженерно-геологическом анализе природных условий развития оползневых процессов учет особенностей вертикальных движений земной коры на исследуемом участке побережья является обязательным.

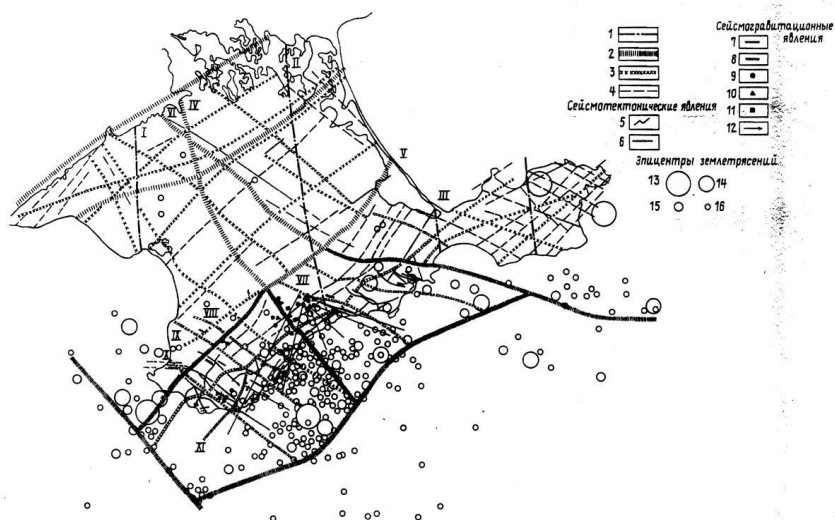


Рисунок 39. Сейсмостектоническая карта Крыма.

Составили: Л.С. Борисенко, Н.Н. Новик, Э.П. Тихоненков с использованием материалов Г.П. Горшкова, Т.Н. Добровольской, В.Н. Дублинского, И.И. Попова, Б.Г.Пустовитенко, В.Б. Соллогуба, В.Е. Кульчицкого. 1 - Глубинные разломы с последней активизацией в мезозое: I - Скадовско-Евпаторийский, II-Орехово-Павлоградский, III-Корсак-Феодосийский; 2 - глубинные разломы, активизировавшиеся в неотектонический этап развития Крыма: IV-Салгиро-Октябрьский; V - Крымский, VI - Крымско-Кавказский; сгущение линий соответствует зонам новейшей активизации; 3 - разломы глубокого заложения, активизировавшиеся в неотектонический этап: VII- Молбайский, VIII-Гурзуфский, IX - Ялтинский, X-Кучук-Койский, XI -Демерджиинский; сгущение условных знаков соответствует зонам новейшей активизации; 4 - кластические дайки. 5-6 - сейсмостектонические явления: 5 - разрывные нарушения со следами катастрофических подвижек, прослеженные на суше; 6 - разрывные нарушения со следами катастрофических подвижек, выявленные геолокацией на шельфе. 7-12 –сейсмо-гравитационные явления: 7 - обвалы; 8 - оползни; 9 - глыбово-обвальные накопления в карстовых полостях; 10 - смещенные натечные колонны; 11 - разрушенные крепости, храмы; 12 - направления на эпицентры землетрясений, вызвавших смещение натечных колонн. 13-16 - эпицентры землетрясений: 13 - M = 6,0-6,9; 14 - M = 5,0-5,9; 15 - M = 4,0-4,9; 16 - M < 3,9.

Южный Берег Крыма характеризуется высокой сейсмической активностью, которая составляет в среднем 8 баллов, но местами может быть повышена или понижена на 1-2 балла. Землетрясения, приводящие к разрушению структурных связей в породах и к возникновению в склоне дополнительных сдвигающих усилий, являются одним из факторов оползнеобразования. Причем сейсмическое воздействие на оползневый склон носит кумулятивный характер и зависит от степени подготовки склона к смещению воздействием других факторов. Особенно сильно сказываются землетрясения на устойчивости склонов, в строении которых участвуют выветрелые тонкочешуйчатые аргиллиты, в связи с резким снижением их прочности при вибрации.

Морская абразия является одним из существенных факторов оползнеобразования на ЮБК, вызывая ухудшение напряженного состояния на береговых склонах и формирование на них оползневых процессов. Но значение ее различно для оползней разных типов, размеров (длины), формы, разного строения оползневой толщи и т. д. Она является основным фактором развития небольших прибрежных «абразионных» оползней, но для крупных оползневых систем существенное значение имеет лишь для их нижних, приморских ступеней (структурно-тектонических элементов), находящихся в зоне непосредственного воздействия волноприбоя. На развитие оползней - «потоков» и сплывов она практически не влияет. Основными природными факторами оползнеобразования на ЮБК являются: деятельность подземных вод (они оказывают на породы склона гидростатическое и гидродинамическое давление, а также приводят к уменьшению прочности пород вследствие увлажнения и выщелачивания); воздействие моря (абразия, динамическое воздействие на склон штормового волнения); речная и

овражная эрозия; землетрясения; интенсивно протекающие на склоне процессы разгрузки и выветривания флишевых пород, приводящие к образованию в склоне (в том числе на больших глубинах) весьма слабых пород - мелкочешуйчатых аргиллитов, способных при вибрации (сейсмического происхождения или же искусственной) переходить в текучее состояние.

Оползневые процессы благоприятствуют современным тектоническим движениям, поддерживающим общую большую крутизну склона, создающие в нем участки ослабленных, раздробленных пород и участки повышенных напряжений и обуславливающие интенсивное протекание на склоне различных экзогеодинамических процессов. Развитию оползней также способствует инженерно-хозяйственная деятельность человека, а именно: искусственное обводнение пород; искусственные пригрузки или подсечки склонов, приводящие к локальным перенапряжениям на склонах, находящихся в состоянии предельного равновесия; обнажение коренных пород при подсечках склонов, приводящее к усилению выветривания пород; сотрясения, создаваемые движущимся транспортом, работой механизмов и взрывами.

В соответствии со схематической картой неотектонического районирования [19] территория изысканий входит в пределы Причерноморской впадины. Причерноморская впадина представляет собой широкую (до 400 км) полосу докембрийского фундамента к югу от Украинского щита, погребенную под отложениями осадочного чехла; выделяется в качестве восточной части Причерноморской плиты Восточно-Европейской платформы. Южной ее границей является Скифская плита эпигерцинской платформы; западная часть отделяется Евпаторийско-Криворожско-Кременчугским разломом; на востоке она граничит с Приазовским блоком. В разрезе

восточной части Причерноморской впадины выделяется восемь структурных этажей, между ними эрозионные и азимутальные несогласия: верхнебарремско-альбский; сеноманско-коньякский; сантонско-маастрихтский; датско-нижнеэоценовый; среднеэоценово-олигоценовый; верхнемиоценовый-плиоценовый и антропогенный.

Современная поверхность фундамента Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы имеет несколько гипсометрических уровней - ступеней погребенного рельефа, представляющих собой блоки фундамента осложненные, как правило, депрессиями и выступами изометрической или линейной формы. Линейные депрессии и выступы в большинстве случаев генетически связаны с разломами. По различию глубины залегания фундамента, его раздробленности, характеру и мощности осадков, покрывающих фундамент, можно выделить на склоне Восточно-Европейской платформы активизированную зону шва сочленения со Скифской плитой, слабо активизированную зону присклоновой части Украинского щита и внутреннюю часть Причерноморского склона. Активизированная зона Причерноморского склона Восточно-Европейской платформы, примыкающая с севера к краю Скифской плиты эпигерцинской платформы, характеризуется залеганием пород фундамента на глубине от 3000 до 10000 м. В ее пределах находится ряд грабенообразных впадин, время образования которых определяется возрастом заполнивших их осадков. Триасово-юрские и меловые основные и средние эффузивы приурочены к зонам разломов, ограничивающих грабены. Последние в геофизических полях характеризуются гравитационными минимумами силы тяжести. Грабены приурочены к системе глубинных разломов, являющихся границей Восточно-Европейской платформы. Граница платформы проводится, согласно Н.С Шатскому, по

северному крылу Тарханкутского валообразного поднятия. Тарханкутско-Джанкойская система платформенных дислокаций разделяет добайкальскую и эпигерцинскую плиты. Кристаллические породы фундамента (граниты, гнейсы, мигматиты) вскрыты в районе сел Новоалексеевка и Аверьяновка на глубинах 2500-2600 м в 70-80 км севернее указанной границы. На участках Тарханкутского, Евпаторийско-Симферопольского, Новоцарицинского и Северо-Азовского поднятий глыбы эпигерцинской платформы по разломам надвинуты на глубоко опущенные участки внешней активизированной зоны Причерноморского склона платформы. На рисунке 40 изображена карта-схема тектоники Крыма и прилегающих территорий.



Рис. 40. Карта-схема тектоники Крыма и прилегающих территорий.

Условные обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Скифская плита, 3 – складчатые сооружения горного Крыма; 4 – основные тектонические швы; 5 – субмеридиональные разломы (А – Криворожско-

Евпаторийский, Б – Белозерский, В – Орехово-Павлоградско-Новоцарицынский, Г – Корсакско-Феодосийский); 6 – границы основных структурно-тектонических элементов; 7 – локальные поднятия, 8 – тектонические структуры: I – Северо-Крымский прогиб, II – Каламитское поднятие, III – Новосёловское поднятие, IV – Альминская впадина, V – Симферопольское (Центрально-Крымское) поднятие, VI – Азовский вал, VII – Южно-Азовская ступень, VIII – Индольский прогиб, IX – Керченско-Таманский.

8.2.2. Изучение возможных очагов землетрясений на Крымском полуострове

Очаги наиболее сильных землетрясений Крыма находится в пределах земной коры на глубинах 10 – 40 км и образуют сравнительно узкую зону, протянувшуюся от Севастополя до Анапы, в основном параллельно Южному берегу Крыма (ЮБК) (Рис.39). Региональный каталог Крыма содержит сведения о 3800 землетрясений в диапазоне амплитуд $M=0-7,8$ с древнейших времён до 2004г. За три тысячелетия известно 10 землетрясений с магнитудами более 6 и интенсивностью сотрясений в эпицентре $I \geq 8$ баллов. Следы сильных сейсмических воздействий обнаружены в археологических памятниках и палеосейсмодислокациях (Рис.41).

Крупнейшие Крымские землетрясения:

- Землетрясение 1341 г., при этом водами Чёрного моря была затоплена часть суши.

- В конце XV века, когда землетрясение обрушило гору и крепость у Ялтинского мыса, и опустение Ялты длилось 70 лет.

- Землетрясение 11 октября 1869 года (эпицентр в районе Судака силой 7-8 баллов, которое охватило весь

Крым, при этом в Судаке и Таракташе были повреждены и разрушены многие постройки)

- Землетрясение 25 июля 1875 г. (силой 7-8 баллов с эпицентром вблизи Севастополя вызвало в нем повреждение домов, трещины в инкерманских маяках и в куполе церкви Георгиевского монастыря).

- Ялтинские землетрясения 25 июня 1927 года 7 баллов и 11 сентября - того же года - 8 баллов. Разрушению подверглось 70% всех строений, материальный ущерб составил 25 млн. рублей.

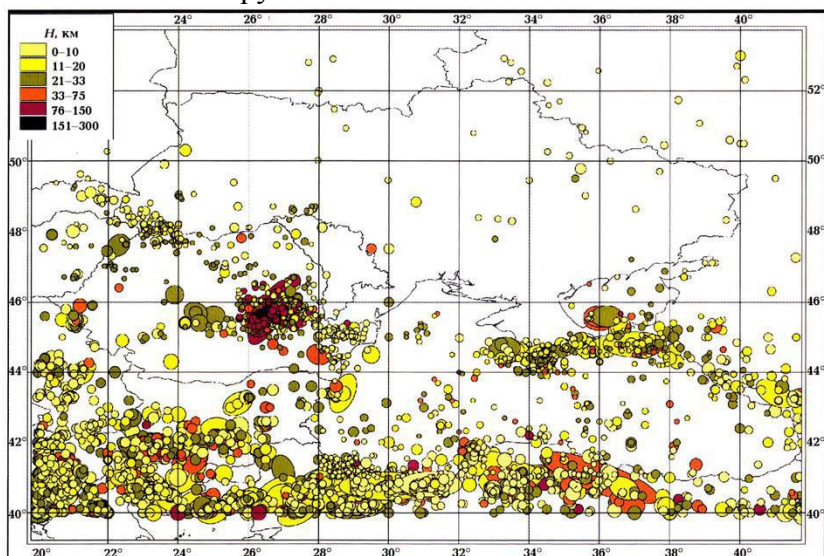


Рис. 41. Карта положения эпицентров землетрясений Крыма сопредельных территорий. Эпицентры землетрясений с магнитудами $M \geq 6,5$ показаны эллипсами с размерами очагов землетрясений. Градация по глубинам очагов ($H, \text{км}$) показана соответствующим цветом.

Большинство эпицентров крымских землетрясений находится в Черном море на участке между Ялтой и Гурзуфом. Очаги землетрясений находятся преимущественно на глубине от 10 до 40 км, они сосредоточены в крутой части склона черноморской

впадины на глубинах между 200 и 2000 м. Большинство эпицентров заключено между материковой отмелью и плоским дном глубоководной впадины Черного моря. Поднятие Крымских гор связано с движением под их основание дна Черного моря. Переработка пород передовой части плиты Черного моря в шовной зоне образовала целую цепочку интрузивных тел. Это горы Пиляки, Аю-Даг, Шарха, Кастель и другие. Самая мощная катастрофа взорвала вулкан Карадаг.

Вторая линия мощного широтного разлома прошла по линии Бахчисарай – Симферополь, где также произошло множество интрузий. Граница материковой отмели и крутого склона морской впадины представляет собой место соприкосновения участков земной коры, испытывающих противоположно направленные современные вертикальные движения. Они идут неравномерно, сопровождаются толчками, то есть землетрясениями.

На территории Крымского полуострова проявляются землетрясения и с очагами, удаленными от него на многие сотни, а то и тысячи километров. Например, разрушительные землетрясения последних десятилетий и лет в Румынии, Турции, Ираке докатываются до Крыма и дают себя знать толчками силой в 2-4 балла. Это приводит к качанию люстр и дрожанию посуды. Самое древнее на территории Крыма землетрясение, подтвержденное источниками — Пантикапейское землетрясение.

Самые известные и самые разрушительные землетрясения случились в 1927 году. Первое из них произошло днем 26 июня. Сила землетрясения 26 июня составила на Южном берегу 6 баллов. Оно не вызвало сколько-нибудь серьезных разрушений и жертв, однако в результате возникшей в некоторых местах паники не обошлось без пострадавших. В горах произошли обвалы и

оползни, следы которых, как, например, на горе Демирджи и в горах под Судаком находят и сейчас.

Сильные разрушения наблюдались и в Симферополе, многие деревни в предгорной и степной части Крыма были превращены в груды развалин. Землетрясение продолжалось несколько дней, даже 15 сентября еще ощущались его толчки. Тогда Крым покинули все курортники. Большинство воспоминаний об этих днях содержат слова о том, что пережитое ими просто «не поддается описанию». Наиболее мощные толчки привели к разрушениям построек прибрежной полосы суши от Алушты до Севастополя. В Алуште были повреждены гостиницы и Генуэзская башня, в Алушке — Воронцовский дворец и мечеть.

Образовались завалы на шоссе под Ореандой, сильно пострадало село Оползневое, произошли обвалы на горе Кошка. В районе Ялты пострадало 70 % построек, в самом городе были повреждены гостиницы «Россия», «Ялта», жилые дома.

8.2.3. Уточнение сейсмических воздействий по результатам сейсмического микрорайонирования

Для оценки приращения балльности используются методы инженерно-геологических аналогий, метод сейсмических жесткостей (МСЖ), измерение микросейсм (метод Накамуры) и расчетные методы.

Для площадок изысканий определяются физическо-механические свойства грунтов. На пример, грунтовый массив до глубины 20 метров сложен грунтами I, II и III категории.

Значения сейсмической жесткости получены по данным проведенных сейсморазведочных работ. Мощность верхнего слоя, сложенного грунтами II и III категории, составляет 1-3

метра, поэтому можно считать, что большая часть разреза сложении грунтами I категории.

Таблица 4

Номер слоя	Сейсмическая жесткость, г\см ³ *м\сек	Категория грунта по сейсмическим свойствам (СП 14.13330.2014, изм.1)
Продукты выветривания известняка: щебень, дресва.	353-525	II
Продукты выветривания известняка: известковая мука	316	III
Известняк выветрелый.	1825-2150	I

8.2.4. Метод сейсмических жесткостей

Оценка приращений сейсмической интенсивности по МСЖ проводилась путем сравнения значений сейсмических жесткостей изучаемых и эталонных грунтов, с учетом влияния обводнённости разреза и возможных резонансных явлений.

Исходная (фоновая) балльность эталонного разреза, как ранее указывалось, составляет 8.0 по шкале MSK-64.

Суммарное приращение сейсмической интенсивности относительно исходной рассчитывается по формуле:

$$\Delta J = \Delta J_c + \Delta J_v + \Delta J_{рез}$$

Где:

ΔJ_c - приращение сейсмической интенсивности за счет различия сейсмической жесткости грунтов на изучаемом и эталонном участках;

$\Delta J_{\text{в}}$ - приращение сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов на изучаемом участке при обводнении (водонасыщении);

$\Delta J_{\text{рез}}$ - приращение сейсмической интенсивности за счет возможного возникновения резонансных явлений при резком различии сейсмических жесткостей в покрывающей и подстилающей толще пород изучаемого разреза.

Расчет приращения ΔJ_c

Приращение сейсмической интенсивности за счет различия грунтовых условий определяется по формуле:

$$\Delta J_{c_s} = 1.67 \cdot \lg \frac{\overline{V_{s0} \rho_0}}{\overline{V_{si} \rho_i}}$$

$\overline{V_{s0} \rho_0}$ - средневзвешенные сейсмические жесткости грунтов в эталонной точке;

$\overline{V_{si} \rho_i}$ - средневзвешенные сейсмические жесткости грунтов на пикетах сейсмического профиля.

Средневзвешенная сейсмическая жесткость пачки слоев определяется по формуле:

$$\overline{\rho V} = \frac{\sum (\rho_i V_i) h_i}{\sum h_i}$$

Где h_i – толщина i -го слоя пачки в метрах.

В соответствии с требованиями **СП 14.13330.2014, изм.1**, оценку приращений балльности по МСЖ следует проводить на основе измерения скоростей распространения сейсмических волн и средних значений плотности в верхней толще изучаемого и эталонного грунта. При этом мощность

расчетной толщии принимается равной 10 м, считая от планировочной отметки.

Параметры эталонного грунта были выбраны равными для поперечных волн:

$$\rho_{\text{эт}} = 1,7 \text{ г/см}^3 \quad V_{\text{эт}} = 350 \text{ м/сек}$$

и для продольных волн:

$$\rho_{\text{эт}} = 1,7 \text{ г/см}^3 \quad V_{\text{эт}} = 350 \text{ м/сек}$$

Расчет приращения балльности проводился по значениям поперечных и продольных волн.

Расчет приращения ΔJ_b

Приращение сейсмической интенсивности за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов при водонасыщении определяется по формуле

$$\Delta J_b = K e^{-0,04h^2}$$

где

K - коэффициент, зависящий от литологического состава грунтов, для исследуемого разреза принимаемый равным 0.5.

h - расчетное положение уровня грунтовых вод. Ввиду того что в верхней части разреза отсутствует выраженный уровень грунтовых вод, приращение за положение уровня грунтовых вод не рассчитывалось.

Приращение сейсмической интенсивности за счет резонансных явлений $\Delta J_{\text{рез}}$

Рассчитывается при наличии в разрезе однородного слоя песчаных, глинистых или крупнообломочных грунтов с содержанием песчано-глинистого заполнителя более 30%, подстилаемых скальными породами, характеризующимися значительно большими по сравнению с покрывающими отложениями значениями сейсмических жесткостей. Поскольку для изучаемого разреза резонансные частоты находятся в интервале частот 23-26 Гц, влияние резонанса для сооружений можно не учитывать.

Таким образом, приращение балльности рассчитывалось по формуле $\Delta J = \Delta J_c$

Параметры грунтового разреза и значения приращения балльности рассчитанные по методу сейсмических жесткостей для дневной поверхности приведены в Таблице 5.

Для предполагаемой планировочной отметки -2,0 м расчет приращения балльности приведен в Таблице 6

На основании результатов инженерно-геологических изысканий и сейсморазведочных работ значение сейсмическая интенсивность участка работ следует принимать равной 7 баллам.

Таблица 5

№	Тип волн	V1, м\с	V2, м\с	H1, м	H2, м	Јср_10 м, г\см3м\с	Плотн. ть, г\см3	Јжр, балл	Јжс, балл	Јсум, балл
1	P	696	2044	3,00	7,00	3361	1,85	-0,9		7,1
	S	282	1043	2,20	7,80	1795	2,05		-0,8	7,2
2	P	415	1821	1,90	8,10	3185	1,85	-0,8		7,2
	S	171	1008	2,10	7,90	1706	2,05		-0,8	7,2
3	P	536	1796	1,90	8,10	3191	1,85	-0,8		7,2
	S	284	993	1,80	8,20	1774	2,05		-0,8	7,2
4	P	381	1655	3,20	6,80	2557	1,85	-0,7		7,3
	S	262	1009	1,10	8,90	1900	2,05		-0,8	7,2
5	P	415	1169	2,00	8,00	2087	1,85	-0,5		7,5
	S	191	890	2,00	8,00	1538	2,05		-0,7	7,3
6	P	289	1684	1,30	8,70	3080	1,85	-0,8		7,2
	S	243	1049	1,70	8,30	1870	2,05		-0,8	7,2

Таблица 6

№	Тип волн	V1, м\с	V2, м\с	H1, м	H2, м	Јср_10м, г\см3м\с	Плотн. ть, г\см3	Јжр, балл	Јжс, балл	Јсум, балл
1	P	696	2044	1,00	9,00	3900	1,85	-1,0		7
	S	282	1043	0,20	9,80	2106	1,95		-0,9	7,1
2	P	415	1821	0,00	10,00	3733	1,85	-0,9		7,1
	S	171	1008	0,10	9,90	2049	1,95		-0,9	7,1
3	P	536	1796	0,00	10,00	3682	1,85	-0,9		7,1
	S	284	993	0,00	10,00	2036	1,95		-0,9	7,1
4	P	381	1655	1,20	8,80	3070	1,85	-0,8		7,2
	S	262	1009	0,00	10,00	2068	1,95		-0,9	7,1
5	P	415	1169	0,00	10,00	2396	1,85	-0,6		7,4
	S	191	890	0,00	10,00	1825	1,95		-0,8	7,2
6	P	289	1684	0,00	10,00	3452	1,85	-0,9		7,1
	S	243	1049	0,00	10,00	2150	1,95		-0,9	7,1

8.2.5. Измерение микросейсмического поля

Измерения параметров поля микросейсм проводится с помощью аппаратного комплекса «Дельта-03-м» производства ООО «ЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ» г. Раменское (Рис. 42) с использованием трехкомпонентного велосиметра СПВ-3К.



Рис. 42. Комплект автономной сейсмологической аппаратуры для регистрации параметров вибрационного поля.

Для оценки параметров поля микросейсм велосиметр устанавливается на грунт и выравнивался по уровню. Положение точек наблюдения на местности выбиралось исходя из условия равномерности сети наблюдений и доступности для оператора. Длительность измерений в каждой точке, согласно действующим

рекомендациям (SESAME, 2004) и опыту аналогичных работ, составляет порядка 20 минут (для частот не ниже 0,1 Гц).

Запись данных с велосиметров проводилась на встроенный жесткий диск прибора «Дельта-03-М».

Замер микросейсм проводился на 6 точках. Положение точек измерений показано на схеме (Рис. 43).



Рис.43. Схема расположения точек измерения микросейсм.

Обработка полевых данных проводилась с помощью программного комплекса «Вибро-ВН», являющегося разработкой ООО «НИИ ГЕОТЕХ» (см. Рис.44).

Возможности программного комплекса «Вибро-ВН»:

1. Визуализация измеренных данных, определение амплитудных и временных параметров записи;
2. Оценка спектральной плотности сигнала с помощью преобразования Фурье;

3. Оценка плотности спектральной мощности методом Уэлча (для случайных сигналов);
4. Расчет действующего, среднего и максимального значений амплитуды сигнала, преобладающей частоты, коэффициента пространственного затухания и нормированной площади спектра.
5. Частотная фильтрация и удаление постоянной составляющей;
6. Построение спектрограмм для спектров Фурье и Уэлча.
7. Построение пространственных годографов для полного вектора вибрации.
8. Расчет функции взаимной корреляции и автокорреляции;
9. Расчет отношений спектральных компонент и построение фазовых портретов.
10. Определение добротности колебаний.



Рис.44. Рабочее окно программного комплекса «Вибро-ВН»

В ходе полевых работ регистрировались три компоненты виброускорения (Рис.45)

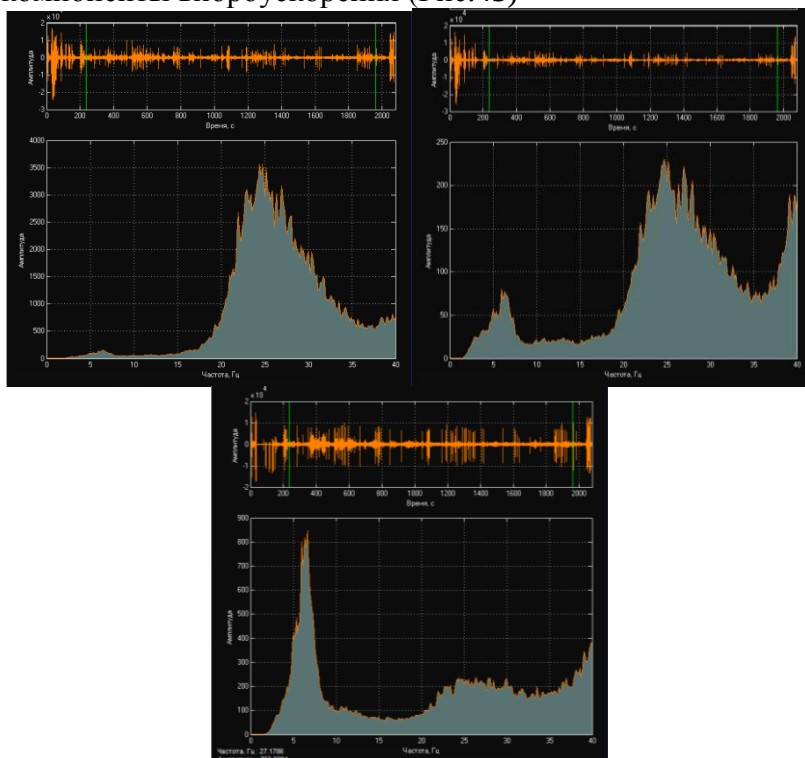


Рис.45. Регистрация X,Y и Z компонент виброускорения

Наблюдаемое поле микросейсм содержит довольно интенсивную техногенную компоненту, которая представлена, в основном, объемными волнами. Поэтому записи микросейсм в ходе обработки подвергались частотной и пространственной фильтрации (Рис. 46.).

Данные обстоятельства заметно осложняют обработку и интерпретацию получаемого материала. Наличие локальных техногенных помех явилось причиной выбора метода Накамуры обработки микросейсм, который показывает лучшую сходимость результатов в данных условиях (Рис.47).

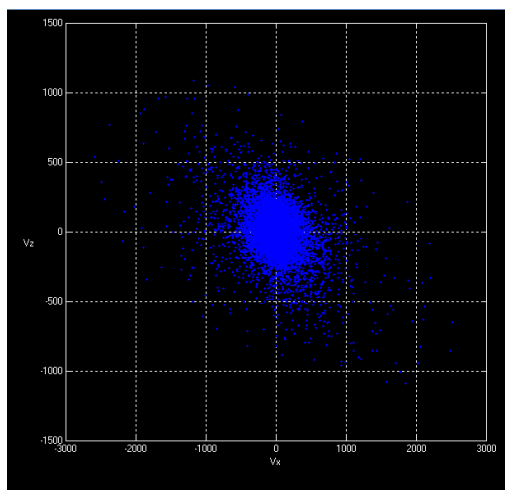


Рис.46. Пространственный годограф микросейсмического поля.
Плоскость V_x - V_z .

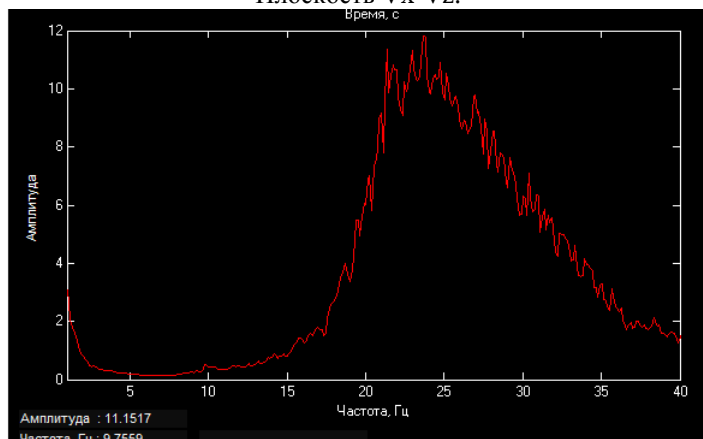


Рис. 47. Спектр Накамуры (точка 1)

Физические основы способа Накамуры заключаются в расчете отношений спектральных амплитуд, полученных в горизонтальной плоскости, к соответствующим амплитудам на спектре вертикальных колебаний. Основой для таких оценок также служат обычные трехкомпонентные измерения микросейсмического фона.

Теоретические основы метода достаточно просты и позволяют сопоставить полученные отношения с реальными усилениями грунтов, получаемыми стандартной методикой расчета. Рассматривая функцию усиления исследуемых грунтов совместно с аналогичной функцией для вертикальных колебаний, Накамура делает предположение, что последняя подвержена влиянию грунтовых условий незначительно, за исключением случая прохождения поверхностных волн. Таким образом, отношение спектров вертикальных колебаний на исследуемом (S_{Vi}) и эталонном ($S_{Vэ}$) грунте:

$$R_{Viэ} = \frac{S_{Vi}}{S_{Vэ}} \quad (4)$$

будет существенно больше 1 только за счет усиления волн Рэлея. То есть, если не принимать во внимание поверхностные волны, то функция $R_{Viэ}$ будет близка к 1, что подтверждается на практике для достаточно широкого диапазона частот. Если также предположить, что амплитуды горизонтальных и вертикальных колебаний на эталонных грунтах достаточно близки по своим значениям:

$$R_{HVэ} = \frac{S_{Hэ}}{S_{Vэ}} \approx 1, \quad (5)$$

то функция

$$R_{HViэ} = \frac{R_{Hiэ}}{R_{Viэ}} = \frac{S_{Hi}}{S_{Vi}} \frac{S_{Vэ}}{S_{Hэ}} = R_{HVi} / R_{HVэ} \approx R_{HVi}, \quad (6)$$

где

$$R_{HVi} = \frac{S_{Hi}}{S_{Vi}}, \quad (7)$$

будет представлять усиление грунтов при прохождении объемных волн, опираясь только на измерения, выполненные на исследуемом участке.

Способ измерения микросейсм считается вспомогательным способом, позволяющим достоверно определить собственные колебания грунтовой толщи (Таблица 7).

Таблица 7

№	Площадь нормированного спектра	Средневзвешенная частота, Гц	Максимальная Амплитуда, мм/сек ²	Собственные частоты грунтовой толщи, Гц	
1	0,37	27	9,3	9,0	24
2	0,38	24	14,1	4,0	18
3	0,23	18	0,9	5,0	33
4	0,24	20	3,3	9,0	25
5	0,31	28	2,6	4,0	26
6	0,31	22	1,5	11,0	25
контроль	0,34	21	8,6	11,0	25

При определении приращения балльности значения обычно имеют сильный разброс. Это связано с тем, что измеряемый сигнал является случайной величиной и оценка ее с помощью спектра Фурье является несостоятельной. Из теории случайных сигналов известно, что в том случае необходимо использовать оценку плотности спектральной мощности. По значениям спектрального отношения поперечных компонент к продольной (спектра Накамуры) определялось приращение балльности. Приращение балльности определялось для двух интервалов собственных частот:

-18-33Гц, соответствующим жесткой границе на глубине в интервале глубин 1-3 метра;

-4-11 Гц, соответствующим жесткой границе на глубине в интервале глубин 22-60 метров;

Результаты приведены в Таблице 8.

Из таблицы видно, что полученные значения имеют сравнительно небольшой разброс и хорошо согласуются с оценками, полученными спомощью метода жесткостей.

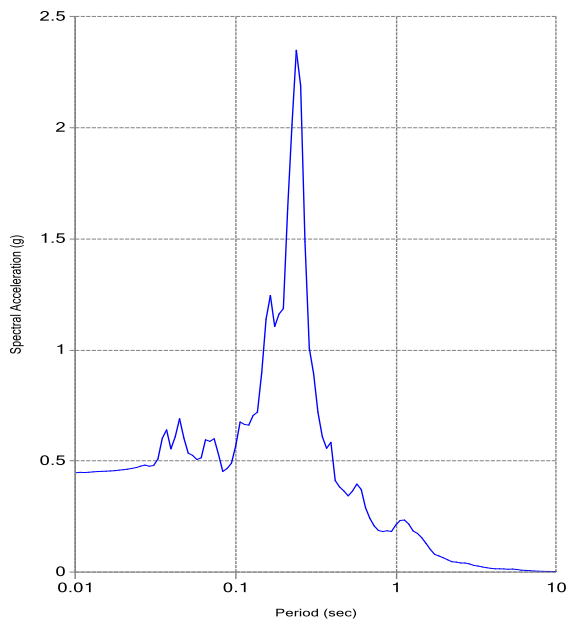
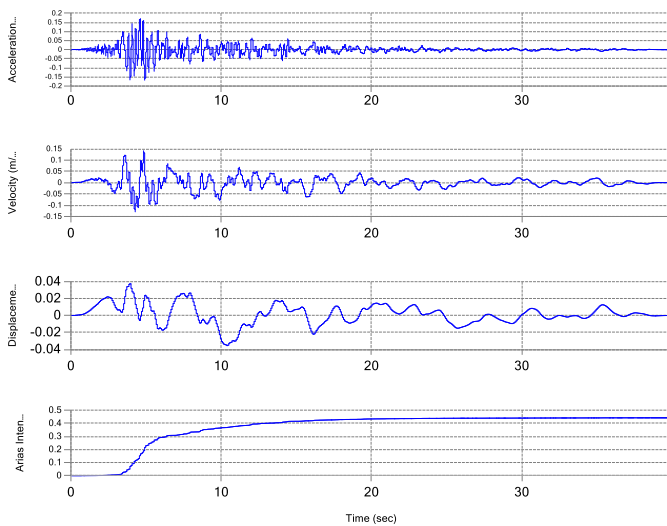
Таблица 8

№	Резонансная Частота, Гц	Амплитуда, Дб	ΔI , балл	I, балл	Резонансная Частота, Гц	Амплитуда, Дб	ΔI , балл	I, балл
1	24	10	-0,5	7,5	9,0	0,3	-1,3	6,7
2	18	5,7	-0,6	7,4	4,0	0,81	-1,0	7,0
3	33	1	-1,0	7,0	5,0	0,6	-1,1	6,9
4	25	2,7	-0,8	7,2	9,0	3,5	-0,7	7,3
5	26	10	-0,5	7,5	4,0	0,5	-1,2	6,8
6	25	3	-0,8	7,2	11,0	1	-1,0	7,0
контроль	25	3	-0,8	7,2	11,0	1	-1,0	7,0

8.2.6. Моделирование воздействия от сценарного землетрясения

Для получения АЧХ грунтов использовался метод конечных элементов. Моделировалось воздействие от землетрясения, которое подбиралось таким образом, чтобы при воздействии на эталонный разрез сейсмическая балльность последнего составила величину 8,0, определенную ранее в качестве исходной. Полученные результаты приведены ниже на рисунках (Рис.48).

В результате проведенных на участках инженерно-геологических и геофизических изысканий была составлена усредненная сейсмологическая модель, по которой рассчитывались параметры сценарных землетрясений (Таблица 9).



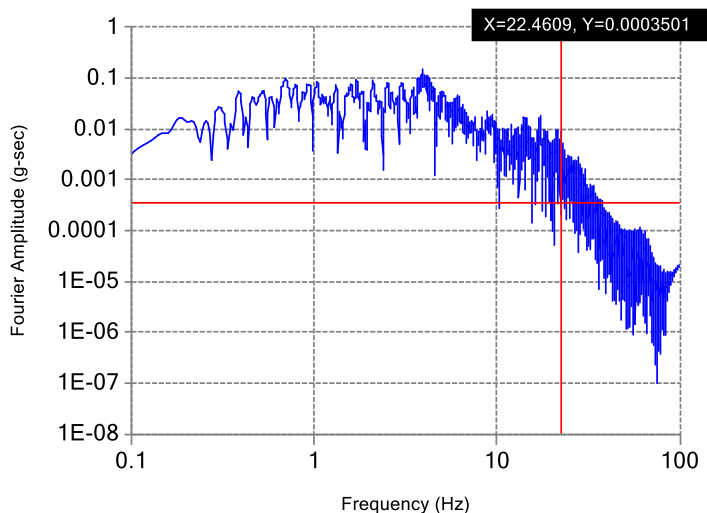


Рис.48. Значения ускорения-1 (g), скорости-2 (м\сек), перемещения-3 (м), коэффициента динамичности-4, преобладающих периодов-5 (сек) и амплитудного спектра Фурье-6 для эталонного грунта.

Таблица 9

№	Мощность слоя, м	Vs, м\сек	Плотность, г\см ³	Литология
1	2,0	200	1,85	Щебень, дресва
2	40,0	1000	2,05	Известняк выветрелый
3	---	2000	2,25	Известняк монолитный

Результаты расчетов приведены на Рисунке 49

В данном случае значения параметров колебаний грунта соответствует по шкале сейсмичности 7,4 баллам.

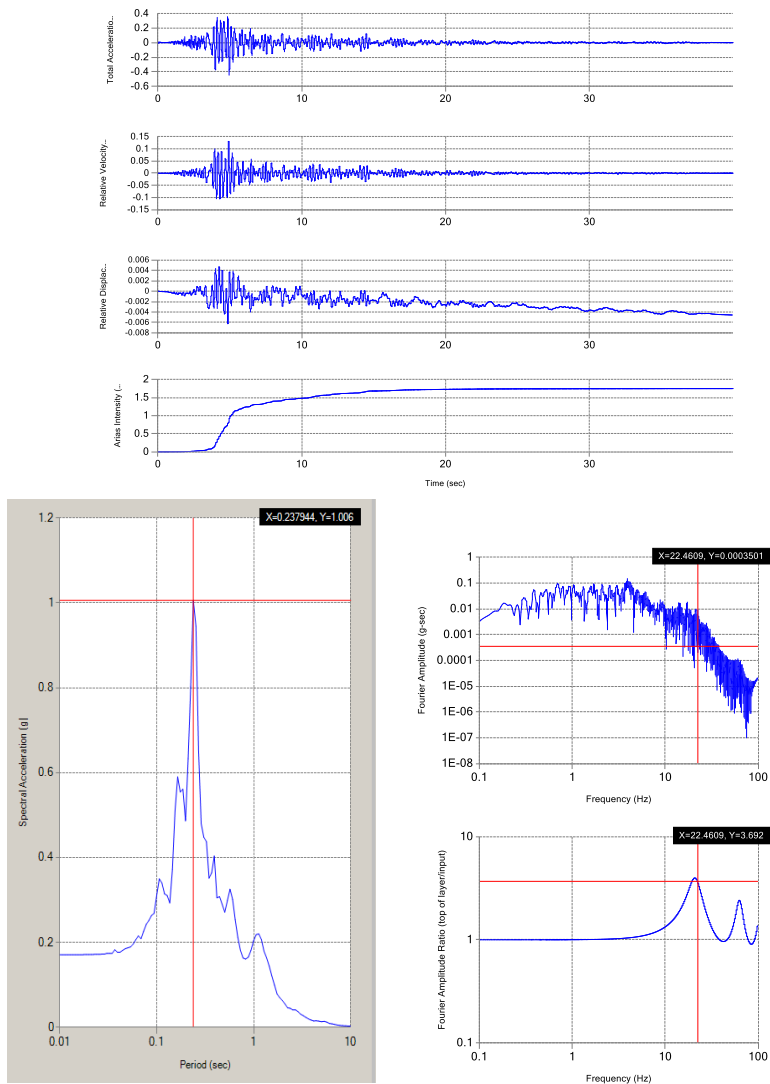


Рис.49. Значения ускорения-1 (g), скорости-2 (м/сек), перемещения-3 (м), коэффициента динамичности-4, преобладающих периодов-5 (сек) и амплитудного спектра Фурье-6 для сейсмологической модели грунта.

8.3. Электротомография

Электрическая томография (электротомография) является модификацией метода вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) с использованием многоканальных (многоэлектродных) установок. В этой модификации метода ВЭЗ вдоль профиля наблюдений устанавливается набор электродов, расположенных на равных расстояниях. При проведении измерений электроды многократно используются в качестве, как приемных, так и питающих. Применение метода электротомографии регламентируется в нормативных документах (СП 11-105-97 часть VI) для детальных исследований двумерно неоднородных сред. Практический опыт показывает, что электрическая томография хорошо зарекомендовала себя для изучения сложно построенных сред, уточнения строения верхней части геологического разреза и выявления локальных неоднородностей, изучения карстово-суффозионных процессов, картирования зеркал скольжений оползневых тел, изучения мерзлотных козырьков и вялой мерзлоты, а также решения других задач. Дополнительным преимуществом технологии является использование данных о рельефе в качестве исходного материала наряду с измеренными значениями кажущегося сопротивления для расчета геоэлектрической модели среды, что позволяет применять этот метод на любом, даже весьма существенном рельефе.

В состав аппаратного комплекса для проведения электротомографических исследований входит электроразведочный измеритель, электроразведочный генератор и коммутатор, к которому присоединяются электроразведочные косы. Современные электротомографические станции сочетают в едином корпусе все эти компоненты, при этом, как правило, обеспечивая к возможности коммутирования большого

количества электродов (до 64 и более), возможность многоканального приема, что в свою очередь, обеспечивает существенное сокращение времени измерений. В рамках проведения дня науки была продемонстрирована работа российской 16 – ти канальной 64 электродной электротомографической станции Скала 64 (производитель ООО «КБ Электрометрии», Новосибирск). Данная станция поддерживает работу по различным электроразведочным протоколам, включая установки: Веннера, Шлюмберже, дипольную осевую, трёхэлектродную (прямую и обратную), двухэлектродную.

В результате первичной обработки готовится файл данных для построения геоэлектрической модели. Интерпретация данных электротомографии выполняется в рамках двумерного класса моделей при помощи специального программного обеспечения. Подбор геоэлектрической модели среды осуществлялся с помощью процедуры двумерной автоматической инверсии измеренного поля кажущегося сопротивления. Двумерная инверсия - это алгоритм, который пересчитывает наблюдаемое электрическое поле, в соответствующее ему двумерное распределение удельного сопротивления. При таком подходе в поиске решения учитывается вся совокупность измеренных данных. При изменении параметров подбора модели, введения априорной информации в базовую модель, применения различных алгоритмов фильтрации и сглаживания оператор влияет на получаемый результат. После введения необходимых параметров программа автоматически рассчитывает математическую модель среды и строит геоэлектрический разрез. Так как такая задача является некорректной, то используется регуляризация решения за счет моделей с плавным изменением удельного сопротивления. Из-за интегрального характера метода сопротивлений

полученное решение, как правило, упрощает и сглаживает реальные детали геологического строения разреза. Кроме того, на разрезе могут появляться ложные аномалии, связанные с объектами, расположенными рядом с профилем наблюдений и неустойчивостью инверсии. Отдельной проблемой также являются очень контрастные объекты техногенного происхождения (например, магистрали коммуникаций водоснабжения и канализации и т.п.). Глубины по результатам поверхностных геофизических исследований определяются оценочно, из-за наличия эквивалентных связей между сопротивлением и мощностями грунтов.

8.4. Электромагнитные методы с естественными источниками

8.4.1. Магнитотеллурическое зондирование с использованием тензора импеданса

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на использовании естественного переменного электромагнитного (ЭМ) поля. На частотах ниже 1 Гц основным возбудителем поля является нестационарная токовая система в магнитосфере и ионосфере Земли, формирующаяся под воздействием порывов «солнечного ветра» (потока заряженных частиц) [Яновский, 1964]. Эти внешние, по отношению к Земле, токи по закону Био-Савара-Лапласа создают переменное магнитное поле, которое в свою очередь, по закону ЭМ индукции Фарадея, возбуждает внутренние (земные, теллурические) токи, зависящие как от интенсивности и структуры внешнего возбудителя, так и от распределения электропроводности в Земле (Рис. 50). На частотах выше 1 Гц МТ поле в первую очередь обусловлено удалённой грозовой активностью, в

основном локализованной в тропических широтах [Garcia & Jones, 2002]. Возникающие при этом ЭМ поля (атмосферики) распространяются практически вдоль всей поверхности Земли.



Рис. 50. Визуальные проявления возбудителей естественного ЭМ поля. Вверху – полярное сияние, внизу - тропическая гроза.

На частотах свыше 10 кГц появляется ещё один мощный специфический источник ЭМ поля – передатчики радиостанций [Тархов, 1961]. Строго говоря, он является искусственным (техногенным), а его интенсивность и диапазон частот максимальны в индустриально развитых регионах.

Исследования геомагнитных вариаций и теллурических токов велись ещё в XIX веке, первая оценка электропроводности земли по данным геомагнитных обсерваторий была сделана британскими учёными А. Шустером и Г. Лэмбом [Schuster & Lamb, 1889]. Однако, метод МТЗ возник в середине XX века, позже, чем методы электроразведки с управляемым источником постоянного тока. Особенность МТ поля заключается в том, что структура и интенсивность его возбудителя меняются во времени и, главное, в общем случае неизвестны. Советский учёный А.Н. Тихонов предложил использовать отношение ортогональных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей, которое в слоистой среде не зависит от параметров возбудителя плосковолнового поля [Тихонов, 1950]. Независимо эту идею рассматривал японский геофизик Т. Рикитаки [Rikitake, 1948], однако позднее он присоединился к противникам плосковолновой модели МТ поля [Рикитаки, 1968]. Следующий шаг сделал французский исследователь Л. Каньяр, по аналогии с методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) построивший кривые кажущегося сопротивления, а также фазовые кривые МТЗ [Cagniard, 1953]. В отличие от метода ВЭЗ, глубинность исследований при этом определяется не разномом между источником и приёмником, а периодом колебаний поля (скин-эффект). Кроме того, за счёт индукционного возбуждения высокоомные слои (экраны) не оказывают существенного влияния на МТ поле.

Эти пионерские работы положили начало развитию магнитотеллурики. Необходимо было решить целый ряд теоретических и технических вопросов, связанных с измерениями МТ поля, обработкой записей, анализом и интерпретацией получаемых параметров.

На Рис. 51 приведена схема установки аппаратуры в точке МТЗ, на примере наиболее широко применяемой в мире при разведочных работах аппаратуры MTU-5 компании Phoenix Geophysics (Канада) [Fox, 2001]. В центре располагается многоканальный измеритель, к которому подключается аккумулятор (внешнее питание) и антенна спутниковой системы навигации (для определения времени и координат). Также к измерителю подсоединяются датчики электрического поля – заземлённые неполяризующимися электродами линии длиной 50 – 100 м, и индукционные датчики магнитного поля, многовитковые катушки на ферромагнитных сердечниках (для измерения вариаций с периодами свыше первых тысяч секунд также используют магнитометры). Как правило, датчики ориентируются на географические или магнитные север и восток.

В результате измерений, длительность которых составляет порядка 12 часов, получают записи компонент поля (Рис. 52.) – горизонтальных электрических (E_x , E_y) и магнитных (H_x , H_y , H_z). Вертикальная компонента H_z в классической схеме МТЗ не используется. Для того чтобы получить результат в широком диапазоне частот, обычно запись осуществляется с использованием нескольких частот оцифровки, при этом на высоких частотах регистрация ведётся в течение отдельных интервалов времени, а на самой низкой – в течение всего времени наблюдений.

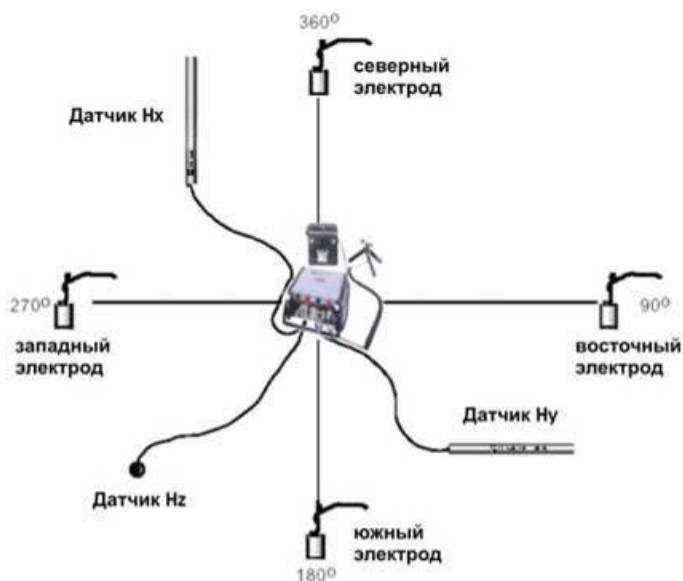


Рис. 51. Схема установки аппаратуры в точке МТЗ

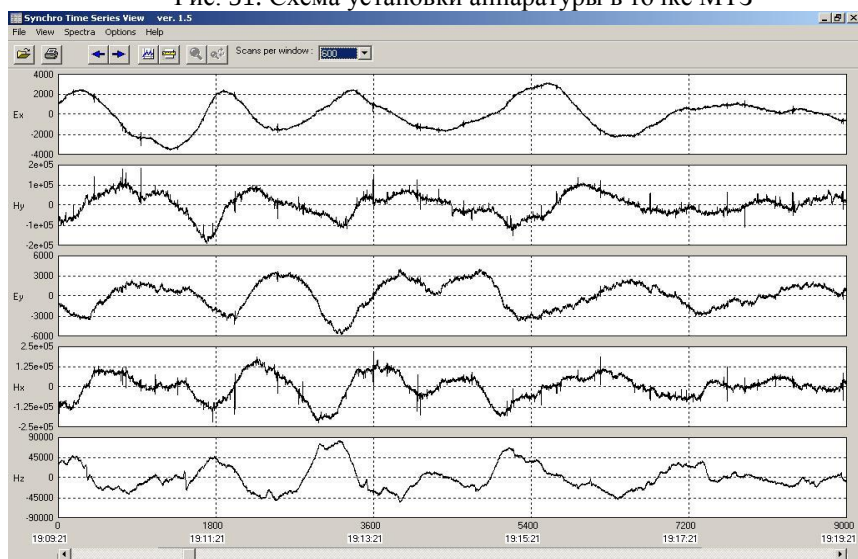


Рис. 52. Фрагмент записи компонент МТ поля (окно программы Synchro TS View компании Phoenix Geophysics, Канада).

При обработке данных применяются методы спектрального анализа и математической статистики [Безрук и др., 1964; Семенов, 1985]. При этом на входе мы имеем временные ряды и частотные характеристики аппаратуры, на выходе, в рамках классической схемы МТЗ, определяется частотно-зависимый тензор импеданса $[Z]$ из четырёх компонент, связывающих комплексные амплитуды горизонтальных компонент поля [Бердичевский, 1960; Cantwell, 1960]:

$$E_x = Z_{xx} \cdot H_x + Z_{xy} \cdot H_y \quad (1.1)$$

$$E_y = Z_{yx} \cdot H_x + Z_{yy} \cdot H_y$$

Положим ось x направленной на север, y на восток и z – вниз, зависимость поля от времени будем описывать множителем с отрицательным показателем экспоненты ($e^{-i\omega t}$). Важную роль на этапе обработки МТ данных играет подавление помех, в первую очередь индустриальной природы. В ряде случаев существенно подавить их позволяет синхронная обработка записей, выполненных двумя удалёнными МТ станциями [Gamble et al., 1979]. При этом интервалам активности локальных источников помех отвечают фрагменты записей с низкой корреляцией между двумя точками, и эти фрагменты убираются из рассмотрения.

Следующим этапом является анализ МТ данных, на нём вычисляются инвариантные (независящие от ориентации осей координат) параметры неоднородности и асимметрии среды, строятся полярные диаграммы модулей и фаз компонент тензора импеданса, анализируются кривые, графики, частотные разрезы и карты различных параметров [Бердичевский и др., 1997]. При этом оценивается уровень приповерхностных статических искажений, локализуются основные аномалии, оценивается размерность среды, определяются азимуты простираения

вытянутых структур. В результате анализа МТ данных выбираются методы решения обратной задачи (1D, 2D, 3D) и формируется соответствующий ансамбль данных (возможны коррекция статических смещений, поворот тензора импеданса к направлениям вдоль и поперёк структур и т.д.).

Далее выполняется инверсия МТ данных (решение обратной задачи) [Berdichevsky & Dmitriev, 2002]. Она может проводиться с использованием методов разной размерности. Например, квазислоистый осадочный чехол может быть восстановлен с помощью 1D инверсии, и далее включен в стартовую модель для 2D инверсии для построения разреза земной коры с вытянутыми структурами, который, в свою очередь, может служить основной для 3D инверсии с целью восстановления 3D-неоднородных мантийных структур. Классические подходы к инверсии: блочная (среда состоит из однородных слоёв и блоков, на границах которых сопротивление меняется скачком) и сглаживающая (из всех эквивалентных моделей выбирается наиболее гладко меняющаяся по горизонтали и глубине), но есть и другие подходы. В силу некорректности обратной задачи, ключевую роль на этапе инверсии МТ данных играет учёт априорной геолого-геофизической информации.

На последнем этапе построенные геоэлектрические модели получают физико-геологическое объяснение. При глубинных исследованиях консолидированной земной коры выявляются проводящие зоны электропроводящей и ионопроводящей природы, глубинные проницаемые зоны и границы блоков, оцениваются параметры флюидного, термального и геодинамического режимов недр. При исследованиях осадочных бассейнов прослеживаются глубины залегания основания и горизонтов в осадочном чехле, выявляются нефтегазоперспективные структуры,

оцениваются коллекторские свойства слоёв. В горно-складчатых областях выявляются перспективные на рудные и нерудные полезные ископаемые площади, изучается структура отдельных месторождений, оцениваются запасы. Также метод МТЗ применяется при разведке гидротермальных и петротермальных ресурсов и решении гидрогеологических и инженерно-геологических задач.

8.4.2. Зондирование с использованием дополнительных передаточных функций

Рассмотренная схема МТЗ, основанная на использовании тензора импеданса $[Z]$, имеет некоторые ограничения. Одной из основных проблем является то, что горизонтальные неоднородности среды, заряжаясь, воздействуют на электрическое поле в широком диапазоне периодов, вплоть до бесконечно большого периода (до постоянного тока). То есть приповерхностные неоднородности искажают информацию о глубинных структурах. Для решения этой проблемы предложен ряд методов нормализации кривых кажущегося сопротивления [Berdichevsky et al., 1989], разработаны методы разделения локальных и региональных эффектов (декомпозиции тензора импеданса): методы Бара [Bahr, 1988], Грума-Бэйли [Groom & Bailey, 1989], фазового тензора [Caldwell et al., 2004]. Это способствовало повышению качества интерпретации, но лишь до определённой степени.

Более надёжную интерпретацию обеспечивают передаточные функции, определяемые только по магнитному полю, которое с понижением частоты освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей [Бердичевский и др., 2003].

Исследования с использованием магнитных передаточных функций, в зависимости от широты

частотного диапазона, часто называют магнитовариационным профилированием или (локальным) магнитовариационным зондированием. По мнению автора, во избежание путаницы следует сохранить название «магнитовариационное зондирование» за глубинным методом, который будет рассмотрен ниже, и иногда применяемым разведочным методом зондирования с использованием только магнитных компонент, а использование дополнительных (к тензору импеданса) передаточных функций не выводить терминологически из понятия магнитотеллурики.

К магнитным передаточным функциям относится матрица Визе-Паркинсона [Wiese, 1962; Parkinson, 1959] или матрица типпера [W] (англ. типпер – самосвал, переводит горизонтальное магнитное поле в вертикальное):

$$H_z = W_{zx} \cdot H_x + W_{zy} \cdot H_y \quad (1.2)$$

В 1D среде обе компоненты матрицы равны нулю: $[W] = [0 \ 0]$. В 2D среде отлична от нуля одна компонента, связанная с токами, текущими вдоль структур. Причём, как доказано В.И. Дмитриевым, её использование обеспечивает единственность решения обратной 2D задачи [Бердичевский и др., 2000]. Наиболее наглядным способом представления матрицы $[W]$ являются индукционные стрелки: вещественные $\mathbf{ReW} = \mathbf{ReW}_{zx} \cdot \mathbf{1x} + \mathbf{ReW}_{zy} \cdot \mathbf{1y}$ и мнимые $\mathbf{ImW} = \mathbf{ImW}_{zx} \cdot \mathbf{1x} + \mathbf{ImW}_{zy} \cdot \mathbf{1y}$. Вещественные стрелки направлены от проводящих структур и являются удобным средством их локализации (указанный способ построения получил название концепции Визе, а в рамках распространенной за рубежом концепции Паркинсона стрелки строятся в противоположном направлении). На Рис. 53 показаны индукционные стрелки, рассчитанные нами для предложенной И.И. Рокитянским 3D модели,

включающей две ортогональные 2D проводящие структуры, положение которых легко читается на карте.

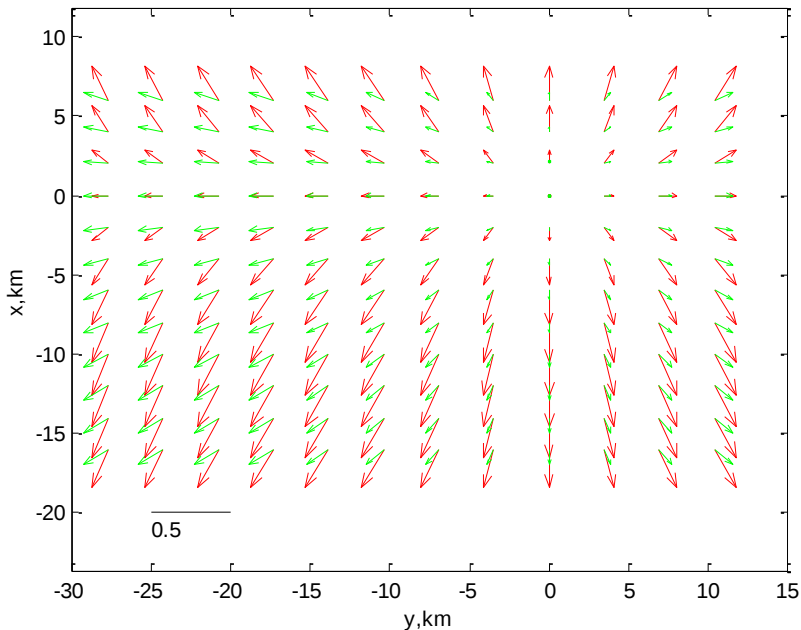


Рис. 53. Карта вещественных и мнимых (красный и зелёный цвет) индукционных стрелок на периоде 10 с для модели с двумя вытянутыми проводящими аномалиями по осям $x=0$ и $y=0$.

Другой передаточной функцией, определяемой только по магнитному полю, является (горизонтальный) магнитный тензор $[M]$. Он связывает горизонтальные поля в рядовой и базовой (B) точках наблюдения [Варенцов и др., 2003]:

$$H_x = M_{xx} \cdot H_x^B + M_{xy} \cdot H_y^B \quad (1.3)$$

$$H_y = M_{yx} \cdot H_x^B + M_{yy} \cdot H_y^B$$

В 1D среде тензор $[M]$ неинформативен: на главной диагонали стоят единицы, на побочной – нули. В 2D среде может использоваться компонента, связанная с токами, поляризованными вдоль структур, а в 3D среде все четыре

компоненты информативны. В отличие от типпера [W], магнитный тензор [M] может быть получен без измерения вертикальной компоненты поля, но требует синхронных измерений в двух точках. Форма аномалий в горизонтальном магнитном поле наиболее простая, например, над проводящей неоднородностью наблюдается максимум, но графики могут быть систематически искажены, если базовая точка находится над горизонтально-неоднородной зоной. Наконец, если типпер [W] максимальной чувствителен «вбок» (к аномалиям, расположенным в стороне от точки наблюдения), то магнитный тензор [M] - «вниз» (к структурам под точкой наблюдения).

Ещё одной двухточечной передаточной функцией является теллурический тензор [T]. Он связывает горизонтальные компоненты электрического поля в рядовой и базовой точках:

$$E_x = T_{xx} \cdot E_x^B + T_{xy} \cdot E_y^B$$

$$E_y = T_{yx} \cdot E_x^B + T_{yy} \cdot E_y^B$$
(1.4)

Метод теллурических токов, основанный на использовании тензора [T] или, изначально, просто отношений одноименных компонент в двух точках, опробовался ещё в первой половине XX века К. и М. Шлюмберже [Schlumberger, 1939], а в начале второй половины века был первым из МТ методов внедрён в СССР М.Н. Бердичевским. С появлением возможности измерения вариаций магнитного поля в необходимом диапазоне частот метод был основательно забыт, но в настоящее время тензор [T], наряду с другими передаточными функциями, вновь используется на практике, позволяя наиболее детально картировать неоднородности верхней части разреза. Как и магнитный тензор [M], теллурический тензор [T] имеет одну информативную компоненту в 2D и четыре – в 3D

среде. Для этих тензоров могут быть адаптированы развитые для тензора импеданса [Z] методы оценки размерности среды по инвариантам, построения и анализа полярных диаграмм, определения главных значений и направлений (в 2D среде отвечающих направлениям простирания и падения структур), разделения локальных и региональных эффектов.

8.4.3. Глубинное магнитовариационное зондирование

Рассмотренные выше линейные соотношения между компонентами МТ поля, позволяющие определить тензоры [Z], [W], [M] и [T], применяются в том случае, когда поле можно считать плосковолновым. При исследованиях мантии Земли используются периоды свыше 10 000 секунд, когда плосковолновое приближение оказывается неприменимо. В этом случае, из-за слабой интенсивности вариаций электрического поля, используются глубинные магнитовариационные зондирования (ГМВЗ) методами пространственных производных и отношения компонент.

В методе пространственных производных импеданс магнитовариационного (МВ) типа определяется по формуле [Бердичевский и др., 1969; Schmucker, 1973]:

$$Z_n = \frac{-i\omega \mu_0 H_z}{\partial H_x / \partial x + \partial H_y / \partial y}, \quad (1.5)$$

где i – мнимая единица, ω – круговая частота, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, H_x , H_y и H_z – комплексные амплитуды компонент магнитного поля. Этот подход используется при анализе суточных вариаций Sq и их гармоник.

Более долгопериодные вариации Dst связаны с магнитными бурями. Их возбудителем можно считать кольцевой ток, текущий на расстоянии 3-7 радиусов Земли

в плоскости экватора и создающий в центре кольца однородное поле. На этой основе можно применять метод отношения компонент, основанный на более простой формуле [Сочельников, 1979]:

$$Z_H = i\omega \mu_0 R \cdot \frac{\operatorname{tg}\theta}{2} \frac{H_p}{H_\theta}, \quad (1.6)$$

где R – радиус Земли, θ – ко-широта (отсчитываемая от полюса), H_p и H_θ – комплексные амплитуды вертикальной и меридиональной компонент поля.

ГМВЗ выполняются по сети геомагнитных обсерваторий, при этом обратная задача решается в рамках сферически-симметричной Земли [Рокитянский, 1971]. В последнее время также используются данные спутниковой съёмки магнитного поля, а обратная задача решается в 3D постановке [Puthe & Kuvshinov, 2014].

Отметим, что в диапазоне периодов порядка тысяч секунд кривые МТЗ и ГМВЗ могут перекрываться, что открывает возможность нормализации (смещения) кривой МТЗ до уровня кривой ГМВЗ [Semenov, 1998]. На Рис. 54 наложены друг на друга кривые МТЗ, полученные нами по данным Геофизической обсерватории МГУ в д. Александровка Калужской области [Мойланен и др. 2013], и кривые ГМВЗ, построенные В.Ю. Семеновым по данным обсерватории «Москва» ИЗМИРАН, г. Троицк. Также на рисунке показаны модельные кривые, полученные в результате 1D инверсии всей совокупности данных, с приоритетом фазовой составляющей. Амплитудная кривая МТЗ по форме совпадает с модельной кривой, но её уровень искажён влиянием приповерхностной неоднородности и может быть скорректирован к уровню модельной кривой.

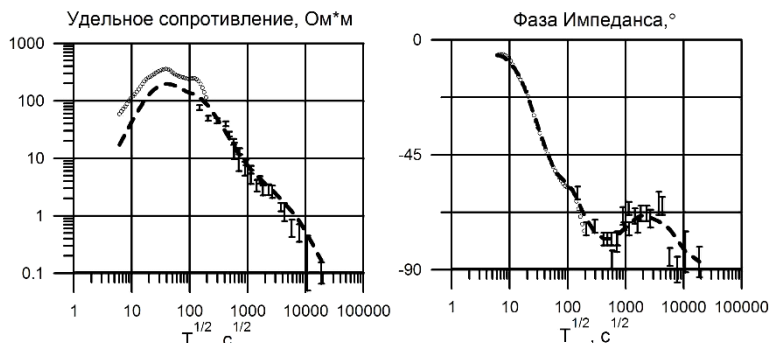


Рис. 54. Амплитудные и фазовые кривые МТЗ (белые кружки) и ГМВЗ (вертикальные бары). Пунктир – модельные кривые по итогам 1D инверсии данных [Мойланен и др., 2013].

8.4.4. Малоглубинные магнитотеллурические зондирования

Теперь рассмотрим особенности МТ исследований на высоких частотах. Диапазон от 20 Гц до 20 кГц называется диапазоном аудио (слышимых) частот. Примерно в этом диапазоне работает технология АМТЗ [Strangway et al., 1973] (однако производители аппаратуры обычно расширяют диапазон примерно на 2 декады в область низких частот). Принципиальных отличий от рассмотренной выше технологии МТЗ (в том числе с использованием дополнительных передаточных функций) она не имеет, за исключением более короткого времени регистрации на точке наблюдения (20-30 минут вместо 12 часов) и более компактных индукционных датчиков.

В диапазоне от 10 кГц до 1 МГц применяется основанная на измерении полей радиостанций технология радио-МТ зондирования (РМТЗ) [Tezkan & Saraev, 2008]. Отличительной особенностью технологии является возможность бесконтактных измерений электрического поля. Это обуславливает возможность работы в условиях

отсутствия заземлений и высокую производительность работ, что позволяет методу РМТЗ успешно конкурировать с другими методами малоглубинной электроразведки. Недостатком технологии является необходимость наличия сигналов от большого числа радиостанций, но при их отсутствии возможно использование специального управляемого источника.

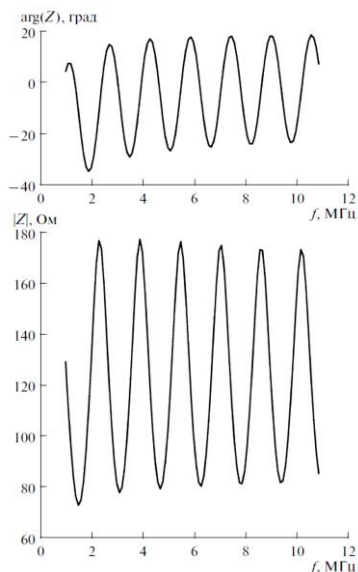


Рис. 55. Зависимость фазы и модуля импеданса от частоты для двухслойной модели с параметрами: $\rho_1 = 2400 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_2 = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $f = 10$, $f_2 = 20$, $h_1 = 30 \text{ м}$ [Хмелевской и др., 2010].

На частотах примерно от 100 кГц до 100 МГц может использоваться метод радиоволнового интерференционного зондирования (РВИЗ) [Петровский, 1925; Хмелевской и др., 2010]. В указанном диапазоне частот плотность токов смещения постепенно достигает плотности токов проводимости и начинает её превышать. Помимо удельного электрического сопротивления, на результатах зондирования сказывается диэлектрическая проницаемость среды. На Рис. 55 приведены кривые МТЗ,

рассчитанные нами для двухслойной модели и представленные в принятом для кинематической интерпретации виде (по горизонтали отложена частота в арифметическом масштабе). Кривые принимают нехарактерный для МТЗ осциллирующий вид, но для их интерпретации возможно применение как упрощённых кинематических способов, так и классического подхода к решению обратной задачи.

8.4.5. Донное магнитотеллурическое зондирование

МТ наблюдения проводятся не только на суше, но и в океанах и морях [Ваньян и Шиловский, 1983] для изучения литосферы и астеносферы, срединно-океанических хребтов и зон субдукции, а также для поиска и разведки месторождений углеводородов на шельфе.

Специфика наблюдений связана с применением автономных донных станций с короткими (порядка 10 м) приёмными электрическими линиями [Constable et al., 1998]. Станция опускается в воду с палубы судна, погружается на дно под действием якоря (груза), выполняет регистрацию, отсоединяет груз и всплывает на поверхность, где её подбирают для считывания данных и перестановки на следующую точку (рис. 56).

В спектре регистрируемых сигналов ослаблены высокие частоты за счёт затухания в проводящей водной толще. Несмотря на низкий уровень сигналов, качество данных, как правило, лучше, чем при наземных исследованиях, из-за отсутствия промышленных помех.

В океанах существенно меняется характер аномалий МТ поля. Так, если на суше под влиянием геоэлектрических неоднородностей наиболее изменчивы в пространстве компоненты E_x , E_y и H_z , то в океане наиболее быстро меняются H_x , H_y и E_z [Бердичевский и др., 1989]. Для

океанов также характерны батиметрические неоднородности, порождающие мощные 2D или 3D аномалии (береговой и островной эффекты).

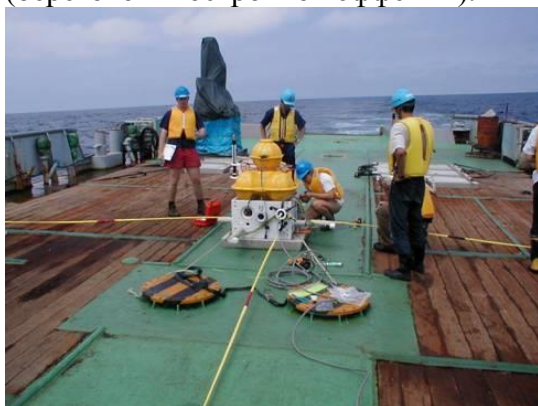


Рис. 56. Подготовка донной МТ станции к спуску в море. Фото из рейса Института океанографии Скриппса (Scripps Institute of Oceanography), США.

Особое место занимают исследования в мелководной (глубины до 10 м) транзитной зоне. Существенной проблемой здесь являются специфические помехи, связанные с волнами, и имеющие как магнитогидродинамическую, так и электрокинетическую природу [Егоров и Пальшин, 2015]. Они не позволяют использовать короткие электрические приемные линии донных станций, лучший результат обеспечивают линии длиной порядка 100 м, как при наземных исследованиях. Вообще для изучения транзитных зон могут быть адаптированы как донные, так и наземные МТ станции.

Из-за льда в Северном Ледовитом океане исследования с донными станциями затруднены. Однако открывается возможность для проведения глубинных зондирований с помощью дрейфующих станций [Трофимов и Фонарев, 1974].

8.4.6. Практический пример: моделирование зоны субдукции

Метод МТЗ обладает уникальными возможностями по изучению глубинного строения зон субдукции. Этот процесс сопровождается переносом флюида и расплава, которые создают яркие проводящие аномалии.

Особенностью зон субдукции является резкое (на два-три порядка) уменьшение суммарной продольной проводимости первого слоя $S_1 = d_1 / \rho_1$ (d_1 и ρ_1 – мощность и удельное электрическое сопротивление первого слоя) при переходе от океана к континенту. Возникающая при этом аномалия МТ поля получила название «береговой эффект» [Барашков и Яковлев, 1989]. Как будет показано ниже, в 2D среде МТ поле формально распадается на две части, связанные с составляющими электрического тока вкрест и вдоль структур («поперечным током» и «продольным током»). По мере перехода от проводящего океана к высокоомному континенту, поперечный ток частично просачивается из верхнего проводника в нижний задолго до берега, но часть его затекает в континентальный осадочный чехол и просачивается вниз на континенте. Возникает мощная аномалия, интенсивность и ширина которой зависят от S_1 и от поперечного сопротивления второго слоя $T_2 = d_2 \cdot \rho_2$.

Нами было выполнено 2D моделирование зоны субдукции с целью оценки чувствительности МТ данных к её параметрам [Ваньян и др., 2002]. На Рис. 57 приведена геоэлектрическая модель, содержащая следующие элементы: А – океан, В – континентальный чехол, С – литосфера, D_1 и D_2 – верхняя часть субдуцирующей океанической плиты, E_1 и E_2 – континентальный коровый проводящий слой, F_1 , F_2 , F_3 и F_4 – океаническая и континентальная астеносфера, G_1 , G_2 , G_3 , G_4 и Н – верхняя

мантия. Меняя сопротивления блоков D_1 , D_2 , E_1 , E_2 , F_2 , F_3 , F_4 , G_2 , G_3 и G_4 , мы получили модельный ряд, позволяющих оценить аномалии от субдуцирующего проводника, корового проводника и континентальной астеносферы. Таким образом, в базисную модель без проводящих зон последовательно добавлялись:

1) коровый проводящий слой, как бесконечно протяжённый, так и шириной 300 км,

2) субдуцирующий проводящий слой, как несоединённый, так и соединённый с коровым проводящим слоем,

3) проводящая астеносфера, как бесконечно протяжённая, так и шириной 300 км, как несоединённая, так и соединённая с континентальной астеносферой.

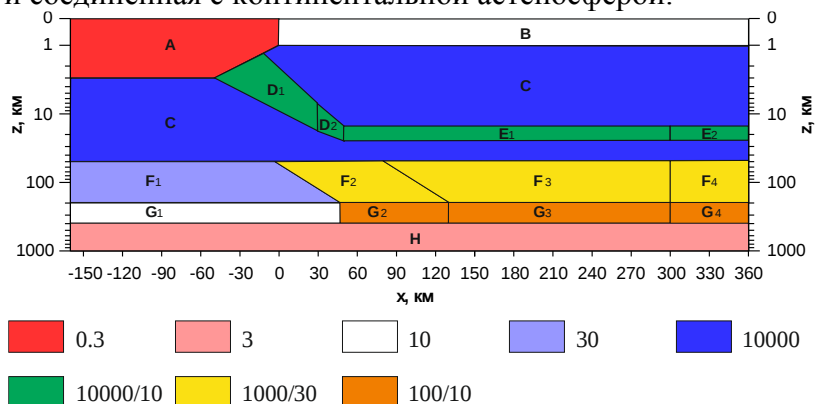


Рис. 57. Геоэлектрическая модель зоны субдукции. В легенде – удельные электрические сопротивления в Ом·м [Ваньян и др., 2002].

По результатам расчётов были оценены чувствительности продольной (ТЕ) и поперечной (ТМ) поляризаций к элементам модельного ряда и сделаны следующие выводы [Ваньян и др., 2002]. Коровый проводящий слой лучше проявляется в ТЕ-моду, но ТМ-моду более чувствительна к его протяжённости. Если проводящая поверхность субдуцирующей плиты не

соединена с коровым проводником, она хорошо проявляется только в ТЕ моде, но ТМ мода чувствительна к соединению этих элементов. Для влияния континентальной астеносферы характерны примерно те же закономерности, что и для корового слоя, только чувствительность обеих поляризаций к ней ниже. Таким образом, при интерпретации МТ данных в зоне субдукции необходим учёт обеих поляризаций поля, который позволяет выделить все упомянутые структуры, определить их протяжённость и взаимосвязь.

8.5. Георадарные исследования

8.5.1. Физические основы метода георадиолокации

Принцип действия аппаратуры подповерхностного радиолокационного зондирования (в общепринятой терминологии - георадара) основан на излучении сверхширокополосных (наносекундных) импульсов метрового и дециметрового диапазона электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства. Такими границами раздела в исследуемых средах являются, например, контакт между сухими и влагонасыщенными грунтами - уровень грунтовых вод, контакты между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, между коренными и осадочными породами и т.д.

Георадиолокация и сейсморазведка – волновые методы геофизики.

К собственно волновым методам в современной геофизике относятся сейсморазведка и подповерхностная георадиолокация. В подповерхностной георадиолокации

распространение электромагнитных волн метрового и дециметрового диапазона в геологической среде-диэлектрике описывается уравнениями Максвелла. Распространение упругих (сейсмических) волн в геологической среде – неидеально упругом теле описывается уравнениями теории упругости (уравнениями движения). В то же время, оба эти метода от других геофизических методов отличаются структурой получаемых данных.

Единство структуры данных в волновых методах.

На входе среды генерируется либо электромагнитный, либо упругий импульс $f_0(t)$, а на выходе среды приемной антенной или сейсмоприемником воспринимается отклик среды – совокупность волн, отличающихся друг от друга временами пробега, интенсивностью и формой. В кинематических и динамических характеристиках этих волн и содержится информация о среде.

Для георадиолокации это двойные времена пробега электромагнитных волн до границы раздела сред с различной диэлектрической проницаемостью, информация о потерях, связанных с токами проводимости, информация о дисперсии фазовых скоростей в среде. Для сейсморазведки это двойные времена пробега упругих волн до границ раздела сред с различной акустической жесткостью, информация о поглощении энергии за счет неидеальной упругости, информация о дисперсии скоростей упругих волн.

В то же время, кинематика и динамика волнового поля и для электромагнитных волн, и для упругих волн описывается одним и тем же волновым уравнением. С большой степенью достоверности в обоих случаях применим лучевой метод и основные законы геометрической оптики.

Единство кинематических моделей среды.

При проектировании методик наблюдения и интерпретации результатов наблюдений применяются одни и те же кинематические модели среды:

- однородно-слоистая среда;
- непрерывная среда;
- однородная среда с локальными неоднородностями и их комбинации.

Отсюда следует, что изображения границ раздела и дифрагирующих объектов в полях электромагнитных волн и упругих волн при одинаковых методиках наблюдения идентичны и временные разрезы (полевые записи) без знания масштаба по оси времен визуально не отличимы.

На рисунке 58А представлен результат сейсмических наблюдений над слоистой средой, а на рисунке 58Б - результат георадиолокационных наблюдений. И в том и в другом случае видны оси синфазности отраженных волн. Принципиальное отличие этих временных разрезов состоит в том, что на первом по оси ординат отложены миллисекунды, а во втором - наносекунды.

Решение прямых задач.

Прямые задачи в обоих методах решаются с использованием одного и того же математического аппарата. Вычисляется сверточная модель трассы $f(t)$ – результата единичного акта “посылка-прием”.

$f(t) = f_0(t) \otimes g(t)$, где $f_0(t)$ – зондирующий сигнал, а $g(t)$ – импульсная характеристика среды. Или в спектральной области:

$S(j\omega) = S_0(j\omega) * K(j\omega)$, где $S(j\omega)$ – спектр трассы, $S_0(j\omega)$ – спектр зондирующего сигнала, а $K(j\omega)$ – частотная характеристика среды. При этом, $g(t)$ или $K(j\omega)$ рассчитываются по заданной модели среды.

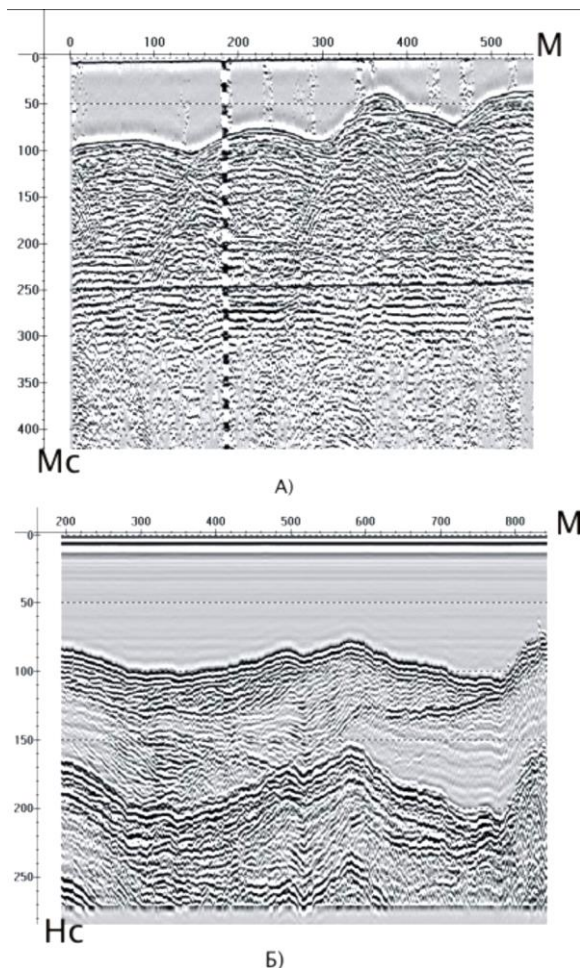


Рис. 58. Типичные примеры полевых данных при работе на акваториях: А) – методом непрерывного сеймоакустического профилирования; Б) – методом георадиолокации.

Обработка полевых данных и интерпретация результатов.

Использование единого математического аппарата для описания этих двух типов физических полей определяет единый подход и к обработке полевых данных в волновых

методах. Набор процедур для преобразования записей с целью выделения полезного сигнала – отраженных и дифрагированных волн на фоне помех един для обоих методов. В общем случае это полосовая фильтрация, деконволюция и преобразования Гильберта для обработки единичных трасс, и двумерные и трехмерные преобразования временного разреза – фильтрация, миграция и суммирование по методу общей глубинной точки. Набор и последовательность процедур в потоке обработки для георадиолокации и сейсморазведки будут различаться в соответствии со специфичными для каждого из полей видами регулярных помех и случайных шумов.

Единство подходов к решению прямых и обратных задач, идентичность форм отображений отражающих границ и дифрагирующих объектов на временных разрезах обусловило то, что хорошо развитый в сейсморазведке сеймостратиграфический подход к интерпретации результатов обработки полевых данных успешно применяется и в георадиолокации.

Таким образом, несмотря на то, что метод подповерхностного георадиолокационного зондирования является технологически новым, при проектировании методики работ, обработке и интерпретации результатов используются подходы, приемы и программные средства современной сейсморазведки.

Различия в физической природе полей и различия в разведочных возможностях волновых методов.

В то же время, различия в физической природе полей в георадиолокации и в сейсморазведке определяют различия в разведочных возможностях этих двух методов.

Длины волн и затухание, глубинность и разрешающая способность.

В малоглубинной сейсморазведке преобладающие длины волн лежат в пределах от первых метров до первых десятков метров.

Затухание определяется в основном вязкоупругим поглощением и расхождением сферического фронта волны и, например, для песчано-глинистого разреза доходит до 0.5 Дб/м.

Глубинность высокоразрешающих сейсмических исследований с использованием маломощных источников колебаний, в основном молота весом 6 кг, при решении задач малоглубинной геологии и геотехники лежит в пределах от нескольких метров (в меру преобладающих длин волн) до 50-100 метров в зависимости от задачи и свойств разреза. При этом разрешающая способность не хуже половины длины волны, то есть лежит в пределах от 1 метра до 10 метров.

В георадиолокации, в ее основном диапазоне частот от 50 до 3000 МГц, длины волн в геологической среде лежат в пределах от первых сантиметров до 2 метров.

Затухание определяется в основном потерями за счет токов проводимости и расхождением сферического фронта волны и, например, для песчано-глинистого разреза с удельным электрическим сопротивлением не ниже 100 ом.м может доходить до 15 Дб/м.

Глубинность исследований на самых низких частотах не превышает 10-15 метров в средних геологических условиях типа московского разреза. При этом разрешающая способность не хуже половины длины волны, то есть лежит в пределах от 1 сантиметра до 1 метра.

Таким образом, по параметру глубинности методы перекрываются в области примерно 3-15 метров, а по разрешающей способности георадиолокация стоит значительно выше. С ее помощью можно решать многие

задачи, например, локализации мелких и замкнутых неоднородностей, недоступные сейсморазведке.

Скорости распространения волн.

Основным параметром среды, определяющим кинематику полей в волновых методах, является скорость распространения волн. В георадиолокации при допущении о малости потерь в среде скорость распространения электромагнитных импульсов V напрямую связана с действительной частью относительной комплексной диэлектрической проницаемости среды:

$$V = c / \epsilon,$$

где c - скорость света в вакууме, ϵ - действительная часть относительной комплексной диэлектрической проницаемости среды.

Контраст ϵ в слоях определяет отражательную способность границ и вместе с линейными размерами поверхности локальных объектов, отнесенными к длине волны, определяет способность объектов к образованию дифрагированных волн.

В сейсморазведке скорость распространения волн определяется упругими модулями среды, а отражательная способности границ определяются контрастом акустической жесткости – произведения значения скорости на значение плотности среды. Контраст акустической жесткости и линейные размеры поверхности локального объекта, отнесенные к длине волны, определяют его способность к образованию дифрагированных волн.

Причины наличия в среде контрастов акустической жесткости и диэлектрической проницаемости.

В большинстве ситуаций причины, вызывающие контраст диэлектрической проницаемости, вызывают и контраст акустической жесткости. Так в приповерхностной части разреза эффективная диэлектрическая проницаемость

трехкомпонентной среды (воздух, вода, минеральные зерна) определяется пропорцией этих компонент, для которых диэлектрическая проницаемость равна соответственно 1, 81 и 6-9. В свою очередь, пропорцией этих компонент определяется и акустическая жесткость приповерхностной части разреза. Значения скорости распространения упругих волн и плотности для воздуха 330 м/с и 0,0000001 г/см³, для воды 1500 м/с и 1г/см³, а для твердой компоненты лежат в широких пределах 3000-7000 м/с и 2,6-3,8 г/см³ соответственно.

Таким образом, для обоих методов значения их основных параметров в среде определяются в большинстве случаев одними и теми же причинами - структурой, текстурой пород, их обводненностью, которые, в свою очередь, связаны с литологией, степенью нарушенности, пористостью (пустотностью) и другими причинами, имеющими природное или техногенное происхождение.

Степень контрастности среды для каждого из методов.

Степень контрастности среды для георадиолокации и сейсморазведки весьма различна. Эффективные значения диэлектрической проницаемости лежат в пределах 4-25 для широкого набора ситуаций в приповерхностной части разреза, включая водонасыщенность пород. Соответственно, значения скоростей распространения электромагнитных волн лежат в пределах 5 – 15 см/нс, то есть могут меняться не более, чем в три раза.

Иначе выглядит тот же разрез для сейсмических волн. Здесь значения скоростей могут варьировать в пределах 10 и более раз. Необходимо отметить, что поверхность земли для поля упругих волн является свободной поверхностью, а для поля электромагнитных волн – лишь одной из границ. Таким образом, для электромагнитных волн приповерхностный разрез является

слабоконтрастным, а для упругих волн – весьма контрастным. При этом, для упругих волн естественным является большее или меньшее нарастание скорости с глубиной (переход от более рыхлых отложений к более консолидированным и обводненным), а для электромагнитных волн это необязательно, а скорее наоборот – уменьшение скорости с ростом водонасыщения с глубиной.

Различия в степени контрастности среды и различия в степени затухания упругих и электромагнитных волн определяют различия в структуре волновых полей и, как следствие, методические возможности каждого из методов.

В наземном сейсмике с поверхностным источником колебаний:

- до 80% энергии принадлежит поверхностным волнам, которые чаще рассматриваются как помеха, но могут быть и весьма ценным информационным сигналом;
- используются наблюдения с переменным расстоянием «источник-приемник» - наблюдения на рефрагированных, преломленных и отраженных волнах;
- используются наблюдения на фиксированном расстоянии «источник-приемник» - наблюдения методами отраженных волн « t_0 » и «optimum offset» интенсивное поле регулярных помех могут создавать многократные отражения в контрастной по свойствам слоистой среде.

В георадиолокации:

- в силу отсутствия свободной поверхности поверхностные волны отсутствуют;
- из-за слабой контрастности разреза, отсутствия регулярного нарастания скорости с глубиной и высокой степени затухания не применяются, как

правило, наблюдения с переменным расстоянием «источник-приемник» - наблюдения на рефрагированных, преломленных и отраженных волнах;

- в подавляющем большинстве случаев используются наблюдения на фиксированном расстоянии «источник-приемник» -наблюдения методом отраженных волн «t0»;
- из-за слабой контрастности разреза поле многократных отражений, как правило, имеет весьма малую интенсивность и не мешает прослеживанию целевых отражений.

Необходимо отметить, что в силу различия природы физических полей, существенно различается чувствительность волновых методов к одним и тем же изменением свойств среды.

Одним из ярких примеров, иллюстрирующих этот факт является то, что при изменении влажности в песках на 10-15% кинематика и динамика электромагнитных волн изменится весьма значительно за счет изменения условий поляризации, проводимости и диэлектрической проницаемости. В то же время, такое изменение влажности не приведет к существенным изменениям упругих характеристик среды и не вызовет заметных изменений в кинематике и динамике сейсмических волн.

Другим примером различий в чувствительностях волновых методов может служить ситуация с углеводородным загрязнением. Диэлектрическая проницаемость нефтепродуктов по мере повышения степени переработки стремится к 2. При этом по акустической жесткости углеводороды близки к воде. То есть, с помощью георадиолокации можно отличить влагонасыщенную породу от загрязненной углеводородами, а с помощью сейсморазведки нет.

8.5.2. Круг задач, решаемых с помощью георадара

Все задачи, решаемые с помощью георадара, могут быть разделены на две большие группы с характерными для каждой группы методиками исследований, способами обработки, типами отображения объектов исследования в поле электромагнитных волн и представлениями результата.

1. Геологические, инженерно-геологические и гидрогеологические задачи:

а) картирование геологических структур - восстановление геометрии относительно протяженных границ, поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, уровня грунтовых вод, границ между слоями с различной степенью водонасыщения, поиск месторождений строительных материалов;

б) определение свойств различных отложений по скорости распространения электромагнитных волн, опираясь на связь этих свойств с диэлектрической проницаемостью пород;

в) определение толщины ледяного покрова;

г) определение мощности водного слоя и картирование поддонных отложений;

д) определение мощности зоны сезонного промерзания, оконтуривание областей вечной мерзлоты, таликов;

2. Поиск локальных объектов, обследование инженерных сооружений, нарушения штатной ситуации:

а) трубопроводов;

б) кабелей;

в) участков разреза с нарушенным естественным залеганием грунта - рекультивированных земель, засыпанных выемок;

- г) погребенных отходов и захоронений;
- д) подземных выработок, подвалов, карстовых и суффозионных провалов;
- е) границ распространения углеводородных загрязнений;
- ж) поиск скрытых нарушений в стенах наземных сооружений, шахт, тоннелей, в опорах и перекрытиях;
- з) поиск нарушений, возникших в процессе строительства или в процессе эксплуатации в конструкции автомобильных и железных дорог, взлетно-посадочных полос аэродромов и т.д.

8.2.3. Аппаратура для георадиолокационных исследований

Принцип действия георадара основан на излучении сверхширокополосных наносекундных импульсов, приеме сигналов, отраженных от границ раздела пород или иных отражающих объектов, стробоскопической обработке принятых сигналов со сжатием их динамического диапазона и последующим измерением временных интервалов между отраженными импульсами. Формирование зондирующих сигналов, имеющих 1.5 - 2 периода колебаний, осуществляется методом ударного возбуждения антенн перепадом напряжения с фронтом наносекундной длительности. Приемное устройство выполняется, как правило, по схеме стробоскопического преобразователя с коэффициентом преобразования временного масштаба порядка 10000 и обеспечивающего трансформацию принятых сигналов в область звуковых частот. Помимо этого, приемный тракт включает в себя широкополосный усилитель с временной автоматической регулировкой усиления (ВАРУ). Наличие ВАРУ обеспечивает сжатие динамического диапазона входных

сигналов. Блок-схема комплекса аппаратуры георадиолокационного зондирования приведена на рисунке 3.1. Блок излучения и приема осуществляет формирование зондирующего сигнала на излучающей антенне, прием сигнала с приемной антенны, стробоскопическую обработку, запись в память компьютера и визуализацию на экране монитора. Всем процессом осуществления зондирования с регулируемыми параметрами задержек сигнала (если необходимо), интервала времени регистрации (развертки), коэффициента усиления, программируемого переменного во времени усиления и фильтрации стробоскопированного сигнала управляет компьютер с помощью соответствующей программы сбора и хранения информации.

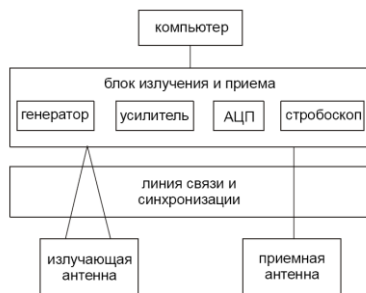


Рис. 3.1. Блок-схема георадара.

Антенны для георадаров.

Антенны вообще являются неотъемлемой и важнейшей частью любого устройства, связанного с излучением и приемом физических полей в физической среде беспроводным способом. Георадиолокация не является исключением. Сколько-нибудь полное рассмотрение теории антенн для излучения и приема электромагнитных волн далеко выходит за рамки данного пособия, а читатель, интересующийся данным вопросом более подробно, может быть отослан к весьма обширной

радиотехнической литературе. Ниже приводятся лишь краткие сведения применительно к современным георадарам.

По назначению антенны делятся на излучающие, приемные и приемно-излучающие.

В георадиолокации для излучения и приема используются две одинаковые антенны (бистатическая антенна), либо одна и та же антенна работает сначала в качестве излучающей, а потом в качестве приемной (моностатическая антенна).

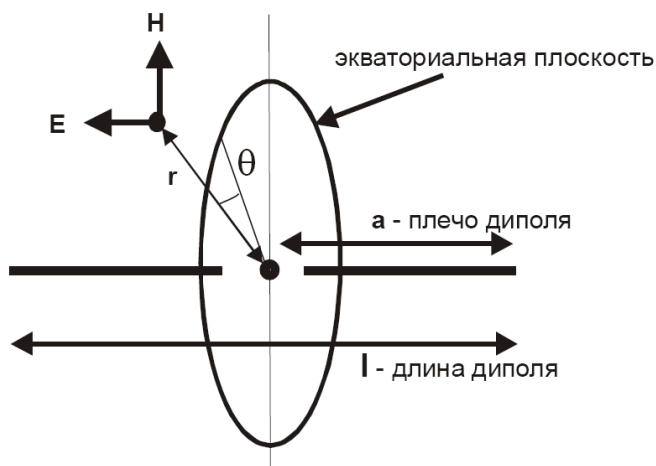


Рис. 3.2. Схематическое изображение дипольной антенны.

По принципу действия антенны, применяемые в георадиолокации, подразделяются на дипольные, щелевые и рупорные.

Дипольные антенны. Представляют собой резонансную систему - простейший вибратор, состоящий из двух отрезков проводника (в георадарах одинаковых), в которых при подаче импульсного напряжения с генератора протекает импульсный ток, и электромагнитное поле распространяется в окружающую среду, либо под

действием внешнего поля в антенне протекает ток, измеряемый приемным устройством. На рисунке 3.2 схематически изображена дипольная антенна. Здесь l – величина диполя ($l/2$ – величина плеча диполя), I – величина тока в антенне, λ – длина волны, возбуждаемая (принимаемая) данной антенной на собственной частоте, r – расстояние от середины диполя до точки наблюдения, θ – угол между направлением на точку наблюдения и экваториальной плоскостью диполя. Значения модулей векторов электрической и магнитной составляющих излучаемого (принимаемого) поля связаны с параметрами антенны следующим образом:

$$E = 60 \cdot \pi \cdot \frac{I \cdot l}{r \cdot \lambda} \sin \theta, \quad H = \frac{I \cdot l}{2 \cdot r \cdot \lambda} \sin \theta.$$

По мере удаления от центра диполя различают три зоны – ближнюю, среднюю и дальнюю.

В ближней зоне, где $r \ll \lambda$, поле имеет реактивный характер, векторы $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ сдвинуты друг относительно друга по фазе на 90° и лучевые законы распространения волн не выполняются. Это так называемая неволновая зона.

В дальней зоне, где $r > \lambda$, векторы $\mathbf{E}$ и $\mathbf{H}$ синфазны, применимы лучевые представления, и зона называется волновой.

Средняя зона, где удаление от центра диполя примерно равно длине волны, является границей применимости лучевых представлений о распространении волн.

Энергетическими параметрами излучающей антенны являются мощность излучения P_Σ и сопротивление излучения R_Σ :

$$P_\Sigma = \frac{80 \cdot \pi^2 \cdot l^2 \cdot I^2}{\sqrt{2} \cdot \lambda^2}; \quad R_\Sigma = P_\Sigma \sqrt{2} / I^2 = \frac{80 \cdot \pi^2 \cdot l^2}{\lambda^2}.$$

Соответственно, при распространении поля имеют место потери – мощность потерь P_{Π} и сопротивление потерь R_{Π} , которые зависят от свойств среды. Коэффициент полезного действия антенны η определяется как

$$\eta = P_{\Sigma} / (P_{\Sigma} - P_{\Pi}) = R_{\Sigma} / (R_{\Sigma} - R_{\Pi}).$$

Характеристикой частотного диапазона излучаемых или принимаемых антенной сигналов является относительная ширина полосы пропускания.

$$\Delta f_{\Pi P}, \% = 100\% (f_{\text{MAX}} - f_{\text{MIN}}) / f_0,$$

где f_0 – собственная частота антенны. По этому признаку антенны делятся на:

узкополосные – $\Delta f_{\Pi P}, \% < 10\%$,

широкополосные – $10\% < \Delta f_{\Pi P}, \% < 100\%$

и сверхширокополосные – $\Delta f_{\Pi P}, \% > 100\%$.

В современной георадиолокационной аппаратуре используются в основном сверхширокополосные антенны.

Важнейшей характеристикой дипольной антенны является ее диаграмма направленности – нормированная по максимуму зависимость напряженности поля $f(\Theta)$ от угла Θ между направлением диполя и направлением на точку наблюдения.

Для диполя с равными плечами:

$$f(\Theta) = \frac{\cos(k \cdot l \cdot \cos \Theta) - \cos(k \cdot l)}{\sin \Theta}$$

где $k = 2\pi/\lambda$.

Таким образом, диаграмма направленности антенны зависит от соотношения длин диполя и длины излучаемой (принимаемой) волны. На рисунке 3.3 представлены примеры диаграмм направленности дипольной антенны для различных соотношений l и λ . По форме диаграммы направленности антенны делятся на остронаправленные, где центральный лепесток максимален по величине и узок,

а боковые лепестки незначительны (например, при $l = \lambda$), слабонаправленные и ненаправленные.

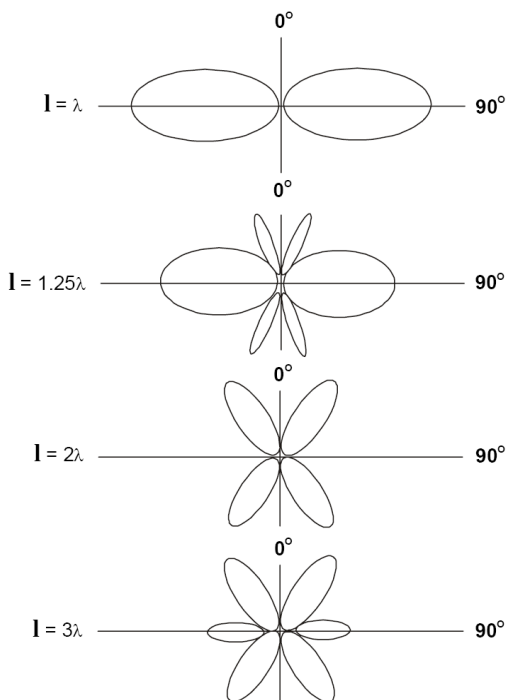


Рис.3.3. Примеры характеристик направленности дипольной антенны для разных соотношений l и λ .

Поскольку для «обострения» характеристики направленности антенны требуется увеличение линейных размеров диполя в соотношении с длиной волны, для более низкочастотных антенн эта задача решается труднее, чем для относительно более высокочастотных антенн.

При размещении антенны над проводящей поверхностью, например, поверхностью, земли диаграмма направленности искажается, как правило, в сторону потери остроты направленности вниз из-за увеличения длины волны в проводящей среде при неизменном размере диполя.

Дипольные антенны наиболее широко применяются в современной георадиолокационной аппаратуре. Конструктивно они выполняются в двух вариантах.

Первый вариант – металлические трубки, закрепленные в горизонтальном положении в переносной конструкции. Так, например, в георадаре «Зонд-12» устроена сборная антенна с частотами 36, 75 и 150 мегагерц. Такие антенны переносятся над поверхностью земли на высоте 10 - 30 см.

Другой вариант – так называемая «бабочка», когда плечи диполя выполнены в виде двух плоских металлических треугольников (см. рис 3.4.а). В этом случае и излучающая и приемная пара треугольников закреплены на единой подложке, которая протаскивается непосредственно по поверхности грунта.

Так устроены антенны с частотами 300, 500, 900, 1000 и 2000 мегагерц в георадаре «Зонд-12».

Дипольные антенны имеют наиболее широкое применение в георадиолокации.

Щелевые антенны. Щелевая антенна представляет собой прорезь в проводнике. Собственная частота, полоса частот излучаемых и принимаемых волн, характеристика направленности определяются размерами проводника и размерами щели. Ток смещения в щели генерирует электромагнитное поле в окружающем пространстве. На рисунке 3.4.б приведено схематическое изображение щелевой антенны.

Выражения для характеристик возбуждаемого электромагнитного поля для щелевых антенн несколько более сложные, чем для дипольных и здесь не приводятся.

В настоящее время щелевые антенны не имеют широкого применения в георадиолокации, но многие конструкторы георадаров считают, что за ними большое будущее, поскольку формирование остронаправленной

характеристики для относительно высоких частот легче осуществить для щелевой антенны, чем для дипольной.

Рупорные антенны. Форма этих антенн соответствует названию и представляет собой конический или пирамидальный металлический рупор, прикрепленный к волноводу, возбуждаемому импульсным напряжением. Собственная частота антенны прямопропорциональна линейным размерам волновода, а острота характеристики направленности прямопропорциональна высоте конуса или пирамиды.

Рупорные антенны рассчитываются на большую мощность излучения и острую характеристику направленности. Применяются редко для относительно низкочастотных исследований и технологически неудобны.

Например, рупорную антенну на 75 мегагерц переносят 2 человека.

Другие типы антенн. Сюда относятся антенны с распределенными элементами – длинные линейные конструкции, обеспечивающие острую характеристику направленности и лучшее согласование излучения и приема с поверхностью земли [9]. Такие антенны серийно не производятся и находятся на стадии лабораторных разработок.

Сюда же относятся экранированные антенны. В них обычный дипольный вибратор типа «бабочки» сверху закрыт специальным проводящим и поглощающим полимерным материалом. Цель такой конструкции – подавление излучения в верхнее полупространство и резкое ослабление «воздушных» волн-помех (см. выше).

Экранированные антенны позволяют подавить основные регулярные помехи в процессе наблюдений и получать гораздо более качественный полевой материал. В комплекте георадара «Зонд-12» имеются экранированные антенны на 300, 1000 и 2000 мегагерц.

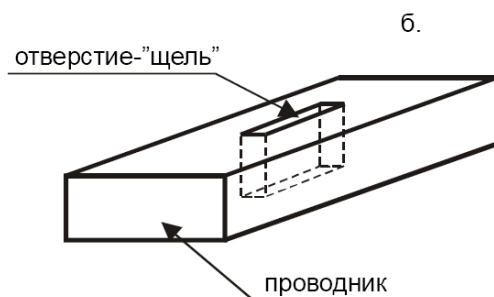
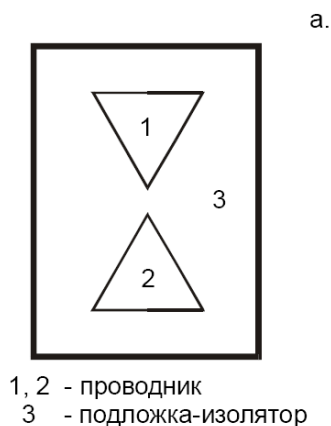


Рис. 3.4. Схемы дипольной антенны - «бабочки» (а)
и щелевой антенны (б).

В производстве георадаров в настоящее время сосуществуют две тенденции - построение многоцелевых приборов с набором антенн для исследований в общем диапазоне частот от 50 до 2500 МГц и создание узкоспециализированных аппаратов для решения конкретных задач, зато в больших объемах, более технологично и с большим успехом.

Состав георадара:

Антенный блок (АБ), включает в свой состав приёмно-передающие антенны, передающие и приёмные

устройства и системы обработки информации. Тип антенного блока определяет глубину зондирования и разрешающую способность георадара.

Георадар может комплектоваться несколькими антенными блоками для выполнения разных задач.

Блок обработки, управления и индикации (как правило, ноутбуки различных типов с операционной системой Windows 95/98/2000 или карманные компьютеры с операционной системой Windows CE). Применение карманного компьютера позволяет уменьшить массу, габариты и стоимость комплекта георадара. Использование в карманном компьютере экрана с отражающей технологией обеспечивает высококонтрастное изображение в условиях яркого солнечного освещения. Блоки питания (БП), используются для питания антенного блока и блока управления. Применяются герметичные батареи свинцовых и никель-металлогидридных аккумуляторов напряжением 12В. Телескопическая штанга, служит для перемещения георадара. Датчик перемещения (ДП), позволяет осуществлять точную привязку по расстоянию на местности. Измеритель пути (ИП), позволяет определять расстояние на пересеченной местности или на воде. Соединительные оптические кабели, служат для передачи информации и сигналов и позволяют повысить качество радиолокационного сигнала. Радиомодем, позволяет производить дистанционное управление прибором и осуществлять съём информации с антенных блоков в радиусе до 100 метров.

ГЛАВА 9. ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЭТАЛОННЫХ ТОЧЕК ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ПОЛУОСТРОВА КРЫМ

9.1. Общие сведения о районе исследований

9.1.1. Рельеф полуострова Крым

Крымский полуостров, омываемый с юга и запада Черным, а с востока Азовским морями, по характеру рельефа разделяется на две неравные части: широкую северную – равнинную и узкую южную – горную. Северная с абсолютными высотами, не превышающими 150 м, носит название Степного или Равнинного Крыма. Южную, меньшую часть полуострова занимают Крымские горы с высотами до 1,5 км. Они протягиваются на 160 км вдоль берега Черного моря с запада на восток от Балаклавы до Феодосии тремя параллельными разновысокими грядами, достигая максимальной ширины 50-60 км. Друг от друга гряды четко отделяются пологими понижениями в рельефе.

Самая высокая южная - Первая (Главная) гряда на западе начинается высотами 300 м (Балаклавские высоты у мыса Айя). В центральной части она достигает отметок свыше 1,5 км (г. Роман-Кош 1543 м), а на востоке у Феодосии заканчивается холмистыми возвышенностями мыса Ильи (310 м). Таким образом, Первая (Главная) гряда Крымских гор делится на западный, центральный и восточный участки.

Западный низкогорный участок Первой гряды с высотами от 300 до 1000 м, располагается между мысом Айя на западе и Ай-Петринской яйлой (яйла (тюрк.) – “летнее пастбище”) на востоке. Его протяженность около 30 км. Рельеф Первой гряды здесь – это чередование

скалистых гребней высотой до 700 м и разделяющих их понижений, днища которых расположены на высотах 300-350 м. Наиболее крупные котловины с запада на восток: Балаклавская, Варнаутская, Байдарская и Узунджинская.

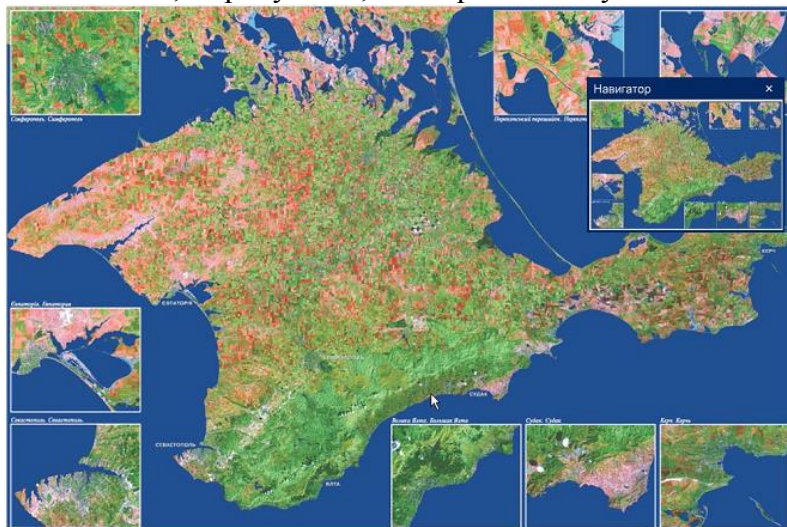


Рис. 80. Космоснимок Крыма

Центральный участок Первой гряды от Узунджинской котловины до долины р. Танас – область развития высоких платообразных нагорий, известных как Крымские яйла (с запада на восток): Ай-Петринская, Ялтинская, Никитская, Бабуганская, Чатырдагская, Демерджи, Долгоруковская и Караби-Яйла. Нагорья достигают длины 20-30 км и ширины до 10–12 км. Друг от друга яйла отделены понижениями в рельефе в верховьях речных долин или узкими перемычками, здесь обычно располагаются перевалы, наиболее известные из которых перевал Байдарские ворота (520 м) и Ангарский (762 м). Яйла, сложенные известняками, сильно нарушены карстовыми процессами, здесь широко развиты разнообразные поверхностные и подземные формы карстового рельефа.

Восточный участок Первой (Главной) гряды длиной около 75 км от долины р. Танас до Феодосийского залива заканчивается горной группой Карадага. Это низкогорье, расчлененное множеством отдельных скал, скальных гребней, массивов и разделяющих их понижений. За Карадагом к востоку до мыса Ильи тянется низкая предгорная холмистая гряда Тебе-Оба.

К северу от Первой (Главной) гряды, отделяясь от нее широким продольным понижением рельефа, получившим название продольной долины, расположена Вторая (Предгорная) гряда Крымских гор. Она тянется от Инкермана на западе до г. Старый Крым на востоке. Наиболее высокими горами Второй (Предгорной) гряды являются гора Сель-Бухра (656 м) в районе пос. Научный и гора Кубалач (739 м) в районе г. Белогорска. Вторая гряда обладает куэстовым рельефом. Её южный склон крутой, сильно расчлененный, имеет обрывистый характер. Северные склоны пологие, под углом 6-12° наклонены к северу, в сторону Третьей (Внешней) гряды. На западе от Инкермана до Симферополя Вторая гряда состоит из двух четко выраженных уступов, которые восточнее Симферополя сливаются в один. На всем протяжении Вторая гряда пересекается поперечными долинами рек с хорошо выраженными надпойменными террасами. В зонах куэст долины резко сужаются и приобретают каньонообразную форму.

К северу от Второй гряды располагается Третья (Внешняя) гряда Крымских гор. Она начинается Сапун-горой у Севастополя на западе и тянется до Симферополя. Средние высотные отметки гряды около 250 м. Наибольшей высоты (349 м) гряда достигает в районе Бахчисарая. Восточнее Симферополя гряда выражена плохо, она постепенно понижается и совсем исчезает. Третья (Внешняя) гряда так же как и предыдущая имеет куэстовое

строение. Её крутой южный склон поднимается на высоту до 150 м над долиной, а пологий северный склон, постепенно понижаясь, сливается предгорной равниной Степного Крыма (рис.80).

9.1.2. Геологическое строение

Крымский полуостров делится на две совершенно различные в геологическом отношении части:

1) Равнинный или Степной Крым, который представляет собой часть молодой эпипалеозойской Скифской плиты, отделяющей древнюю добайкальскую Восточно-Европейскую платформу от расположенного южнее Альпийско-Гималайского складчатого пояса

2) Горный Крым, где проходят маршруты геологической практики, представляющий собой молодое горное сооружение, развивающееся в пределах западного участка северной боковой Крымско-Кавказской ветви Альпийско - Гималайского складчатого пояса.

В районе исследований, охватывающем всю западную часть Горного Крыма, на поверхности обнажаются породы триаса, юры, мела, палеогена и неогена. На речных и морских террасах, а отчасти и на горных склонах, их прикрывают четвертичные отложения, которых становится больше в предгорьях и Степном Крыму, где они образуют почти непрерывный чехол (рис. 81).

Выходы пород разного возраста размещаются закономерно, в соответствии с геологическим строением. Нижнемеловые и более молодые отложения, слагающие северное крыло складчатого сооружения Горного Крыма, залегают с пологим наклоном на северо-запад, образуя единую моноклираль, протянувшуюся через весь район практики - от Севастополя до Белогорска. Южнее, в самой

приподнятой части – ядре орогена, эти породы срезаются эрозией и из-под них на поверхность выходят залегавшие глубже отложения триасового и юрского возраста, которые еще в домеловое время были смяты в складки, нарушены разрывами и прорваны многочисленными мелкими магматическими интрузиями. Это сложно построенное складчатое основание Крымских гор составляет их главную, водораздельную гряду и ее южный склон. Средствами морской геологии и геофизики оно прослеживается далее под прибрежными водами Черного моря (рис.82).

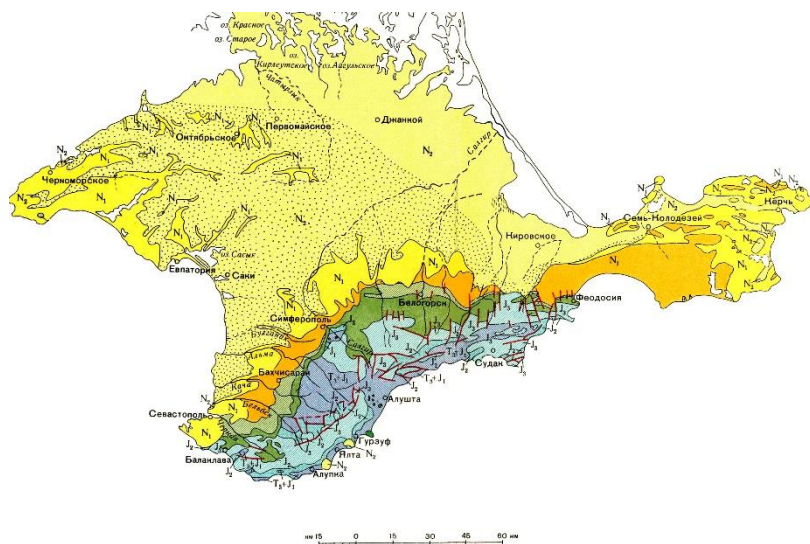
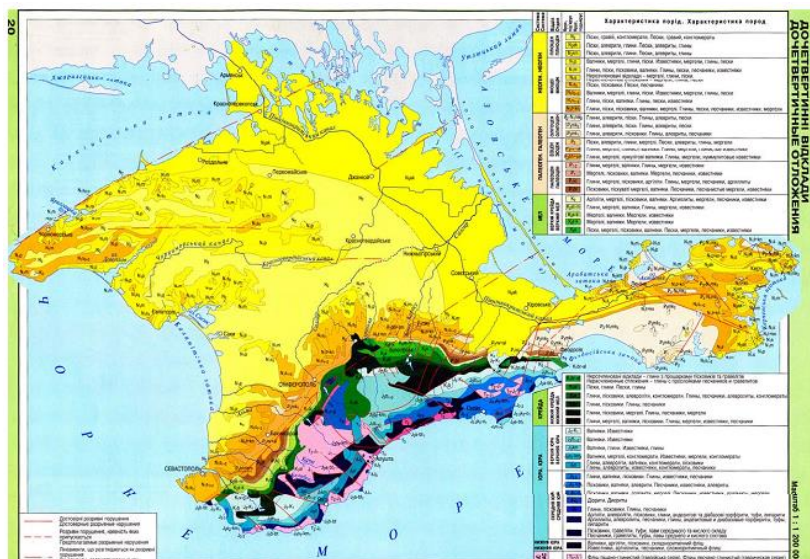


Рис. 81. Геологическая карта Крыма (по М.В. Муратову)



В стратиграфическом разрезе следует (снизу-вверх):

1. Триас – нижняя юра. Переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов (в том числе терригенный флиш с ритмичным чередованием слоев и хорошо выраженными турбидитами) общей мощностью более 2500 м, его называют таврической серией. Разрез известен начиная с верхнего триаса и выше, подошва нигде не обнажается. Это преимущественно глубоководные морские отложения. В средней части таврической серии (в основании юры) прослеживаются грубые кварцевые песчаники и конгломераты, в подошве которых вероятны стратиграфический перерыв и несогласие.

В самых северных выходах, за линией крупного тектонического разлома триас и нижняя юра представлены более мелководными, чем в таврической серии, преимущественно шельфовыми морскими отложениями эскиординской свиты.

Триас (средний и верхний, подошва не обнажается) и там сложен аргиллитами, алевролитами и песчаниками, но их мощность не превышает 700 м, флиша немного, хорошо сохранились фаунистические остатки.

Нижняя юра залегает на триасе трансгрессивно с размывом и несогласием. Это песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты с линзами органогенных известняков. Есть олистостромы с включениями глыб известняков каменноугольного, пермского, поздне триасового и раннеюрского возраста, а также небольшой горизонт вулканических пород (андезитов и риолитовых туфов). В верхах появляется тонкоритмичное флишoidное переслаивание. Общая мощность нижней юры до 850 м.

2. Средняя юра. На таврической серии с угловым несогласием залегают среднеюрские образования позднеааленского, байосского, батского и

раннекелловейского возраста. Это флишеидные преимущественно мелководно-морские отложения песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленными растительными остатками, а иногда и прослоями каменного угля. К верхнему байосу относятся локально распространенные толщи, представленные продуктами андезибазальтового вулканизма, залегающие среди морских песчано-глинистых отложений в виде горизонтов мощностью до нескольких сотен метров. В одних местах это подушечные лавы, в других - туфы с включениями лапиллей и вулканических бомб, а также туфогенные турбидиты. Верхи средней юры - это глины с конкрециями сидеритов, прослоями песчаников и известняков. На севере (близ Симферополя) в самых низах средней юры появляется толща конгломератов. Суммарная мощность средней юры около 2000 м.

3. Верхняя юра. Известняки и конгломераты мелководно-морского происхождения. Конгломераты вместе с песчаниками представляют главным образом нижнюю часть разреза, где есть сложенные ими клиноформы с грубой наклонной слоистостью. В известняках различимы крупные рифовые постройки, одна из которых образует гору Ай-Петри. Много слоистых известняковых брекчий, формировавшихся между рифами и на их склонах. Верхнеюрские отложения бронируют выположенные поверхности яйл первой водораздельной гряды Крымских гор. Их общая мощность более 2000 м.

В районе исследований, по крайней мере, в водораздельной части юго-западного Крыма, верхняя юра налегает на более древние породы таврической серии не по стратиграфическому, а по тектоническому контакту, в виде смещенных, надвинутых к югу тектонических пластин.

4. Нижний мел. Представлен весьма разнообразно, наряду с мелководно-морскими песчано-глинистыми

отложениями и известняками есть пески и песчаники, формировавшиеся в речных дельтах и в наземных условиях. В верхах разреза нижнего мела (верхний альб в районе Балаклавы) прослеживается горизонт песчаника с примесью андезитовой пирокластики. В пределах района практики заметно меняются не только состав и мощности нижнемеловых отложений, но и полнота стратиграфического разреза, осложненного стратиграфическими несогласиями и перерывами. Нижний мел налегает на неровную, размытую поверхность более древних пород, в том числе с угловым несогласием и базальными конгломератами. Там, где происходила ингрессия моря в понижения эрозионного рельефа, нижнемеловые осадки заполняют их. Общая мощность - до нескольких сотен метров.

5. *Верхний мел.* Известняки, мергели, реже песчанистые мергели, есть глауконитовые песчаники. Мощность 200-400 м, она убывает с запада на восток, в том же направлении убывает и полнота стратиграфического разреза. Верхнемеловые отложения залегают на нижнемеловых с несогласием.

6. *Палеоген.* Разрез палеогена начинается с массивных органогенно-обломочных известняков палеоцена, налегающих на верхнемеловые песчанистые мергели по резкой поверхности размыва типа *hard ground* и переходящих вверх в мергели. Выше с размывом залегает эоцен, венчающий разрез второй гряды Крымских гор. Эоцен представлен глинами, мергелями, органогенными известняками (с многочисленными скелетными остатками нуммулитов), а затем снова мергелями и глинами. Общая мощность палеоцена и эоцена около 250 м. Олигоцен - это мощная толща глин, верхи которой принадлежат уже нижнему миоцену.

7. *Неоген.* Миоцен, главным образом средний,

залегая с размывом и угловым несогласием на породах возрастом от эоцена до средней юры, сложен ракушечными, оолитовыми и другими мелководно-морскими известняками с прослоями песков, песчаников и глин общей мощностью до 150 метров. Их перекрывает толща мелководно-морских, лиманных и континентальных осадков конца миоцена - плиоцена таврской и береговской свит, формировавшихся в северных предгорьях начинавшего в то время подниматься Горного Крыма. Это желтовато-бурые и красно-бурые глины и алевроиты с прослоями известняков, песчаников и конгломератов с линзовидным неровным, неправильным напластованием и многочисленными горизонтами погребенной почвы.

В Горном Крыму плиоцен представлен массандровской свитой, которая вдоль южного берега Крыма образует комплекс склоновых отложений.

8. Четвертичные отложения. В горной части района исследований это галечники речных террас, а также пролювиальные, делювиальные и коллювиальные шлейфы и оползневые массы. Вдоль морского побережья есть небольшие останцы перекрытых галечником морских террас.

Интрузивные образования Горного Крыма формировались при внедрении базальтовой или андезибазальтовой магмы (а также более кислых продуктов ее дифференциации), которое увязывается во времени и пространстве со среднеюрским вулканизмом. Эрозией вскрыты небольшие тела разнообразной формы, в том числе изометричные («каплевидные»), самые крупные из которых не превышают 1-2 км в поперечнике. Преобладают интрузии габбро-долеритов и диоритов, а в подчиненном количестве внедрявшиеся в более позднее время плагиограниты и кварцевые диориты.

Интрузивные тела залегают среди мощных

отложений триаса - нижней юры, а также среди пород средней юры. В последнем случае это так называемые субвулканические образования - дайки, силлы, некки, питавшиеся из тех же магматических очагов, что и среднеюрские вулканы, или даже служившие подводными каналами подъема магмы при вулканических извержениях. Такие тела, застывавшие на небольшой глубине, сложены главным образом долеритами, базальтами и андезибазальтами. Они нередко контактируют непосредственно с вулканическими толщами (Рис.83).

9.1.3. Строение таврской свиты юго-западного Крыма

Таврская свита, выделенная М.В. Муратовым в 1954 году [Муратов, 1954], развита в равнинной части западного Крыма, главным образом в пределах Альминской впадины между мегантиклинорием Горного Крыма на юго-востоке и Новоселовским поднятием на северо-западе (рис. 1). До этого лежащие выше известняков верхнего сармата и отложений меотиса галечники, пески, буро желтые глины и алевроиты, расслоенные красноцветными почвами, обозначались как «красно-бурые или красные глины» [Соколов, 1883; Фохт, 1887] или «пестрые рухляки» [Федорович, 1928]. Стратотип таврской свиты М.В. Муратовым выделен не был.

Разрез таврской свиты на южном борту Альминской впадины начинается практически сразу за Севастопольской бухтой на Северной стороне города в районе Радиогорки [Семененко, 2003]. И далее на север таврская свита обнажается непрерывной полосой вдоль берега Каламитского залива до озера Кизил-Яр в районе с. Новофедоровка [Кожевников, Найдина, 1983]. Основные обнажения, не затронутые обвальными и оползневыми

процессами, приурочены к крутым береговым обрывам в приустьевых частях рек Бельбек, Кача, Альма и Булганак.

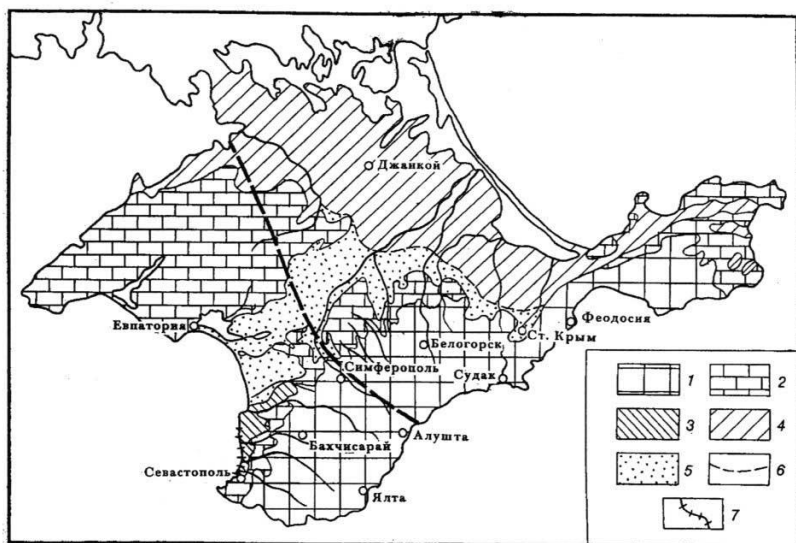


Рис. 84. Распространение таврской и береговской свит на территории Крыма: 1 – мезозойские и кайнозойские отложения Крымского мегантиклинория; 2 – миоценовые и нижнеплейстоценовые отложения Тарханкутского, Керченского п-овов и Третьей гряды крымских гор (карбонатная фация); 3 – таврская свита (понт- киммерий); 4 – береговская свита (киммерий – куяльник); 5- морские киммерийско-куяльницкие отложения; 6 – Салгирско-Октябрьский поперечный разлом; 7 – расположение изученных разрезов. [4]

В целом таврская свита сложена желтовато-бурыми светлыми алевроитами и алевроитистыми глинами мощностью от 1–2 м и более, чередующимися с характерными более тонкими слоями, окрашенными в красновато-бурый или ярко красный цвет [Муратов, 1954]. Красные слои, являющиеся ископаемыми почвами, мощностью до 0,5 м и более хорошо выделяются на склонах обрывов, придавая им характерный полосчатый вид и общий красноватый оттенок (рис. 85). Обычно на обрыве

высотой 15-20 м можно выделить до 7–8 красных прослоев, но иногда их бывает больше до 10–12 [Кожевников, Найдина, 1983].



Рис. 85. Клиф таврской свиты между с. Орловка и с. Кача

Кроме того, в толще присутствуют линзовидные прослои песчаников, переходящих в мелкогалечные конгломераты из хорошо окатанных галек юрских известняков и других пород, вынесенных из Горного Крыма, мощность до 1, а иногда и более метров (рис. 86) и горизонты ракушечных известняков и известковистых песчаников мощностью от 0,5 до 3,5 метров [Кожевников, Найдина, 1983; Семененко, 2003; Славин, 1977].

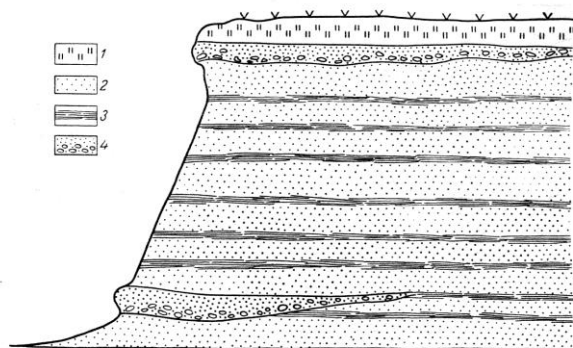


Рис. 86. Строение таврской свиты в обрыве близ устья р. Альмы
[Муратов, 1969]

1 – четвертичные суглинки; 2 – желтые алевроиты; 3 – горизонты почв;
4 – конгломераты и песчаники

Таврская свита залегает в целом почти горизонтально с пологим общим падением в север-северо-западном направлении. При этом некоторые исследователи отмечают последовательное срезание и замещение её относительно древних элементов все более молодыми [Кожевников, Найдина, 1983]. На этом основании, в соответствии с числом налеганий и прислонений ими выделяются шесть подсвит, название которых являются производными от населенных пунктов, в районе которых расположены типовые разрезы. С юга на север и стратиграфически снизу-вверх это учкуевская, любимовская, орловская, качинская, андреевская и песчановская подсвиты таврской свиты [Кожевников, Найдина, 1983]. Кроме того, вслед за В.И. Бабаком [Бабак, 1961] выделяется еще и береговская свита (николаевская по В.И. Бабаку), более молодая, чем таврская (рис. 87).

Другие разделяют таврскую свиту на две подсвиты: нижнюю – учкуевскую и верхнюю – андреевскую [Белецкий, Белокрыс, 2013].

Общая мощность таврской подсвиты разными авторами оценивается также по-разному от 50 м по данным бурения [Семененко, 2003], до 60–90 м [Бабак, 1961] и даже до 200–250 метров, что вдвое больше цифры, зафиксированной бурением в наиболее прогнутой части Альминской впадины в устье р. Альма [Кожевников, Найдина, 1983].

По представлениям В.И. Славина [Славин, 1977], к северу от Евпатории в районе Тарханкута таврская свита целиком замещается толщей известняков с фауной раннего понта, горизонтально залегающих на мэотисе (рис. 88).

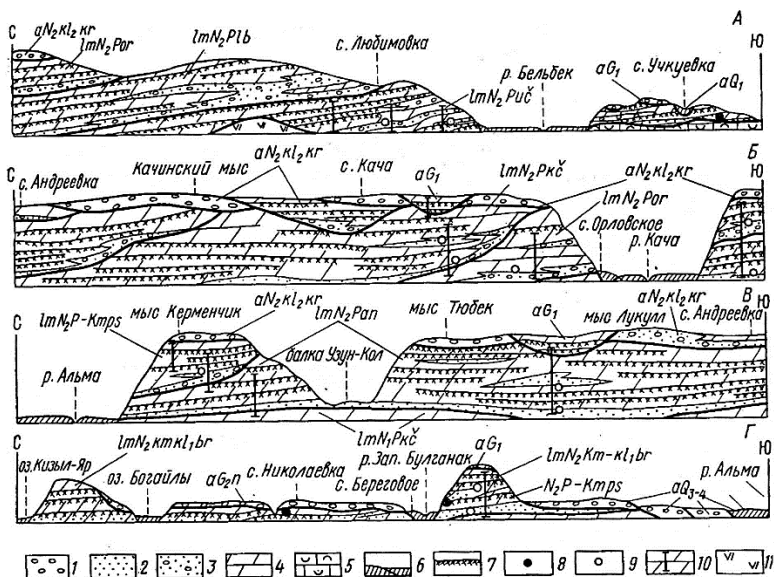


Рис. 87. Разрез таврской и береговской свит – приморский откос между Севастополем и Евпаторией по [Славин, 1977]
 1 – галечники, 2 – пески, 3 – песок с галькой, 4 – глины и алевроиты, 5 – известняки, 6 – суглинки, 7 – погребенные почвы, 8 – места находок макромаммалий, 9 – места находок остракод; 10 – разрезы, изученные послойным отбором образцов, 11 – оползни, осыпи

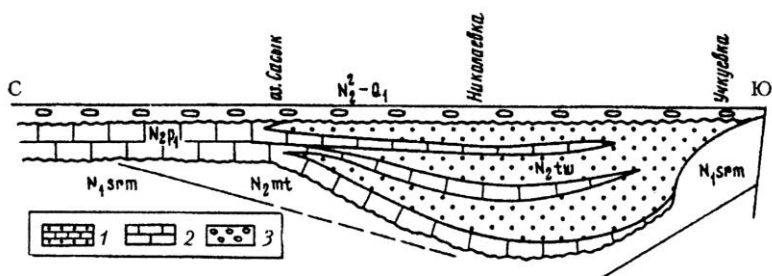


Рис. 88. Схема строения нижнепontiческих отложений. Таврская свита
 1.- пестрые глины, песчаники, известняки; 2 – нижнепontiческие отложения – известняки, мергели; 3 – верхний плиоцен – гравелиты, песчаники, линзы мергелей, глин.

Вопрос об **условиях образования** пестроцветов таврской свиты остается открытым. М.В. Муратов [Муратов, 1954, 1969], а вслед за ним В.И. Бабак [Бабак, 1961], М.Ф. Веклич и Н.А. Сиренко [Веклич, Сиренко, 1976] считали ее сугубо континентальной пролювиально-аллювиальной по происхождению. Пески и галечники рассматривались как предгорный аллювий, глины и алевроиты, расслоенные красноцветными почвами, как пролювий. Хотя еще в 1928 году Б.А. Федорович [Федорович, 1928] в пестрых рухляках обнаружил прослойки песчанистых известняков и известковистых песчаников с раковинами морских моллюсков *Cardium*, *Pecten* и *Venus*. На этом основании Б.А. Федорович считал красно-бурые глины частично континентальными, частично морскими.

Позже В.И. Славин [Славин, 1977] подтвердил данные Б.А. Федоровича о наличии прослоев с морской солоноватоводной фауной, обнаружив на правом склоне р. Бельбек в приморских обрывах два горизонта очень мелководных прибрежных песчаников и известняков, переполненных хорошо сохранившейся фауной гастропод и пелеципод. Морские песчано-известковистые слои, соответствующие более высоким горизонтам разреза, чем Бельбекский, хорошо прослеживались вдоль побережья между реками Бельбек и Кача. Исходя из этого, В.И. Славин делает вывод о том, что таврская свита сложена чередующимися пачками континентальных пестроцветных и морских отложений [Славин, 1977].

Далее А.В. Кожевников и Н.Н. Найдина, проведя многолетние детальные полевые исследования и обработав большой материал, детально обосновали разрез таврской свиты палеонтологически и доказали его преимущественно морской характер [Кожевников, Найдина, 1983]. Ими выделяется до 7–10 морских прослоев в разрезах таврской свиты, во всех случаях, содержащих ассоциации остракод,

указывающие на морские условия среды обитания. Таким образом, морской характер ряда горизонтов, расслаивающих таврскую свиту, является безусловным. В целом же таврская свита, по их мнению, имеет лиманный генезис [Кожевников, Найдина, 1983].

Возраст таврской свиты также остается предметом дискуссии. Изначально М.В. Муратов считал, что «таврская свита по возрасту несомненно относится к плиоцену и стратиграфически соответствует верхнему понту и киммерию» [Муратов, 1954]. В то время понт относили к плиоцену, в настоящее время понт относят к миоцену (рис. 89).

В.И. Славин на основании найденной им фауны понизил возраст таврской свиты до только раннего понта, считая её фациальным аналогом новоросскийской свиты [Славин, 1977]. А.В. Кожевников и Н.Н. Найдина также на основании комплекса собранной фауны и положения таврской свиты в разрезе определили её возраст как понт-ранний киммерий [Кожевников, Найдина, 1983]. В.Н. Семененко, вслед за В.И. Славиным, также на основании определений фауны относил таврскую свиту к раннему понту [Семененко, 2003]. С.В. Белецкий и О.А. Белокрыс в работе 2013 года неожиданно подняли возраст таврской свиты до позднего киммерия–куяльника, хотя не исключили, что нижняя часть свиты относится к понту [Белецкий, Белокрыс, 2013].

Корреляционная стратиграфическая схема неогеновых региоюрсов юга Европейской части России

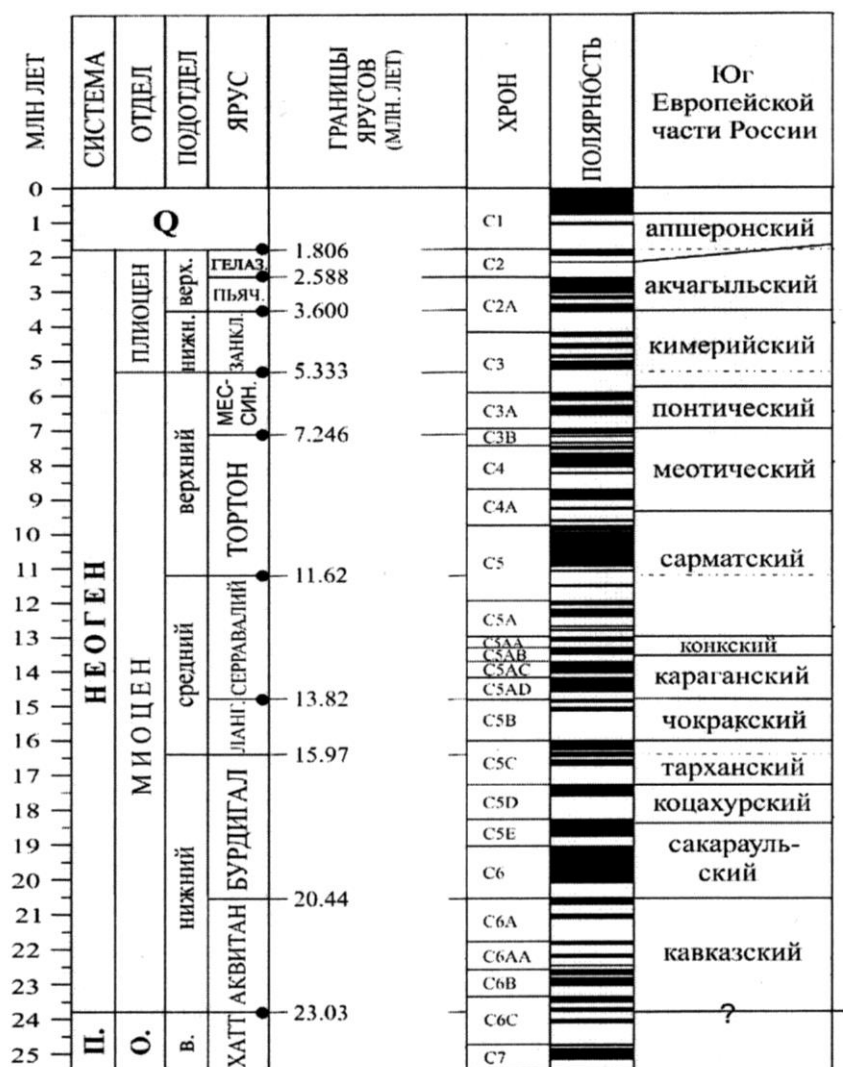


Рис. 89. Корреляционная стратиграфическая схема неогеновых региоюрсов юга Европейской части России (Ю.Б. Гладенков, 2013).

9.1.4. Некоторые особенности закономерностей структуры и развития песчаных пляжей в береговой зоне Черного моря

Особенности пляжей в пределах островных дуг. В практике рассмотрения пляжевого морфо- и литогенеза особое место занимают береговые дуги – берега бухт и заливов. Существует сезонность формирования пляжей. Она отражена в перестройках рельефа вдоль берега и во времени, количества пляжевых наносов, в связи наносов на подводном склоне и на берегу. Перемещения наносов обусловлены изменениями во времени и изменчивостью E , V_p и $T_{рез}$ вдоль берега. С другой стороны, во время действия ветра от одной и той же стороны, не меняясь более суток, изменения претерпевают наносодвижущие характеристики. Однако, результативные данные все-таки характеризуются относительно стойкими значениями, поскольку изменения лежат в узких пределах, определяющих динамическую стабильность. В течение каждой штормовой ситуации, при которой ветры имеют различное направление, изменения диктуются кривизной береговой дуги. В то же время на выровненных берегах они диктуются изменениями направлений действия штормов. В этом кроется основное отличие пляжевого морфогенеза как в течение многолетнего периода, так и в течение отдельных сезонов.

Морфология и долговременная динамика пляжей. В общем за прошедшую треть столетия пляжи Одесского залива, в отличие от расположенных на песчаных пересыпях Днестровского, Будаковского, Бурнаесского и других лиманов, не претерпели столь большого размаха вертикальных и горизонтальных деформаций. До 1997 г. развивалась хотя и небольшая ($2,5 \text{ м}^3/\text{м} \cdot \text{год}$), но все-таки практически непрерывная аккумуляция наносов вдоль

большей части песчаного берега. Она обеспечивала столь же долговременное выдвижение береговой линии со скоростями 0,20-0,75 м/год в течение отдельных лет. скорости нарастания береговой линии соответственно составили 0,55 и 0,75 м/год при относительно насыщенном вдольбереговом потоке наносов в данных локальных условиях. Однако, после 1997 г. поступление пляжевых наносов в залив стало замедляться под влиянием: а) усиления вывоза наносов с пляжей, б) выработки профиля равновесия и стабилизации морского края искусственной грунтовой террасы, в) искусственного отмирания около 40% длины активных клифов, г) создания относительного полупропуска наносов в Одесский залив из Аджиясского потока на мысе Северном Одесском. Ситуация окончательно усугубилась в гг., когда началось строительство роскошного коттеджного поселка «Сосновый Берег», несколько бун, гавань для яхт и катеров и для неё волно- и наносозащитный мол, длиной около 300 м. До лета 2011 г. ширина пляжа уменьшилась в среднем на 6,52 м, причем, в большей мере на участке IV. На участке, а («Продмаш») величина отступления береговой линии в среднем за гг. составила 6,52 м, т.е. со скоростью 0,46 м/год. Получилось, что скорость нарастания береговой линии до 1997 г. была больше на 16%, чем скорость отступления в гг. За тот же период на участке б («Молодая Гвардия») величина отступления береговой линии была равной 5,90 м, или 0,42 м/год, как и должно быть в очаге аккумуляции. А это значительно уступает скорости нарастания береговой линии за предыдущий период до 1997 г., которая на 56% больше.

Морфометрия и закономерности динамики пляжей на выровненных песчаных берегах. В северной и северо-западной частях Черного моря выровненные берега с песчаными пляжами распространены широко. Эта

закономерность была предопределена предыдущей палеогеографической историей северо-западного шельфа Черного моря. Данный берег входит в состав классического лиманного типа побережья. Его основными элементами, согласно палеогеографии района, являются песчаные пересыпи лиманов, разделяющие их активные клифы, умеренно приглубый подводный склон и острый дефицит наносов. Активные клифы, подвергаясь абразии, поставляют в береговую зону в основном песчаные пляжеобразующие фракции. Значительная часть бенчей, находясь на подводном склоне, сложены разновозрастными аллювиальными отложениями речных террас. Поэтому и этот источник в процессе волновой переработки дает много песчаных фракций. Вот почему в геологической истории сложилось так, что на исследованном лиманном побережье абсолютно доминируют песчаные пляжи. Изложенное позволяет сделать вывод о том, что выравнивание первичной береговой линии и образование песчаных пляжей исследованного берега было обусловлено двумя основными процессами абразионным в северо-восточном районе и аккумулятивным в юго-западном районе, в направлении сноса осадочного материала и действия вдольберегового потока наносов под влиянием генерального потока энергии.

Прислоненные одноклонные пляжи. Они распространены вдоль коренного берега с абразионным выравниванием в течение голоцена. В настоящее время сохранились не небольших отрезках, но остались в тех же линейных и объемных размерах, что и лет назад. Все они развиваются в условиях дефицита наносов, на участке зарождения вдольберегового потока наносов, при абсолютной близости питающих горных пород. Подводный склон в общем приглубый в интервале глубин м среднее значение $i_{10} = 0,02-0,03$. Форма поперечного профиля,

вогнутая в приурезовой полосе и выпуклая в нижней части профиля. Это указывает на повышенной активности волнового влияния, на активный абразионный врез в глинистые коренные породы, на абразионное происхождение прилегающей части верхнего шельфа. В то же время подводная часть пляжа распространяется не далее, как до глубин 1,5 м, а глубже находится глинистая поверхность активного бенча с тонкими (до 0,2 м) и небольшими, редко расположенными пятнами заиленных алеврито-песчаных наносов.

К югу от м. Бол. Фонтан абразионный врез ускорен повсеместно под влиянием перемятых оползневых масс у подножья клифов. Он также зависит от перераспределения пляжевых наносов вдоль поперечного профиля, когда может формироваться широкая приурезовая подводная терраса, и пляжи, залега на такой широкой «пóлке», окажутся необычно широкими до 55 м. Через лет эта «полка» размывается, уклон прибрежного дна увеличивается, что не позволяет удержаться столь же широкому пляжу. Его ширина сокращается до м, а высота оказывается 0,9 м. На нем залегают крупнозернистые наносы, а потому уклоны поверхности необычно крутые, до 0,08-0,147. При этом минимальные могут составлять 0,030. Горизонтальные деформации линии пляжевого уреза чаще всего находятся в пределах м, как наблюдалось в период гг. Мощность слоя волновой переработки меньше, чем на Бурнасском абразионном участке, всего 2 м. Результат повторных нивелировок прислоненного односклонного пляжа в районе санатория «Зеленый Мыс», Большой Фонтан. Работы выполнялись 2 июля в различные годы (обозначены цифрами).

На участке между м.Санжейским и устьем р.Барабой активный абразионный врез, относительно быстрое углубление бенча (1,9-5,3 см/год на глубине 1,5 м),

отступление клифа (1,69 м/год) всегда сопровождалось сохранением таких размеров пляжа, которые существенно не отличались по объему на разных стадиях абразионного процесса. Подтверждается экспериментально вывод В.П. Зенковича, что динамическая стабильность обеспечивается постоянной штормовой переработкой наносов, когда идет сильный размыв пляжа и сокращение его размеров. Но одновременно во вдольбереговых подвижках наносов от северо-востока, как по конвейеру, приходят новые наносы и размеры пляжей компенсируются, размывы пополняются и существенной убыли массы наносов не происходит. Такая закономерность является всеобщей для пляжевого морфогенеза на песчаных берегах Черного моря. Размеры приклоненного односклонного пляжа у подножья отступающего глинистого клифа с южной стороны от м. Санжейского.

Будакский абразионный участок один из наиболее динамичных в береговой зоне Черного моря. На его северо-восточном фланге в период гг. средняя скорость абразии клифа составила 1,48 м/год, а на юго-западном 2,91 м/год. При таком абразионном врезе скорости абразии бенча составляют по максимуму не менее 5-7 см/год и по минимуму 0- 1 мм/год на глубинах 9-10 м. Размыву был подвержен межлиманный выступ, а в итоге образовался широкий глинистый подводный склон, с глинистым клифом, у подножья которого расположилась непрерывная полоса песчаного пляжа (рис. Ширина пляжа меняется в широких пределах от 2 до 35 м, и не более 37 м, но в 2011 г. средняя ширина составляла 10,3 м, а максимальная не была больше 28 м (Балабановский участок). Высота равна 0,9-1,6 м над ординаром, как и ранее в прошлом веке. Промерные работы показали, что уклоны подводного склона $i_{10} > 0,009$ в интервале глубин 0-10 м. В этих условиях подводная часть пляжа выходит на глубину до 0,2-0,5 м на вогнутом

приурезовом отрезке подводного склона. В этих условиях частую повторяемость имеют сгонно-нагонные явления, что усиливает волновую переработку пляжа. Вот почему обычный объем пляжа на Бурнаском участке составляет всего 5-7 м³/м за период гг. Самые крупные пляжи у северо-восточного фланга участка, а самые мелкие в общем у юго-западного фланга. Весьма показательно, что в 70-е годы XX века средние объемы были равными 8-13 м³/м, что в 1,4-2,6 раза больше. Следовательно, за минувшие 50 лет произошло уменьшение линейных и объемных размеров односклонных пляжей на Бурнаском участке. Эти тенденции очень четко отображают влияние антропогенного фактора, изменение гидрометеорологических условий под общим влиянием изменений климата, изменений продуктивности источников питания наносами. Полученные закономерности могут использоваться в процессе хозяйственного освоения берегов Черного моря.

Двусклонные пляжи полного профиля Двусклонные пляжи полного профиля, в отличие от прислоненных, залегают на мористом фланге баров, кос, пересыпей, террас. Типичные полнопрофильные начинаются от транзитного участка вдольберегового потока наносов у пересыпи Грибовского лимана и далее на юго-запад до места стыковки пересыпи Будаковского лимана с абразионным участком, а затем от м.Бурнас и до Жебриянской бухты. Они имеют общую длину км, что составляет примерно % от общей длины выровненного берега Черного моря. Для полнопрофильных пляжей на исследованном выровненном берегу морфология меняется в зависимости от силы шторма. Во время шторма односклонные пляжи уменьшаются или увеличиваются в размерах, и всегда по объемному показателю. Они никогда не распространяются дальше в сторону суши, не могут преодолеть стенку клифа,

как это происходит с полнопрофильными. Но вот на пересыпях лиманов морские пляжи растут в размерах за счет проникновения прибойного потока на остальную часть пересыпи или косы, охватывают эоловую и лиманную зоны, «слизывают» поверхностный слой наносов, сносят его в лиман. Вот тогда пляж и принимает классическую двусклонную форму «полного профиля». В промежутке между сильными штормами волны действуют только на мористый склон пляжей данного типа, и при этом обеспечивают деформации пляжевого рельефа. Вдоль берега аккумулятивных форм, в разных точках, нет существенной разницы в размерах пляжей на пересыпях разных размеров. Они могут быть широкими, высокими и крутыми на узких и небольших пересыпях, но могут быть таковыми и на широких и крупных, и наоборот. Нами не обнаружено четкой всеобщей закономерности, которая проявляется сплошь вдоль всего исследованного берега. Главной причиной такой «одинаковости» и таких изменений служит, согласно нашим исследованиям, гранулометрический состав наносов. Такую закономерность мы связываем с характером источников осадочного материала и уклонами подводного склона.

Если же источники питания поставляют в береговую зону преимущественно мелкозернистый материал, как в район наших исследований, то под влиянием крутых уклонов подводного склона наносы сносятся в основном на подводный склон, пляжи отсутствуют или характеризуются крайне мелкими размерами. Достаточно крупные пляжи формируются и нормально себя чувствуют под влиянием относительно приглубых или отмелых уклонов подводного склона, как в районе наших исследований. Во время экспедиционных исследований основная часть проб пляжевых наносов была взята в данных точках. Это весьма густая сеть пробоотбора, которая дала достоверные данные.

По этим пробам были диагностированы литологические типы пляжевых наносов: от песчано-илистых до гравийных. Причем, ассоциации самых крупных наносов приурочены к участкам сноса обломков ракушечного известняка (район м. Бол. Фонтан) и к участку пересыпи Джентшейского лимана и Алибейской подводной банки, где массово выбрасывается на пляж ракуша и раковинный детрит. Распределение литологических типов наносов на берегу Черного моря между мысом Большой Фонтан и Жебриянской бухтой, средние значения за период гг.

Зависимость уклона пляжа от медианного размера зерен оказалась более сложной, криволинейной. Но коэффициент корреляции достаточно высок, 0,86 что указывает на тесную связь показателей Md и i . Менее надежной оказалась закономерность для средне- и крупнозернистого песка на пересыпи Днестровского лимана, где $r_{iMd} = 0,74$. Связь была также криволинейной, но разброс точек более широкий, а потому СКО также больше. Хотя закономерность, отображенная кривой, сомнений не вызывает. Таким образом, на новом материале подтверждены были нами важные закономерности, описывающие зависимость уклонов поверхности пляжей от размера зерен (обломков) наносов

Закономерности распределения размеров пляжей получилась весьма пестрая картина. Прежде все обратим внимание на интегральное увеличение ширины B и небольшое общее отрицательное приращение высоты H . Причем, если между м. Бол. Фонтан и лиманом Бурнас эти тенденции ниже средних, то от пересыпи Алибей до Жебриянской бухты они значительно больше среднего для B и меньше среднего для H . Очевидно, увеличению сыграл свою роль снос пляжевого материала во вдольбереговом потоке наносов к юго-западу и его подпитка размытыми Алибейской и Шаганской банок, активный вынос

раковинного детрита на надводную часть пересыпей. Таким образом, создались все условия, по которым уклон поверхности пляжа должен приобрести стойкую и значительную тенденцию к понижению в направлении от северо-востока на юго-запад. При этом, от Бурнаса до Жебрианской бухты значения понижения уклонов в 2 раза меньше, чем северо-восточнее Бурнасского участка. Пляжи становятся широкими и плоскими.

При прочих равных условиях, количество наносов в песчаной пляжевой толще тем больше, чем больше ширина пляжа. Эта закономерность присуща и естественным, и искусственным пляжам.

Закономерности развития и взаимодействие надводной и подводной частей пляжа, следовательно, $F_{ан}$ на 40% в среднем за многолетний период. Такое соотношение встречается не везде, но оно весьма показательно в связи с разным влиянием разных участков вдольберегового потока наносов. В то же время обнаружилось отличие односклонных пляжей от двусклонных у односклонных надводная часть больше подводной, а у двусклонных надводная меньше подводной. Эта разница в общем больше на участках транзита и предъразгрузочном по сравнению с участками зарождения вдольберегового потока наносов. На участке разгрузки вдоль берегового потока наносов количество наносов в подводной части пляжа на порядок величины больше по сравнению с надводной частью пляжа. По итогам этих исследований нами была составлена графическая модель связи надводной и подводной частей прислоненных односклонных пляжей в природных условиях песчаных берегов Черного моря. Оба графика показали синхронный рост объемов наносов при искусственном увеличении одного из переменных, поскольку $F_{ан}$ и $F_{ап}$ связаны между собой влиянием единого энергетического поля прибойного

потока. Поскольку надводные части пляжей растут быстрее подводных, то, видимо, подводные имеют определенный порог, за которым обеспечивается дальнейший рост надводной части и без роста подводной части. Остальные подводные накопления наносов на подводном склоне относятся уже не к пляжу, а к аккумулятивной террасе, зоне подводных валов или зоне транзита поперечных подвижек наносов. Эта закономерность обнаружена нами впервые. Она имеет важное практическое значение, поскольку позволяет более точно определить оптимальные размеры песчаных искусственных пляжей и оценить реальные потери наносов на пляжах.

Фракционный состав наносов определяется, помимо свойств коренных пород, уклонами и рельефом подводного склона, контурами береговой линии, штормовой активностью прибрежной акватории, экспозицией результирующего вектора ветро-волнового режима по отношению к касательной в данной точке на береговой линии. Общий литологический процесс описывается механизмом развития баланса наносов в береговой зоне. Минимальное значение ведущей фракции было обнаружено на участке очистных сооружений Ильичевска, 0,73%, т.е. 1,5% среднего значения. Наибольшие содержания данной ведущей фракции обнаружены между Грибовской и Джентшейской пересыпью, где обычными являются %. Минимальные значения тяготеют к участку зарождения потока наносов севернее м. Санжейского, там обычно 15-25%. Аналогично распределяется и содержание суммы песчаных фракций и фракций крупнее 10 мм, их больше всего к северу от Сухого лимана до 20-25%. К юго-западу их содержание постепенно снижается от м.Бол. Фонтан к пересыпи Грибовского лимана; повышенное их содержание в виде ракуши и раковинного детрита обнаружено вдоль пересыпей лиманов Бурнас, Алибей, Шаганы, Сасык до 15-

30%. Все эти особенности сказались на обобщенных значениях Md (мм) So , Sk , Go , СПФ (%). Согласно размещению отдельных фракций, в массе пляжевых наносов на разных участках исследованного берега Черного моря, аналогично сложилось распределение названных величин. Можно видеть, что величина Md закономерно понижается в среднем от 10 мм до 0,31 мм в направлении Жебриянской бухты в связи с выносом на максимальное расстояние гидравлически самых мелких наносов, а также по причине наибольшего истирания наносов, прошедших максимальное расстояние. В итоге в том же направлении фракционный состав становится более равномерным, а средние So понижаются с 4,00 и до 1,59, указывая при этом на лучшую сортировку пляжевых наносов. Такая закономерность подтверждается и изменениями средних значений суммы песчаных фракций: с приближением к Жебриянской бухте её разница с содержанием ведущей фракции 0,25-0,5 мм увеличивается. Соответственно меняются и другие литологические характеристики

Для Черного моря прослежена достаточно ясная связь количества наносов в составе пляжа Fa (м³/м) с величинами ветро-волновой энергии E (усл. ед.). Увеличение количества волновой энергии E , приходящей из открытого моря к береговой линии, ведет к уменьшению объема пляжевых наносов Fa . Одни и те же значения энергии перерабатывают меньшую массу наносов, но в 2-3 раза более крупных. Это свойство пляжевого морфогенеза указывает на весьма существенные литодинамические различия мелких и крупных наносов, что оказывает непосредственное воздействие на механизмы морфогенеза, состав наносов, формирование структуры и слоистости пляжей. Аналогичным образом пляжевый морфогенез является отличительным в том или ином районе исследованного выровненного берега Черного моря,

поскольку разные его механизмы испытывают дифференциацию в зависимости от локальных физико-географических условий береговой зоны. Ход и интенсивность процесса в каждом конкретном районе отличается от протекания во всех остальных районах, соответственно различным гидравлическим свойствам обломков наносов.

Динамическая устойчивость песчаных пляжей. Сложность системы береговой зоны моря не вызывает серьезных возражений. Важнейшей особенностью прибрежно-морской структуры является то, что в ее составе находятся абразионные, аккумулятивные и динамически стабильные формы рельефа. К аккумулятивным формам отнесены пляжи разных типов, причем, к первичным, которые дают начало всем остальным, более крупным аккумулятивным формам. Однако, считается, что в составе берегов размыва пляжи также испытывают размыв. Такое явление заложено в нормы и правила гидротехнической защиты морских берегов, а для восстановления размывов рекомендуется искусственные компенсации разными методами. Среди таких методов чаще всего применяются отсыпки свободных незакрепленных пляжей, искусственных закрепленных пляжей, поддержание размеров пляжей методом байпассинга и ряда других. Такие рекомендации обоснованы тем, что размыв пляжей обуславливает усиление процессов абразии, а основное количество энергии волн начинает тратиться на абразию клифов, а не на переработку пляжевых наносов.

На примере десятка стационарных участков многолетние инструментальные измерения не показывают тренда, по которому активная абразия сопровождалась бы размывом односклонного прислоненного пляжа у подножья клифа и непрерывной потерей значений F_a . На многофакторные и многочисленные воздействия

окружающих физико-географических условий. При этом пляж никогда не исчезает, а его размеры колеблются вокруг определенного среднего значения величины емкости. Изъятие наносов с пляжей, естественное или искусственное, включает механизм возвращения в начальный вид за счет мобилизации источников питания, в первую очередь абразионного. Усилившийся абразионный размыв соседних участков клифов и бенчей восполняет потери до уровня «емкости пляжа». Искусственная и естественная прибавка наносов включает другой механизм механизма изъятия и удаления излишков наносов, того количества, которое превышает «емкость пляжа». Лучше всего удаление излишков видно после создания свободных незакрепленных пляжей в количестве больше «емкости». Эти закономерности рассматриваются нами как наиболее важные в практике берегозащиты, проверенные в натурных физико-географических условиях береговой зоны.

Слой волновой переработки, его структура и динамика СВП - это поле кривых множества поперечных профилей после отдельных штормов в течение многолетнего периода. Такое множество кривых было получено нами по всем стационарным участкам изученного песчаного берега Черного моря. Этот метод определения является графическим. Как можно отметить, только на пляже одной пересыпи горизонтальные деформации составили от 30 до 80 м, а вертикальные деформации от 2 до 5 м. Получается, что фактически на каждой пересыпи двусклонные полнопрофильные пляжи подвергаются полной переработке волнениями разной силы, что дальнейшем, при захоронении и прохождении разных стадий литогенеза ведет к формированию особых осадочных пород прибрежно-морского генезиса, с особой слоистостью, возрастом и характером залегания. Все это позволяет коренным образом меняться фациальным

условиям не только пляжа как элемента пересыпей лиманов, но пересыпям полностью, включая морской пляж, лиманную террасу и промежуточную эоловую грядку. Многократно деформируются также и песчаные прислоненные односклонные пляжи на абразионных берегах исследованных районов.

Существует закономерность, проявляющаяся на песчаных пляжах неприливногo Черного моря под влиянием общего дефицита наносов в береговой зоне. В пределах различных вдоль береговых литодинамических ячеек (систем) с песчаными наносами в общем самые малые значения H_b и $Q_{CBП}$ приурочены к участкам зарождения вдоль береговых потоков песчаных наносов. По мере увеличения мощности потока и насыщения береговой зоны песчаными наносами эти значения в целом растут, причем, растет соотношение подводного пляжа по отношению к пляжу надводному. Максимальные H_b и $Q_{CBП}$, встречались чаще всего на участках полной насыщенности и перенасыщения вдольберегового потока в месте его разгрузки. Одновременно происходит рост размеров пляжа преимущественно за счет опережающего роста его подводной части. Материал исследований песчаных пляжей позволяет обнаружить ряд важных закономерностей, проявляющихся на песчаных пляжах неприливногo Черного моря под влиянием общего дефицита наносов в береговой зоне.

А) Прежде всего, стало очевидным, что в данных условиях в составе пляжей слой волновой переработки вмещает весь объем пляжа в стадии седиментации.

Б) Вторая важная закономерность гласит: любой пляж состоит из надводной и подводной частей, причем, размеры их могут быть разными. Надводная часть может быть больше подводной, и наоборот.

В) Третья закономерность учитывает насыщенность потоков наносов и запас наносов в береговой зоне. Чем больше вдольбереговой поток насыщен наносами, тем больше размер пляжа в целом, а размеры подводного пляжа все больше превышают размеры надводного. Перечисленные закономерности присущи и слою СВП.

9.2. Районы исследований инженерно-геологических процессов

Развитие и эволюция геологической среды реализуются через многообразные геологические процессы, различающиеся по своей природе, масштабам проявления, темпам развития, длительности и силе воздействия на природные и техногенные объекты. Поэтому в ряду факторов, формирующих геологическую обстановку конкретных регионов, степень их благополучия или опасности, современные геологические процессы занимают ведущее место. В то же время очень часто проявляются инженерно-геологические процессы – это любые геологические процессы, возникшие в пределах геологической среды в результате деятельности человека.

Главными отличиями инженерно-геологических процессов от геологических являются их:

- большая интенсивность (по сравнению с природными геологическими)
- большая скорость
- большая концентрация (плотность) на площади
- большее разнообразие

Все процессы по характеру выполняемой ими работы делятся на три группы:

- деструкционные,
- транспортирующие
- аккумулирующие.

Наряду с этим все процессы можно подразделять по характеру их проявления в пространстве, выделяя процессы:

- площадные (ареальные)
- линейные
- смешанные.

Комплексная оценка компонентов геологической среды и факторов, обуславливающих возникновение негативных процессов, даст возможность выдать рекомендации по наиболее действенным способам борьбы с ними.

9.2.1. Научно-образовательный полигон Учкеевка

Научно-образовательный полигон Учкеевка был организован в рамках Полевой научно-практической школы «Береговые процессы: мониторинг и инновационные комплексные исследования» в 2016 году. Для подготовки к проведению практических занятий были осуществлены комплексные исследования бухты и прибрежной зоны Учкеевка. Они включали в себя:

Изучение и прогноз склоновых процессов, включающее следующие этапы:

Сбор и обработка материалов исследований прошлых лет об инженерно-геологических и гидрогеологических условиях исследуемой и прилегающей территории. Был произведен сбор и проведен анализ аэрокосмоснимков и материалов топографических съемок разных лет (для характеристики изменений рельефа оползневой зоны за предшествующий период времени) и результатов стационарных наблюдений за склоновыми процессами (Рис. 90.).



Рис. 90. Аэрофотоснимок оползневого склона п. Учкеевка (1989 г.)

Маршрутные наблюдения (Рис. 91), в задачу которых входило:

- описание и оценка состояния поверхности склона и его характерных особенностей на отдельных оползневых, осыпных и обвальных участках;

- установление характера хозяйственного использования территории, техногенных воздействий, преобразований рельефа, почв и растительности;

- наличие и типы осыпей, характер и угол наклона поверхности осыпи, состав и размеры обломочного материала;

В процессе маршрутных наблюдений были выбраны места размещения горных выработок, пункты (створы) проведения других видов работ, в том числе геофизических исследований и стационарных наблюдений.



Рис. 91. Маршрутные исследования в районе Любимовки.
Организаторы школы: Аманжуров Р.Т., Косевич Н.А., Никифоров Н.Н.

Полевые исследования грунтов в районах развития склоновых процессов следует осуществлять с целью:

- выявления условий залегания, мощности и распространения в плане и по глубине ослабленных зон в толще склоновых отложений (перемятых грунтов, суффозионного разуплотнения и т.п.), оценки динамической устойчивости песчаных грунтов, возможности их разжижения (статическое и динамическое зондирование);

- оценки прочностных свойств слабых разновидностей грунтов, имеющих определяющее значение в оползневом процессе (вращательный и поступательный срезы в скважинах);

Полевые исследования грунтов включают проходку буровых скважин, шурфов, закопшек, расчисток на береговых склонах для описания пород и отбора образцов (Рис. 92). Буровые скважины задаются по створам, ориентированным нормально к береговой линии, как на суше, так и в пределах акватории и должны обеспечить

составление геолого-литологических разрезов до глубин, отвечающих принятым расчетным схемам переработки берегов.



Рис.92. Отбор монолита грунта из оползневого останца в береговой зоне НОП Учкуевка.

Проходка горных выработок для описания особенностей разреза грунтов и отбор проб для определения состава и свойств (рис. 93).



Рис. 93. Отбор проб грунтов нарушенного и ненарушенного сложения для определения физических свойств механических свойств

Лабораторные исследования грунтов для изучения склоновых процессов проводились на образцах, отобранных из грунтов основного деформируемого горизонта.

Обязательному опробованию подлежат грунты в зоне плоскостей смещения, ослабленных, перемятых, разуплотненных и водонасыщенных слоев грунта, зон тектонических нарушений и др. При выполнении лабораторных исследований методы подготовки грунтов к испытаниям должны учитывать предполагаемые воздействия различных факторов на исследуемый грунт: изменения его напряженного состояния и степени уплотнения при снятии нагрузки, оползневых или обвальных смещениях, выветривании и других воздействиях.

Геофизические исследования (Рис. 94) были осуществлены с целью:

- определения фактических и потенциально возможных зон оползневого смещения, которые могут быть приурочены, в частности, к грунтам мягко- и текучепластичной консистенции (методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), электромагнитной томографии, а также сейсморазведки);
- выделения зон разной степени выветрелости, прибортовой трещиноватости и разуплотнения;
- определения мощности оползневых масс грунтов, осыпей и обвальных отложений;
- определения границ обводненных зон в грунтовом массиве, изменений свойств грунтов вблизи зоны смещения (резистивиметрии, ЗСБ, микросейсмическими методами);
- определения изменений напряженного состояния склона (сейсморазведка);



Рис. 94. Проведение ЗСБ в районе исследований. Слева – оборудование, справа участники и организаторы Школы

Геофизические исследования выполняются для выявления тектонических нарушений, характерных форм подводного рельефа, определения геологического строения и свойств донных осадков. Они проводятся с помощью профильного эхолотного промера и локации бокового обзора, сейсмоакустики, магнитометрии и электроразведки (ЗСБ) (Рис. 95,96).



Рис. 95. Исследование методом ЗСБ с корабля



Рис. 96. Магниторазведка с плавсредств для определения характера донных отложений и тектонических нарушений на береговом склоне

Гидрогеологические исследования выполнялись для выявления влияния и оценки величин сезонных колебаний уровней подземных вод и гидродинамического давления по всем водоносным горизонтам, оказывающим воздействие на устойчивость рассматриваемого склона. Опытнo-фильтрaционные работы выполнялись для определения гидрогеологических параметров и характеристик грунтов при необходимости проектирования дренажных сооружений для осушения тела оползня или склона в целом.

Стационарные наблюдения за оползневыми и обвальными процессами (подвижками, напряжениями в массиве грунта) и оползне-, осыпеобразующими факторами (подземными водами, влажностью грунтов, выветриванием, абразией, эрозией и др.) выполняются при необходимости повышения достоверности прогноза устойчивости склонов и обоснования противосклоновых мероприятий, особенно при проектировании ответственных объектов строительства. Состав, методы и сроки выполнения стационарных наблюдений в районах развития склоновых

процессов выбираются с учетом типа, стадии (фазы), масштабности, интенсивности и периодичности проявления этих процессов. Для получения более точных количественных характеристик оползневых смещений необходимо использовать геодезические методы.

Комплексные геодезические исследования проводятся для определения скорости движения массы породы по зеркалам скольжения:

Инструментальная съемка методом спутниковой геодезии (3D GPS с постобработкой), позволяющая выделить основные точки и линии движения склона для последующей привязки их к топографической основе (Рис. 97).



Рис.97. Проведение инструментальной съемки методом спутниковой геодезии в районе НОП Учкуевка.

Инструментальная съемка методом лазерного сканирования, позволяющая создать топографическую основу в масштабе 1:500 - 1:1000 с погрешностью измерения менее 2 см. Съемка необходима для создания ГИС проекта по мониторингу склоновых процессов Рис.98.



Рис.98 Лазерное сканирование береговой зоны в районе НОП
Учкуевка

**Инструментальная съемка методом аэрофото
геодезии при помощи БПЛА** (беспилотных летательных аппаратов). Данный метод позволяет осуществлять высокоточную съемку масштабом 1:500–1:1000 на труднодоступных участках береговой линии (Рис. 99, 100).



Рис. 99. Инструментальная съемка оползневого склона в районе НОП «Учкуевка» квадрокоптером Phantom 4 поколения с ПО, позволяющим создавать 3 D модели местности.



Рис.100. Снимок маршрутного задания БПЛА с экрана управляющего устройства, осуществляющего съемку оползневого склона в районе НОП «Учкуевка».

Комплексное использование данных методов позволяет создать трехмерную модель в минимальные сроки для сложных в геоморфологическом плане объектов.

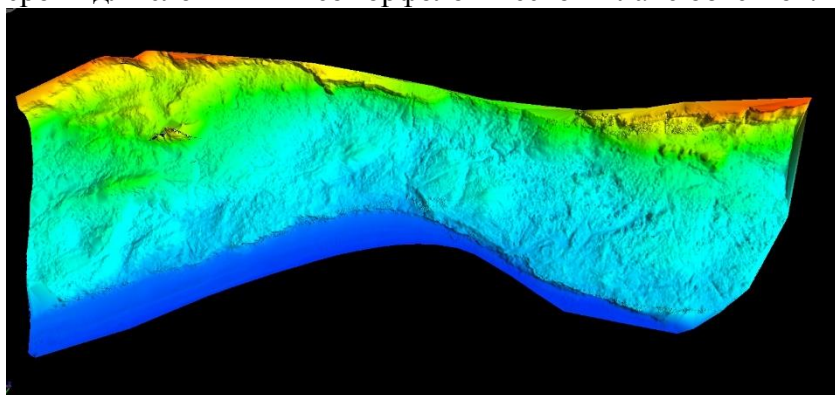


Рис.101. 3D Модель в районе НОП «Учкуевка», полученная при лазерном сканировании

Таким образом, в 2016 г. было положено начало – т.н. «нулевой отсчет» - мониторинга оползневых склонов НОП Учкуевка (Рис. 101), который дает основу для последующих

измерений динамики опасных инженерно-геологических процессов на основе стационарных наблюдений.

Такие наблюдения включают в себя:

Стационарные наблюдения за гидрометеорологическими факторами, влияющими на оползнеобразующие процессы- за переработкой берегов (абразией, эрозией) на водоемах и водотоках, поверхностным стоком и др.;

Стационарные наблюдения за режимом подземных вод как фактора оползнеобразования следует осуществлять как в самом теле оползня, так и в прилегающей устойчивой части склона.

Стационарные наблюдения за режимом влажности грунтов оползневых склонов рекомендуется осуществлять для оценки влияния изменений влажности грунтов на устойчивость склонов и изучения водного баланса склона, с использованием при наблюдениях геофизических методов.

На основании собранных данных проводится **Камеральная обработка материалов.** Она включает оценку устойчивости склонов с учетом возможного развития склоновых процессов, размеров исследуемой территории, сложности и степени изученности ее инженерно-геологических условий

Расчеты устойчивости склонов (откосов) выполняются по программам, разработанным, как правило, на основе общепринятых методов расчета (методы Терцаги, прислоненного откоса, Маслова-Берера, Шахунянца, Чугаева; при расчетах устойчивости склонов в слабых породах – методы Можевитинова, Бишопа, Тейлора, Моргенштерна и Прайса; при расчетах устойчивости склонов в скальных породах - методы дефицита удерживающих сил и Фисенко).

Методы прогноза динамики осыпей также многочисленны. К ним относят методы прогнозирования:

- По анализу факторов формирования осыпи;
- По данным мониторинга;
- По расчетно-аналитическим методам – оценке коэффициента подвижности осыпи (K_p):

$$K_p = a/\varphi,$$

где a – угол поверхности осыпи; φ – угол естественного откоса пород; если $K_p = 1$ – опасное состояние; если $K_p < 1$ – не опасное состояние осыпи.

В качестве исходных параметров следует использовать расчетные значения характеристик грунтов, получаемые в лабораторных условиях.

9.2.2. Немецкая балка

Участок береговой зоны в районе Немецкой балки был выбран с точки зрения проявления абразии берегов, т.к. здесь наиболее ярко проявляются характерные особенности этого процесса – формируется большое количество обломочного материала пород таврской свиты. Происходит разрушение берегового уступа, имеющего практически вертикальное положение.

Для фиксации скорости отступления абразионного берега в 2016 году была заложена наблюдательная сеть реперных точек, проведена картографическая съемка местности и составлена топосонова для участка исследования.

Описанные выше типы кинематической съёмки применялись нами при проведении измерений на участках мониторинга Западного побережья Крыма – оползневой склон в районе городского пляжа Учкучевка, берег в районе п. Любимовка, Немецкая Балка (п. Кача) и берег п. Николаевка.

На каждом из участков работа начиналась с рекогносцировки местности, выбора точек установки временных баз, закрепленных на местности, с которых затем будут проводиться приборные измерения. Затем установки антенны. Штатив, на котором устанавливалась антенна, надежно закреплялся для обеспечения неизменности высоты антенны во время измерений. Центрирование и нивелирование антенны выполнялось оптическим центриром с точностью 1 мм. Антенна ориентировалась на север по ориентирным стрелкам (меткам).

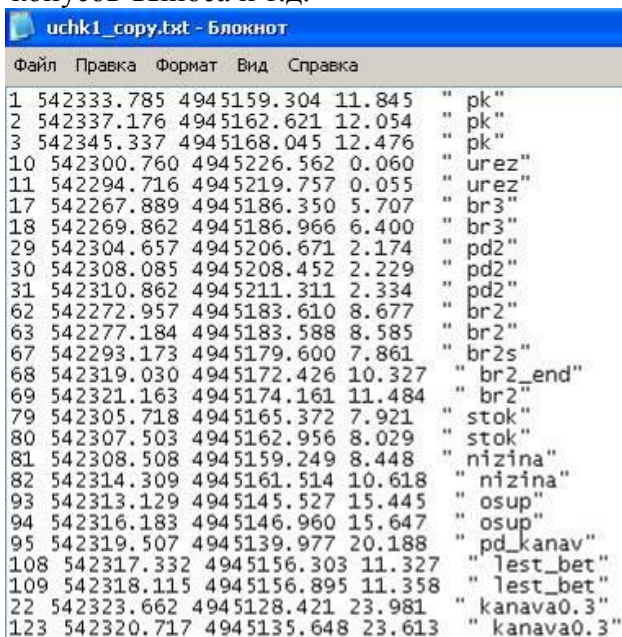
Планово-высотное положение временных баз определяются от постоянно действующих референчных станций, координаты которых в свою очередь определяются от пунктов Государственной геодезической сети.



Рис. 102. Съёмка бровки коренного берега в районе п. Кача (Немецкая Балка) [Фото Мишакиной А.А.]

На каждом участке мониторинга нами были определены планово-высотные положения характерных точек и линий рельефа (т.е. структурные линии): бровка уступа коренного берега, тыловой шов уступа и урез моря (Рис.102). В ряде случаев проводятся дополнительная съёмка характерных и/или осложняющих форм рельефа:

контуры оползневых тел, положение трещин отседания, контур конусов-выноса и т.д.



Файл	Правка	Формат	Вид	Справка
1	542333.785	4945159.304	11.845	" pk "
2	542337.176	4945162.621	12.054	" pk "
3	542345.337	4945168.045	12.476	" pk "
10	542300.760	4945226.562	0.060	" urez "
11	542294.716	4945219.757	0.055	" urez "
17	542267.889	4945186.350	5.707	" br3 "
18	542269.862	4945186.966	6.400	" br3 "
29	542304.657	4945206.671	2.174	" pd2 "
30	542308.085	4945208.452	2.229	" pd2 "
31	542310.862	4945211.311	2.334	" pd2 "
62	542272.957	4945183.610	8.677	" br2 "
63	542277.184	4945183.588	8.585	" br2 "
67	542293.173	4945179.600	7.861	" br2s "
68	542319.030	4945172.426	10.327	" br2_end "
69	542321.163	4945174.161	11.484	" br2 "
79	542305.718	4945165.372	7.921	" stok "
80	542307.503	4945162.956	8.029	" stok "
81	542308.508	4945159.249	8.448	" nizina "
82	542314.309	4945161.514	10.618	" nizina "
93	542313.129	4945145.527	15.445	" osup "
94	542316.183	4945146.960	15.647	" osup "
95	542319.507	4945139.977	20.188	" pd_kanav "
108	542317.332	4945156.303	11.327	" lest_bet "
109	542318.115	4945156.895	11.358	" lest_bet "
22	542323.662	4945128.421	23.981	" kanava0.3 "
123	542320.717	4945135.648	23.613	" kanava0.3 "

Рис. 103. Каталог координат характерных точек рельефа.

Также необходимо в разных частях берега, в том числе и на осложненных участках, проводить съёмку поперечных профилей берега. При возможности, поперечные профили закрепляются на местности для последующих измерений.

Результатом съёмки с помощью геодезических спутниковых приёмников является каталог координат характерных точек рельефа (Рис. 103). В данном каталоге содержатся номера точек, координаты и коды, обозначающие характеристику точки (бровка уступа, урез моря, лестница, канава и т.д.). На основе данного каталога можно построить изолинии рельефа участка мониторинга (Рис. 104), а затем провести интерпретацию полученных материалов и построить карту гипсометрических уровней.



Рис. 104. Фрагмент карты на участок берега – Немецкая Балка, построенной в программном комплексе AvtoCad

9.2.3. Бельбек

Исследовательский участок в районе аэропорта Бельбек был выбран в качестве характерного геоморфологического примера развития овражно-балочной системы в прибрежной зоне Черноморского побережья, находящегося в непосредственной близости от гражданского объекта.

В качестве нулевого отсчета была проведена лидарная съемка и на основании этих данных построена 3D модель рельефа (Рис.105)

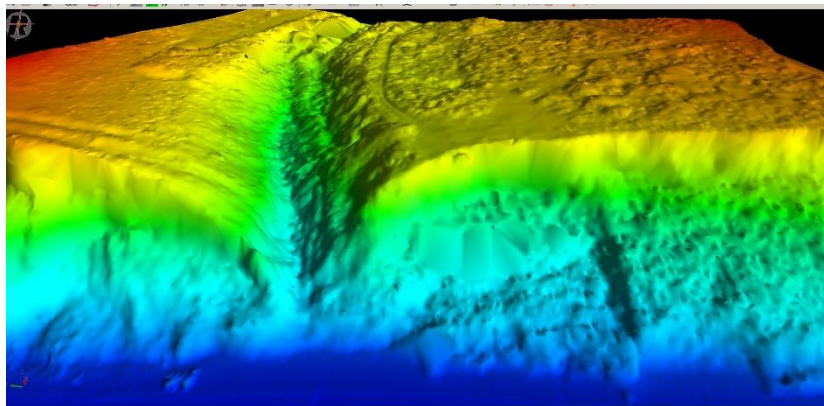


Рис. 105. 3D Модель в районе аэропорта Бельбек, полученная при лазерном сканировании

Ежегодные систематические наблюдения на каждом из участков мониторинга побережий Западного Крыма позволят получить массив данных, который станет основой анализа линейных смещений характерных участков рельефа, а также оценить объем перемещаемых масс горных пород.

На основании обобщенных данных проводится **прогноз переработки берегов** с целью их освоения и получения данных, необходимых для разработки берегозащитных мероприятий, является одной из основных задач инженерно-геологического изучения береговых зон.

Для прогноза переработки берегов используют данные о ходе этого процесса за предшествующий период: геодезические наблюдения; материалы режимных инженерно-геологических и гидрометеорологических наблюдений.

Прогнозные расчеты выполняются на основе схематизированных математических моделей процесса «размыв-аккумуляция» с использованием известных методов Качугина, Золотарева, Печеркина и др. или посредством составления прогнозных стохастических

моделей процесса переформирования берегов с использованием корреляционно-регрессионного анализа, или модели тепломассопереноса с использованием критериев подобия, предлагаемых И.А.Комаровым. Для статистической обработки необходимы данные параллельных наблюдений по створам, расположенным по периметру водохранилища, за следующими берегоформирующими факторами: коэффициент размываемости берега (по Качугину – $\text{м}^3/\text{тм}$), энергия волнения, максимальная высота волны, повторяемость волн высотой $>0,5$ м, высота абразионного уступа, продолжительность стояния уровня на НПГ и выше, крутизна подводной отмели, морфология надводной части склона и др.

РАЗДЕЛ III. МЕТОДЫ ЗАЩИТЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

Динамика берегов и их защита уже давно исследуется и находится под пристальным вниманием большого количества известных ученых. Берега испытывают постоянное воздействие со стороны моря и результатом этого мы можем видеть в неоднобразном геоморфологическом строении различных побережий. По каким законам формируется морфоструктура берега интересно многим. Но еще больше людей интересует как защитить берега, которые уже активно используются или будут использоваться, потому что результаты воздействия моря далеко не всегда устраивают человека. В связи с этим началась разработка технологий и установка берегозащитных сооружений, которые не всегда выполняют свои функции в полной мере.

Технология - это (искусство, мастерство, умение) совокупность методов обработки, изготовления, изменения состояния, свойств, формы сырья, материала или полуфабриката, осуществленного в процессе производства продукции. Задача - как науки - выявление физических-, химических, механических- и других закономерностей с целью определения и использования на практике наиболее эффективных и экономичных производственных процессов. (Советский энциклопедический словарь/ гл.ред. А.М.Прохоров - 4-е изд. - М.: Сов. энциклопедия. 1986).

С.И. Ожегов в "Словаре русского языка" (М.: Рус.яз., 1987) дает следующее определение: "*Технология* - Совокупность производственных процессов в определенной отрасли производства, а также научное описание способов производства.

В нашем понимании *технология* - это механизм или процесс выполнения, или производства научно-

исследовательских работ, в частности, геоморфологической направленности или специализации. В этом процессе основным является определение структуры организации научных исследований, хода и последовательности предпринимаемых действий от разработки конкурсной тематики предстоящих исследований, заключения договорных обязательств, постановки цели и задачи исследований, согласованных с заказчиком, до завершения работ и передачи заказчику полученных результатов и отчетных материалов.

Алгоритм всех применяемых для реализации процедур позволяет таким образом оптимизировать процесс выполнения научных изысканий и повысить результативность искомых аналитических выводов и заключений.

На первом этапе основываясь на опыте исследователя осуществляется выбор темы, объекта и цели социального заказа или идеи научной проблемы. Определив цель выполнения исследований, устанавливается набор задач для её достижения. Дается обоснование методологической направленности исследовательского процесса, избирается набор методов, способов и приемов изучения объектов и уточняется процедура исследовательских действий.

Далее определяется комплекс приборов, инструментария и средств отбора образцов горных пород и рыхлых отложений, а также проб на различные виды анализов. При этом немаловажное значение имеет выбор транспортных средств для передвижения и доставки технических средств, оборудования и собранных образцов в экспедиционный период.

В соответствии с договором составляется программа и план проведения научно-исследовательских работ на период изысканий. Программа исследований подразделяет

всю систему работ по специализации научных тематических задач.

В календарном плане дается наименование этапов работ, определяется масштаб и объем рабочего процесса по каждому периоду исследования. Общий порядок всех подготовительных и поэтапных действий и процедур можно упорядочить следующим образом:

1. Оформление документации для прохождения конкурса и заключения хозяйственного, коммерческого или творческого договора.
2. Разработка и утверждение технического задания, программы и плана работ.
3. Авансирование работ для решение организационных вопросов творческого коллектива.
4. Подготовительный этап работ, включая: сбор и анализ априорной информации, фондовых данных, литературных сведений, аэрокосмических снимков, картографических материалов. Предварительный анализ и составление первичных аналитических заключений, предварительных рабочих вариантов геоморфологических и иных тематических карт, дешифровочных основ аэрокосмических снимков и др.
5. Основной этап экспедиционных полевых или морских исследований для сбора фактических данных, отбора образцов формирующих рельеф пород и рыхлых отложений, донных осадков и прибрежно-морских наносов, проведения системных наблюдений, получения режимных сведений о морфологии и динамике рельефа, геологическом строении и рельефообразующих процессах.

6. Камеральный этап включает обработку проб и образцов, построение геоморфологических профилей и карт, интерпретация геофизических регистрограмм, уточнение особенностей геоморфологического строения изучаемого объекта, формулировка выводов и рекомендаций.
7. Завершающий этап состоит из написания, оформления и защиты отчета, передачи заказчику всех отчетных материалов. Подписание акта о приемке завершенных работ и финансовые расчеты.

ГЛАВА 1. БЕРЕГОЗАЩИТНЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Размыв берегов представляет собой проблему всевозрастающей важности в связи с интенсивным заселением и освоением морских побережий. Для их сохранения и предотвращения от разрушения необходимо строительство берегозащитных сооружений. Их главными задачами являются:

- защита участков побережья и расположенных на нем строений от разрушающего воздействия волн;
- защита прибрежных территорий от затопления и подтопления;
- благоустройство прибрежной зоны.

Имеются две группы методов борьбы с разрушением берегов: пассивные и активные. Пассивные заключаются в возведении таких сооружений, которые бы воспринимали на себя воздействие волн. Активные используют энергию волн для защиты побережья. Это подразделение методов довольно условно. К числу пассивных методов относят сооружения волноотбойных стен, защитные дамбы, откосы

и каменные наброски. К сооружениям, служащим для активной защиты берега, относят буны и волноломы.

1.1. Пляж

Основным и наиболее прогрессивным методом берегоукрепления является сохранение пляжа как важнейшей функциональной части побережья, гасящей энергию волн. Даже сравнительно неширокая полоса пляжа может защитить берег от разрушения. Пляж состоит из надводной и подводной частей с определенным объемом пляжеобразующего материала, главным образом, гальки, гравия и песка. Поскольку пляж находится в зоне действия прибойного потока, его рельеф постоянно меняется. При небольшом волнении (до 3 баллов) идет медленный процесс намыва гальки, гравия и песка на надводную часть пляжа. Скорость роста при этом не постоянна и зависит от уклона подводного склона, высоты волны и наличия на приурезовой полосе моря твердого материала в виде песка, гравия и гальки. При сильных волнениях (6 баллов и более) отмечается размыв пляжевого материала, главным образом, гравия и песка, а после окончания волнения - рост ширины пляжей.

Естественный пляж может состоять из самого разнообразного по крупности материала — от мелкозернистого песка до валунов. Мощность отложений изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров. По своему цвету материал может быть различным - от светлого до темного. С геологической точки зрения пляжи являются аккумулятивными формами береговых и донных накоплений, образующихся при замедлении перемещения обломочного материала. По морфологическим признакам они разделяются на: 1) прислоненные (неполного профиля), прилегающие на всем

протяжении к коренному берегу; 2) свободные (полного профиля).

Пляж полного профиля представляет собой двусклонную форму рельефа и для него характерна асимметрия склонов. Передний его склон относительно пологий, а бережной - сравнительно крутой. Он обычно встречается в условиях максимального развития наката и сравнительно слабом действии отката и формируется при наличии за ним свободного пространства в виде ровной поверхности или лагуны. Использование пассивных (волноотбойные стены) и активных (буны, волноломы) методов берегозащиты не всегда могут стабилизировать береговую зону. Кроме того, эти сооружения нарушают природные условия существования берегов. Поэтому наиболее эффективным является создание искусственных пляжей.

Искусственный пляж. Искусственные пляжи (рис. 106) создаются как с применением естественного обломочного материала (путем отсыпки песка, щебня, гравия и гальки), так и с образованием искусственных покрытий. Пляжи, созданные привнесением в приустьевую зону относительно мелкозернистого донного материала, как правило, неустойчивы, и через несколько лет мелкозернистые отложения вновь поступают на подводный склон. Устойчивость таких пляжей может быть достигнута лишь при регулярном подпитывании их наносами. Кроме эстетической ценности искусственный пляж представляет собой важный экономический ресурс. Между тем это положение недооценивается при проектировании берегоукрепительных мероприятий, которые могут вызвать разрушение пляжа.



Рис.106. Создание искусственного пляжа путем отсыпки щебня и гравийно-галечникового материала

1.2. Волноотбойные стены

Они применяются в основном тогда, когда необходимо защитить достаточно ценный объект. Многие типы волноотбойных стен снабжены в верхней части отражающим козырьком, отбрасывающим часть заплеска волны в море. Основной недостаток волноотбойных стен состоит в том, что они имеют ограниченный срок эксплуатации. на берегах с галечными наносами самые прочные стены могут выходить из строя через 10-15 лет, а чаще выходят из строя и разрушаются в более короткие сроки. Причина состоит в том, что сила гидравлического удара волн о вертикальные препятствия на приглубых берегах может достигать нескольких тонн на 1 м^2 . При отсутствии широкого пляжа действие прямых ударов значительно возрастает за счет бомбардировки поверхности стен каменным материалом.

Другим недостатком волноотбойных стен является то, что их возведение способствует быстрому исчезновению пляжей. При ударе о вертикальное препятствие прямой прибойный поток трансформируется в обратный и увлекает за собой гальку и песок на глубину. Пляж начинает быстро уменьшаться, что приводит к более интенсивному размыву подводного склона, а это, в свою очередь, ускоряет деформацию, разрушение и опрокидывание стен. Поэтому их приходится многократно восстанавливать или строить заново. Особенно неэффективно их применение на аккумулятивных берегах. При воздействии на стены волн, подходящих под острым углом к берегу, перед ними развиваются мощные вдольбереговые течения. Их транспортирующая способность значительно выше, чем на свободных пляжах. Поэтому перед стенами быстро размываются пляжевые отложения, в результате чего сооружения разрушаются.

1.3. Молы

К волнозащитным и пляжеудерживающим сооружениям относятся молы. Они представляют собой конструкции, простирающиеся от берега в море и ограждающие от волн участок береговой зоны, залива и др. Молы выполняют в виде дамб, массивных бетонных стенок или их сочетаний. Основанием молов могут служить как естественные грунты, так и искусственные насыпи (например, из щебня). Эффективность задержания наносов молем, имеющим незатопленный гребень, зависит от его длины, режима волнения, состава наносов и уклона отмели. Для перехвата основного объема наносов (до 60%) мол доводится до критических глубин.

Причина аккумуляции, а не размыва с низовой стороны мола состоит в том, что большая длина мола вызывает блокировку берега со стороны преобладающих волнений. Вместе с тем с противоположной стороны берег

остается открытым для воздействия волнений, вследствие чего с низовой стороны начинают преобладать волнения, обеспечивающие перемещение наносов в сторону, противоположную генеральному потоку наносов. При этом низовой размыв также неизбежен, но он смещается на большее расстояние от ограждающих сооружений.

1.4. Волноломы

Они бывают с затопленным и незатопленным гребнем, и относятся к волногасящим и наносоудерживающим сооружениям, расположенным субпараллельно берегу, на некотором расстоянии от него. Их основное назначение – гашение энергии волн и удержание наносов в прибрежной зоне. При решении первой задачи строятся волноломы с незатопленным гребнем. Для удержания и накопления наносов используют затопленные (донные) волноломы. Они представляют собой дамбы из каменных набросков или массивные бетонные стены с вертикальным и наклонным профилем (рис. 107).

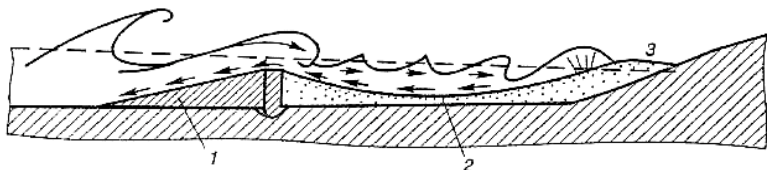


Рис.107. Функционирование волнолома

1 – волнолом; 2 – обломочный материал; 3 – пляж

Волноломы создают параллельно береговой линии на расстоянии 30—40 м от берега и на глубине 3—4 м. Расстояние зависит от состава пород берега и наличия волноотбойной стенки. Верх волнолома устанавливают на глубине 0,3—0,5 м от низкого уровня моря. Пологая грань волнолома должна быть обращена в сторону моря. Они могут быть из монолитного бетона или железобетонных коробов, заполненных бетоном.

Волноломы также применяются для защиты берегов, портов или мест стоянок кораблей от воздействия волн. Сооружение волноломов, не имея цели изменения режима движения наносов, тем не менее часто приводит к серьезным и неожиданным осложнениям. Так, на тихоокеанском побережье США в зал. Санта-Моника параллельно берегу был возведен островной волнолом для защиты акватории с целью укрытия судов. Расчет на то, что песок будет проходить через широкое пространство между берегом и волноломом, не оправдался, и сразу же после строительства волнолома песок начал откладываться в заволноломном пространстве, защищенном от действия сильных волн, что привело к необходимости периодических дноуглубительных работ.

1.5. Защитные наброски

На участках берега с острым дефицитом наносов и там, где нет возможности отсыпать галечный или песчаный пляж, успешно применяются защитные наброски (банкеты, бермы) из природного камня или фигурных блоков.

Бермы - горизонтальные или слабо наклоненные к морю сооружения у основания волноотбойных стен, у голов бун или непосредственно у подножия клифа. Бермы могут быть либо бетонными, либо представлять собой наброски из фасонных массивов или горной массы. Основная цель применения берм - уменьшить высоту заплеска волн на сооружения при малой ширине пляжа.

Банкет - берегозащитное гидротехническое сооружение, имеющее вид широкой отсыпки из камня, фасонных массивов или горной массы. Он используется в тех случаях, когда берег не предназначен для курортного использования или когда другие виды берегозащиты экономически нецелесообразны.

Как правило, каменные наброски сооружают для защиты объектов народного хозяйства, коммуникаций и размываемых берегов вне курортных зон или городских территорий. Берма, имеющая достаточную ширину, надежно защищает берег от размыва. Иногда бермы сооружают в две полосы: одна, ближняя к морю, состоит из бетонных блоков разной формы, а другая - из крупного камня.

1.6. Буны

Буны представляют собой искусственные конструкции для активной защиты берега, расположенные перпендикулярно или под углом к берегу. Их назначение - ограничить вдольбереговое перемещение наносов и способствовать расширению пляжа. При наличии вдольбереговых течений, подмывающих берега, буны отклоняют их в сторону моря. В общем случае буны препятствуют свободному перемещению пляжеобразующих наносов и вызывают расширение. Правильно сконструированные буны могут замедлить и даже полностью прекратить движение пляжных наносов вдоль берега. В результате в межбунных отсеках накапливается пляжный материал, который защищает берег от волн.

Буны обычно применяются там, где возникает необходимость защиты от размыва сравнительно небольшого участка побережья при наличии вдольберегового перемещения наносов. В этом случае необходимо строго соблюдать последовательность строительства бун. Целесообразно начинать укрепление с низовой стороны по ходу движения потока наносов. По мере заполнения пространства перед буной вверх по потоку наносов воздвигается вторая.

Защитная работа бун наиболее эффективна при наличии вдольберегового потока наносов. Однако если вдольбереговое перемещение отсутствует, то буны применяться не должны. Большой эффект удержания отсыпанных искусственных галечных пляжей достигается в том случае, если буны сочетаются с подводными волноломами, ограничивающими область миграции гальки во время штормов. Несмотря на эффективность отдельных попыток защиты берегов от размыва с помощью бун, следует отметить их общие недостатки: 1) большую стоимость; 2) возникновение низовых размывов; 3) необходимость периодических отсыпок и ремонта сооружений; 4) снижение эстетической ценности морского побережья железобетонными конструкциями.

1.7. Габионы

Габионы — объёмные сетчатые конструкции, изготавливаемые из оцинкованной металлической сетки двойного кручения, заполняемые, в процессе выполнения строительных работ, камнем. Имеют шестигранные ячейки с цинковым или гальфановым покрытием. В агрессивных средах дополнительно используется полимерное (ПВХ) покрытие.

Габионы применяются для решения следующих задач: укрепление берегов рек, озёр, формирование русел рек, создание набережных, пирсов, возведение подпорных стен, защита от обвалов склонов, почвы от поверхностной эрозии, образования оврагов, борьба с оползнями, селями, снежными лавинами, укрепление откосов автомобильных дорог и железнодорожных путей, укрепление опор мостов, облицовка дамб и каналов. Также габионы применяются для защиты морских побережий, но эта практика часто неэффективна и требует особого подхода. Во многих

материалах указывается на ряд недостатков габионов при использовании их на морских берегах. Среди них: (рис.108)

Недостатки	Достоинства
Сравнительно недолгий срок службы – 5–10 лет	Привлекательный внешний вид
Слабая устойчивость проволочных корзинок к воздействию гальки и песка, приносимых волнами	При разрушении габиона выпавший камень не будет загрязнителем
ПВХ защита проволоки подвергается воздействию ультрафиолетового излучения солнца, что приводит к её растрескиванию и коррозии проволоки	Со временем габион может срастись с авантюной, что придаст ей дополнительную прочность
Габионам необходимы постоянное наблюдение и ремонт	

Рис.108. Достоинства и недостатки габионов

Мировой опыт применения габионов на морских побережьях предполагает ряд правил по их эксплуатации. Здесь главной характеристикой габиона является его конструкция. Главной задачей габионов является не противостояние волнам, а предотвращение сползания берегового склона. Но если все, же волны достигают габиона, его необходимо строить так, чтобы он эффективно рассеивал волновую энергию. Этого можно добиться только строительством наклонных габионов. Габионы, построенные на побережье Калининградской области, являются вертикальными. Они имеют вид лестницы с 3-мя 4-мя ступенями. С задачей удержания склона от сползания они справляются, но вот эффективно противостоять волновому воздействию они не способны.

Неэффективная работа всех берегозащитных сооружений связана с общим дефицитом песчаного материала. Габионы, как и бетонные стенки, могут привести к размыву пляжа перед собой из-за волноотбойного эффекта. Габион, не защищенный пляжем, быстро разрушится от истирающего воздействия песка и гальки, переносимых волнами и перестанет удерживать склон, что приведет к его дальнейшему сползанию и разрушению.

Приведенные ранее методы берегозащиты применимы не ко всем ситуациям, а некоторые, наоборот, ухудшат положение. Именно поэтому необходимо проводить регулярные исследования в этой области, для обеспечения наибольшей эффективности.

1.8. Технология берегозащиты (на примере Олимпийского комплекса Сочи)

Сооружение Олимпийского комплекса в г. Сочи на берегу Черного моря в пределах Имеретинской низменности требовало также решения проблемы обустройства, сохранения ландшафтной аттрактивности и устойчивости береговой зоны, а также поддержание её в нормальных санитарно-гигиенических условиях. Предусматривалось создание прогулочной набережной и пляжа вдоль мористой стороны Олимпийской деревни. Однако в процессе реализации этих запланированных мероприятий строители столкнулись с непредвиденными трудностями и, прежде всего, по защите самих берегов.

В пояснительной записке к дискуссии на совещании в ГК «Олимпстрой» 19.01.2012 г. по защите берегов Имеретинской низменности (пикеты 5-15) отмечены следующие причины разрушения строящихся берегозащитных конструкций:

1. Низкие темпы строительства, отстающие по времени с защитой от сценариев развития природных процессов в осенний штормовой период, создали критическую ситуацию.
2. Отклонение от плана поэтапного выполнения работ с нарушением технологии исполнения проектных решений.

3. Возможный приход катастрофических штормов недоучтенных масштабов. Например, как это произошло 12-14 декабря 2009 г. с разрушением секций строящегося юго-западного мола порта Имеретинского в том же Адлерском районе г. Сочи. Высота волн достигала 9 – 10 метров, что в 2 раза больше, чем расчетные волны для строительного периода [3].

По расчетным данным ГОИНа (1991), высота волны открытого моря 1% обеспеченности может составлять до 12-15 м [1]. В Октябрьский шторм 2011г высота волны обрушения составляла 6 м.

Не велась отсыпка галечного материала для формирования пляжа с учетом румбовой составляющей поля разноса грунтов в месте разрыва потока наносов до прихода ожидаемого ближайшего осеннего шторма

Возникает вопрос - что делать при сложившейся катастрофической ситуации? Рекомендуются ничего не ломать, сохранить то, что уже создано, и продолжить сооружение берегозащитного комплекса в полном соответствии с проектной документацией. Работы по отсыпке пляжа срочно восстановить и продолжить до достижения оптимума расчетных параметров, ускорив темпы строительства. Исправить все технологические нарушения проектных решений. Правильно переложить плиты гексабитов с зацепом, в том числе на размытых участках. В крайнем случае сделать аварийную каменную наброску на пляже.

В подводной части береговой зоны на сублиторали необходимо срочно строить проницаемую стенку из тетрапода на проектной глубине 6 м, фиксируемую разреженным рядом из набивных свай.

Ниже приводится критическая оценка альтернативных вариантов берегозащиты Имеретинской низменности:

Использование полимерных материалов для укрепления поверхности пляжа из песка и гальки.

Закрепленный участок пляжа будет работать как мыс и приведет к размыву на соседних участках этой новой сформировавшейся абразионно-аккумулятивной дуги. Поверхность пляжа с полимерным покрытием будет способствовать увеличению силы конечного заплеска штормовой волны в глубине наката за счет уменьшения потерь объема скатертного потока на фильтрацию в грунт. Кроме того, следует учитывать, что сила волнового давления составляет от 20 до 80 т/кв. м. Такой нагрузки полимерная пленка не выдержит и будет вскрыта при первом же шторме. Аналогичное явление можно наблюдать в тропиках на пляжах, где образуются корки карбонатной цементации.

Применение полимерных материалов возможно на спокойной воде вне зоны развития волновых процессов. Кроме того, полимерное покрытие ухудшит экологический фон береговой зоны. В приурезовой части пляжа эта корка покроется микроводорослевой слизью также, как валунно-каменная отмостка в воде. Но требуется эксперимент.

Каменные наброски.

Можно набросать каменно-глыбовые или тетраподовые отмостки и в этом месте они возможно будут держаться какое-то время, но это выведет полностью берег из рекреационного природопользования. Это спровоцирует низовой размыв пляжа на соседнем участке с подветренной стороны каменной наброски до мыса Константиновский до тех пор, пока не выработается абразионно-аккумулятивная дуга динамического равновесия и сам мыс будет смыт.

Список используемой литературы

1. *Арэ Ф.Э.* Термоабразия морских берегов. Наука: Новосибирск, 1985. 171 с.
2. *Гагин В. Е., Котельникова Н. В.* Методика создания цифровых карт. 2014
3. *Горшков Г.П., Якушова А.Ф.* Издание: Московский Государственный Университет, Москва, 1973 г., 592 стр.
4. *Жигарев Л.А.* Роль термоабразии и термоденудации в разрушении берегов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука. 1984. С. 77-81.
5. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
6. Инженерная геология: Учеб. для строит, спец. вузов / *В.П. Ананьев, А.Д. Потапов.*— 3-е изд., перераб. и испр.,— М.: Высш. шк., 2005.—575 с.
7. *Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.* Берега. М: Мысль, 1991. 479 с.
8. *Кнорре М. Е., Абраиов С. К., Rogozin И. С.,* Оползни и меры борьбы с ними, М., 1951.
9. *Короновский Н.В., Якушова А.Ф.* Основы геологии. Учебное издание. М., Высшая школа, 1991.
10. *Кузнецов М. С., Глазунов Г. П.* — Эрозия и охрана почв: Учебник. — М.: Из-во МГУ, 1996
11. *Леонтьев О.К.* Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана): Учебник для географ. и океанолог. спец. ун-тов. – М.: Высшая школа, 1982. – 344 с.
12. *Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов. – М.: изд-во МГУ, 1975. – 336 с
13. *Лурье И. К., Самсонов Т. Е.* Основы геоинформатики//Информатика с основами

геоинформатики. Часть 2: Основы геоинформатики. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2016. – 200 с.

14. *Мильков Ф. Н.* Ландшафтная сфера Земли. М: Мысль, 1970 г. – 207 с.

15. *Разумов С.О.* Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 35–44.

16. *Свищёв Г. П.* — М.: Большая Российская энциклопедия, 1994. — С. 108. — 736 с. — ISBN 5-85270-086-X.

17. *Смолянинов В. М.* Общее землеведение: литосфера, биосфера, географическая оболочка. Учебно-методическое пособие / В.М. Смолянинов, А. Я. Немыкин. – Воронеж: Истоки, 2010 – 193 с.

18. *Сэмюэл Грингард.* Интернет вещей: Будущее уже здесь = The Internet of Things. — М.: Альпина Паблишер, 2016. — 188 с. — ISBN 978-5-9614-5853-4

19. *Турбин Н.А., Александрова Н.В.* Схематичная карта неотектоники СевероЗападного Кавказа. Объяснительная записка. Краснодар, 1975

20. Фотопроект, специализирующихся на панорамных фотографиях и видео высокого разрешения [Электронный ресурс] URL: www.airpano.com

21. *Шепард Ф.П.* Морская геология. Изд. 3-е. Пер. с англ. Л., «Недра», 1976. 488 с.

22. *Щукин И.С.* Общая геоморфология: в 2 т. / И.С. Щукин. – М.: изд-во МГУ, 1960. - Т.3: – 615 с.

23. *Brown, Jerry, and Romanovsky, V.E.,* 2008, Report from the International Permafrost Association: State of permafrost in the first decade of the 21st century: Permafrost and Periglacial Processes, v. 19, no. 2, p. 255–260

24. *Dallimore Scott R., Stephen A.Wolfe, Steven M.Solomon.* 1996. Influence of ground ice and permafrost on coastal evolution, Richards Island, Beaufort Sea coast, N.W.T // Can.J.Earth. Sci. 33. P. 664-675
25. *Rajesh Kumar.* Tactical Reconnaissance: Uavs Versus Manned Aircraft // The Pennsylvania State University. — 1997. — № AU/ACSC/0349/97-03
26. Soil erosion and conservation / R.P.C. Morgan. — 3rd ed, National Soil Resources Institute, Cranfield University, 2005
27. Игнатов Е. И. Береговые морфосистемы. М.: Маджента, 2004,- 266 С.

Список рекомендуемой литературы

1. *Бабак В.И.* Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма. – Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М: Природа, 1961. Т. 2, С. 358–366.
2. *Белецкий С.В., Белокрыс О.А.* Основные аспекты модернизации стратиграфической схемы неогеновых отложений Крымского полуострова. – Геологический журнал, 2013. №3. С. 80–100.
3. *Веклич М.Ф., Сиренко Н.А.* Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днестра и Равнинного Крыма. Киев, 1976, 186 с.
4. *Золотарев Г.С.* Инженерная геодинамика./ Учебник - М., МГУ, 1983.
5. *Иванов И.П., Тржцинский Ю.Б.* Инженерная геодинамика./ Учебник – СПб, Наука, 2001.
6. Инструкция по развитию съемочного обоснования и съемке ситуации и рельефа с применением глобальных навигационных спутниковых систем

ГЛОНАСС и GPS (ГКИНП (ОНТА)-02-262-02). Приказ Федеральной службы геодезии и картографии России от 18.1.2002, 18.1.2002 N 3-пр, 02-262-02. Введена в действие 01.03.2002 г. - М.: ЦНИИГАиК, 2002 год.

7. *Кожевников А.В., Найдина Н.Н.* Таврская свита юго-западного Крыма. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1983. Т. 58. Вып.6. С. 105–120.

8. *Королев В.А.* Инженерная и экологическая геодинамика /Электронный учебник на CD. – М., 2004 г.

9. *Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954. Т. 29. Вып.1. С. 3–20.

10. *Муратов М.В.* Неогеновая система Крыма. Континентальные отложения. – В кн.: Геол. СССР, т.8, М., 1969, с. 264–271.

11. Официальный сайт компании Trimble [Электронный ресурс]. URL: <http://www.trimble.com/Survey/trimbler8gnss.aspx>. (дата обращения: 10.10.2016 г).

12. *Семененко В.Н.* Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба. Геологический журнал, 2003. №2. С. 39–57.

13. *Славин В.И.* Новые данные о возрасте таврской свиты в Крыму. ДАН СССР, 1977, т.235, №5. С. 1140–1143.

14. *Соколов Н.А.* Mastodon arvernensis и Hipparion gracile из третичных образований Крыма. – Тр. Сп-б. о-ва естествоиспытателей, 1883. Т.14. №1. С. 119–132.

15. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Крыма /НСК Украины, ГГП Крымгеология, исп. Белецкий С.В. –Симферополь, 1996, 34 с.

16. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы. / Ред. Е.М. Сергеев. М., Недра, 1985.

17. Учебное пособие по инженерной геологии / Ред. Г.С. Золотарев. - М., МГУ, 1989.
18. Федорович Б.А. О пестрых рухляках Крыма. ДАН СССР, 1928. Серия А. Выпуск 1–2. №2. С. 17–22.
19. Фохт К.К. Заметки об экскурсии в Крыму. Остатки гиппариона близ Николаевки. – Тр. Сп-б. о-ва естествоиспытателей, 1887. Т. 18. С. 25.
20. Агеев В.В., Светов Б.С. Влияние поляризуемости горных пород на результаты электромагнитных зондирований. Физика Земли, 1999, № 1, с. 19-27.
21. Альпин Л.М. Теория поля. М: Недра, 1966, 384 с.
22. Барашков А.С., Яковлев А.Г. О береговом эффекте в методе МТЗ. Физика Земли, 1989, № 5, с. 103-107.
23. Безрук И.А., Бердичевский М.Н., Ключкин В.Н., Куликов А.В. Применение теории случайных функций к анализу магнитотеллурического поля. Прикладная геофизика, 1964, выпуск 39, с. 75-90.
24. Бердичевский М.Н. Основы теории магнитотеллурического профилирования. Прикладная геофизика, 1960, выпуск 28, с. 70-91.
25. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Файнберг Э.Б. Частотное зондирование Земли по результатам сферического анализа электромагнитных вариаций. Геомагнетизм и аэрономия, 1969, № 2, с. 372-374.
26. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С., Мерицкова Н.А., Пушкарев П.Ю. Магнитовариационное зондирование: новые возможности. Физика Земли, 2003, № 9, с. 3-30.
27. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Мерицкова Н.А. Об обратной задаче зондирования с использованием магнитотеллурических и магнитовариационных данных. М: МАКС Пресс, 2000, 68 с.

28. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М: Диалог-МГУ, 1997, 161 с.
29. Бердичевский М.Н., Жданов М.С., Жданова О.Н. Глубинная геоэлектрика в океане. М: Наука, 1989, 80 с.
30. Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. М: Недра, 1965, 109 с.
31. Ваньян Л.Л. О роли вертикального и горизонтального скин-эффекта в методе частотных зондирований. Физика Земли, 1996, № 1, с. 45-47.
32. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю., Романюк Т.В. Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны. Физика Земли, 2002, № 10, с. 23-53.
33. Ваньян Л.Л., Бобровников Л.З. Электроразведка по методу становления магнитного поля. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 184 с.
34. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М: Наука, 1983, 84 с.
35. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В. Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований ВЕАР. Физика Земли, 2003, № 2, с. 30-61.
36. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите. Под ред. Е.П. Велихова. М: Наука, 1989, 272 с.
37. Григорьев В.Ф., Коротаев С.М., Кругляков М.С., Орехова Д.А., Попова И.В., Терещенко Е.Д., Терещенко П.Е., Щорс Ю.Г. Результаты морского электромагнитного зондирования мощным удаленным источником в Кольском заливе Баренцева моря. Физика Земли, 2013, № 3, с. 75-86.

38. *Дмитриев В.И.* Морские электромагнитные зондирования. М: Аргатак-Медиа, 2014, 192 с.

39. *Егоров И.В., Пальшин Н.А.* Возбуждение электрокинетических эффектов на дне мелководья пресноводными волнами. Океанология, 2015, т. 55, № 3, с. 46-469.

40. *Зыков Ю.Д., Кошурников А.В., Пушкарёв П.Ю.* Применение частотного электромагнитного зондирования при проектировании газопроводов. Инженерные изыскания, 2008, № 3, с. 70-74.

41. *Кауфман А.А., Морозова Г.М.* Теоретические основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне. Новосибирск: Наука, 1970, 124 с.

42. *Комаров В.А.* Электроразведка методом вызванной поляризации. Л: Недра, 1980, 391 с.

43. *Краев А.П.* Гармонический электромагнитный частотный метод исследования слоистого массива. Доклады АН СССР, новая серия, 1941, XXI, № 7.

44. *Куликов А.В.* Вопросы теории фазовой двухчастотной индуктивной электроразведки. Прикладная геофизика, 1981, выпуск 101, с. 89-103.

45. *Куликов В.А., Пушкарёв П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д.* Опыт частотных электромагнитных зондирований на Русской плите. Известия ВУЗов (Геология и разведка), 1999, № 3, с. 106-114.

46. *Легайдо П.Ю., Бубнов В.П.* Разделение действия эффектов электромагнитной индукции и вызванной поляризации при дифференциально-нормированных измерениях в электроразведке. Физика Земли, 1997, № 6, с. 85-88.

47. *Могилатов В.С.* Об одном способе решения основной прямой задачи электроразведки ЗС. Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 3, с. 108-117.

48. *Мойланен Е.В., Пушкарев П.Ю., Шустов Н.Л.* Предварительные результаты глубинного магнитотеллурического зондирования на геофизической базе МГУ в Калужской области. Записки Горного института, 2013, том 200, с. 65-70.
49. *Обухов Г.Г.* Определение точки записи в методах ЧЗ и ЗС в горизонтально-неоднородной среде. Прикладная геофизика, 1970, выпуск 61. с. 168-173.
50. *Обухов Г.Г., Бутковская А.И.* Теория метода становления поля в ближней зоне в горизонтально-неоднородной среде. Прикладная геофизика, 1974, выпуск 73, с. 132-143.
51. *Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г., Вагин Д.В., Симон Е.И., Шашкова Т.Г.* О сравнении двух подходов к 3D-инверсии данных электромагнитных зондирований во временной области. Материалы Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Новосибирск, 2013.
52. *Петров А.А.* Возможности метода становления электрического поля при поисках углеводородов в шельфовых зонах. Геофизика, 2000, № 5, с. 21-26.
53. *Петров А.А., Маловичко М.С., Кочеров А.Б., Лисицын Е.Д.* Опыт применения электромагнитных зондирований при поисках углеводородов в транзитной зоне Каспийского моря. Геофизика, 2010, № 2, с. 60-64.
54. *Петровский А.А.* Радио в горной разведке. Известия ИПГ, 1925, выпуск 1, с. 135-152.
55. *Пушкарев П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д.* Программа решения прямой и обратной одномерной задачи метода частотных зондирований. Москва, 1999, 12 с. Деп. в ВИНТИ 22.01.99, № 199-В99.

56. *Рикитаки Т.* Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л: Недра, 1968.
57. *Рокитянский И.И.* Некоторые оценки электропроводности и температуры верхней мантии по магнитовариационным данным. Доклады АН СССР, 1971, т. 198, № 2, с. 337-340.
58. *Рыхлинский Н.И., Бубнов В.П., Кашик А.С.* Дифференциально-нормированный метод электроразведки для обнаружения и оконтуривания залежей углеводородов. М: ВНИИОЭНГ, 1991, 20 с.
59. *Семенов В.Ю.* Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М: Недра, 1985, 133 с.
60. *Сидоров В.А.* Импульсная индуктивная электроразведка. М: Недра, 1985, 192 с.
61. *Сочельников В.В.* Основы теории естественного электромагнитного поля в море. Л: Гидрометеиздат, 1979, 216 с.
62. *Тархов А.Г.* Основы геофизической разведки методом радиокип. М: Госгеолтехиздат, 1961, 215 с.
63. *Титлинов В.С.* Индукционное электромагнитное зондирование при поисках рудных месторождений. Методические рекомендации. Свердловск: 1979, 132 с.
64. *Тихонов А.Н.* О становлении электрического тока в однородном проводящем полупространстве. Известия АН СССР, серия «география и геофизика», 1946, т. 10, № 3, с 213-231.
65. *Тихонов А.Н.* Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. Доклады АН СССР, 1950, т. 73, № 2, с. 295-297.
66. *Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н.* Метод расчета электромагнитных полей, возбуждаемых переменным

током в слоистых средах. Известия АН СССР, серия геофизическая, 1956, № 3, с. 251-254.

67. Трофимов И.Л., Фонарев Г.А. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане. Физика Земли, 1974, № 4, с. 89-92.

68. Хмелевской В.К., Петрухин Б.П., Пушкарев П.Ю. Магнитотеллурика и радиоволновые интерференционные зондирования. Физика Земли, 2010, № 9, с. 11-14.

69. Шейнманн С.М. Об установлении электромагнитных полей в земле. Прикладная геофизика, 1947, выпуск 3, с. 3-55.

70. Электроразведка: справочник геофизика. Книга первая. Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. М: Недра, 1989, 438 с.

71. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Том 1. Морфология и теория магнитного поля Земли и его вариаций. Л: ЛГУ, 1964, 445 с.

72. Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor, regional induction and local telluric distortion. Zeitschrift fur Geophysik, 1988, 62, p. 119-127.

73. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems. Tulsa, SEG, 2002, 215 p.

74. Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Dmitriev V.I. Methods used in the USSR to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding. Physics of the Earth and Planetary interiors, 1989, 53, p. 194-206.

75. Cagniard L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics, 1953, 18, p. 605-635.

76. *Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C.* The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 2004, 158, p.457-469.
77. *Cantwell T.* Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis. MIT, Cambridge, USA, 1960.
78. *Cole K.S., Cole R.H.* Dispersion and absorption in dielectrics. *Journal of Chemical Physics*, 1941, 6, pp. 42-52.
79. *Constable S.C., Orange A.S., Hoversten G.M., Morrison H.F.* Marine magnetotellurics for petroleum exploration. Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 1998, 63, 3, p. 816-825.
80. *Cox C.S., Constable S.C., Chave A.D., Webb S.C.* Controlled source electromagnetic sounding of the ocean lithosphere. *Nature*, 1986, 320, p. 52-54.
81. *Fox L.* Satellite synchronized 3-D magnetotelluric system. U.S. Patent 6,191,587, 2001.
82. *Gamble T.D., Goubau W.M., Clarke J.* Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 1979, 44, p. 53-68.
83. *Garcia X., Jones A.G.* Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (AMT) sounding. *Geophysics*, 2002, 67, p. 448-458.
84. *Grayver A., Streich R., Ritter O.* 3D inversion and resolution analysis of land-based CSEM data from the Ketzin storage formation. *Geophysics*, 2014, 79, 2, p. E101-E114.
85. *Gribenko A., Zhdanov M.S.* Rigorous 3D inversion of marine CSEM data based on integral equation method. *Geophysics*, 2007, 72, 2, p. WA73-WA84.
86. *Groom R.W., Bailey R.C.* Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94, p. 1913-1925.

87. *Haber E., Oldenburg D.W., Shekhtman R.* Inversion of time domain three-dimensional electromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 2007, 171, p. 550-564.
88. *McNeill J.D.* Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Geonics Limited, Technical note TN-6*, 1980, 15 p.
89. *Newman G.A., Commer M.* New advances in three-dimensional transient electromagnetic inversion. *Geophysical Journal International*, 2005, 160, p. 5-32.
90. *Pankratov O.V., Geraskin A.I.* On processing of controlled source electromagnetic (CSEM) data. *Acta Geologica*, 2010, 8, 1, p. 31-49.
91. *Parkinson W.D.* Direction of rapid geomagnetic fluctuation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1959, 2, p. 1-14.
92. *Püthe C., Kuvshinov A.* Mapping 3-D mantle electrical conductivity from space: a new 3-D inversion scheme based on analysis of matrix Q-responses. *Geophysical Journal International*, 2014, 197, p. 768-784.
93. *Rikitake T.* Notes on electromagnetic induction within the Earth. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 1948, 24, p. 1-9.
94. *Schlumberger M.* The application of telluric currents to surface prospecting. *American Geophysical Union Transactions*, 1939, 20, p. 271-277.
95. *Schmucker U.* Regional induction studies: a review of methods and results. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1973, 7, p. 365-378.
96. *Schuster A., Lamb H.* The diurnal variation of terrestrial magnetism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 1889, A-180, p. 467-518.
97. *Semenov V.Yu.* Regional Conductivity Structures of the Earth's Mantle. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, 1998, C-65, 122 p.

98. *Strangway D.W., Swift C.M., Holmer R.C.* The application of audio frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, 1973, 38, p. 1159-1175.
99. *Tezkan B., Saraev A.* A new broadband radiomagnetotelluric instrument: applications to near surface investigations. *Near Surface Geophysics*, 2008, p. 245-252.
100. *Wang T., Oristaglio M., Tripp A., Hohmann G.* Inversion of diffusive transient electromagnetic data by a conjugate-gradient method. *Radio Science*, 1994, 29, 4, p. 1143-1156.
101. *Weitemeyer K., Gao G., Constable S., Alumbaugh D.* The practical application of 2D inversion to marine controlled-source electromagnetic data. *Geophysics*, 2010, 75, 6, p. F199-F211.
102. *Weitemeyer K., Gaswami B., Attias E., Sinha M., Jegen M., Minshull T., Brendt C., Westbrook G.* Marine controlled source electromagnetic surveys to map gas hydrates off of Norway. *Proceedings of the 8th International Marine Electromagnetics Conference MARELEC 2013, Hamburg, 2013.*
103. *Wiese H.* Geomagnetische tiefentellurik, Teil 2, Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen winderstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen. *Geofisica Pura e Applicata*, 1962, 52, p. 83-103.
104. *Ziolkowski A.* Developments in the transient electromagnetic method. *First Break*, 2007, 25, p. 99-106.
105. *Бабак В.И.* Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма. – Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Природа, 1961. Т. 2, С. 358–366.
106. *Белецкий С.В., Белокрыс О.А.* Основные аспекты модернизации стратиграфической схемы

неогеновых отложений Крымского полуострова. – Геологический журнал, 2013. №3. С. 80–100.

107. *Веклич М.Ф., Сиренко Н.А.* Плиоцен и плейстоцен левобережья Нижнего Днепра и Равнинного Крыма. Киев, 1976, 186 с.

108. *Кожевников А.В., Найдина Н.Н.* Таврская свита юго-западного Крыма. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1983. Т. 58. Вып.6. С. 105–120.

109. *Муратов М.В.* О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954. Т. 29. Вып.1. С. 3–20.

110. *Муратов М.В.* Неогеновая система Крыма. Континентальные отложения. – В кн.: Геол. СССР, т.8, М., 1969, с. 264–271.

111. *Семененко В.Н.* Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба. Геологический журнал, 2003. №2. С. 39–57.

112. *Славин В.И.* Новые данные о возрасте таврской свиты в Крыму. ДАН СССР, 1977, т.235, №5. С. 1140–1143.

113. *Соколов Н.А.* *Mastodon arvernensis* и *Hipparion gracile* из третичных образований Крыма. – Тр. Сп-б. о-ва естествоиспытателей, 1883. Т.14. №1. С. 119–132.

114. Стратиграфическая схема неогеновых отложений Крыма /НСК Украины, ГГП Крымгеология, исп. Белецкий С.В. –Симферополь, 1996, 34 с.

115. *Федорович Б.А.* О пестрых рухляках Крыма. ДАН СССР, 1928. Серия А. Выпуск 1–2. №2. С. 17–22.

116. *Фохт К.К.* Заметки об экскурсии в Крыму. Остатки гиппариона близ Николаевки. – Тр. Сп-б. о-ва естествоиспытателей, 1887. Т. 18. С. 25.

117. Геологический словарь: в 2-х томах. — М.: Недра. Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др.. 1978. *Н. А. Афоничев*

118. Закономерности структуры и развития песчаных пляжей в береговой зоне черного моря *Ю.Д.Шуйский, Г.В.Выхованец, А.Б.Муркалов, А.А.Стоян*, Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. 2014. Т. 19, вип. 1, 68 сс.
119. *Гагин В. Е., Котельникова Н. В.* Методика создания цифровых карт.2014
120. *Данилов И. Д.* Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983 г. – 200 с.
121. *Кудрявцев В. А.* Методика мерзлотной съемки. М., Изд-во МГУ 1979 г. – 358 с.
122. *Кудрявцев В. А., Кондратьева К. А., и д. р.* Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки (масштабов 1:200000 и 1:500000. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1970 г. – 253 с.
123. *Лурье И. К., Самсонов Т. Е.* Основы геоинформатики//Информатика с основами геоинформатики. Часть 2: Основы геоинформатики. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2016. – 200 с.
124. *Майкл Зейлер.* Моделирование нашего мира. Руководство ESRI по проектированию базы геоданных.
125. *Майкл Н. ДеМерс.* Географические Информационные Системы. Основы.: Пер. с англ. – М.: Дата+, 1999 г.
126. *Мильков Ф. Н.* Ландшафтная сфера Земли. М.: Мысль, 1970 г. – 207 с.
127. *Энди Митчелл.* Руководство ESRI по ГИС анализу. Географические закономерности и взаимодействия.
128. *Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Введение в георадиолокацию. Учебное пособие – М.: Издательство МГУ, 2004. – 153 с.

129. *Анур А., Старовойтов А.В., Владов М.Л.* Опыт применения георадиолокации для выявления зон развития провалов в городе. Вестник МГУ, сер. Геология, 1999, с. 55-57.
130. *Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Наварро Ф.Х., Токарев М.Ю., Калашиников А.Ю., Мирошниченко Д.Е., Резников Д.Е.,* Радиофизические исследования ледника Альдегонда на Шпицбергене в 1999 году. Матер. гляциол. исслед., вып. 90, с. 86-99.
131. *Владов М.Л., Старовойтов А.В.* Георадиолокационные исследования верхней части разреза. 2002, Изд-во МГУ, с. 91.
132. *Ефимова Н.Н.* Применение георадиолокации при решении задач инженерной геофизики. Автореферат дисс. канд. техн. наук, 1999, СПб, с.16.
133. *Зыков Ю.Д.* Геофизические методы исследования криолитозоны. 1999, Изд-во МГУ, с. 244.
134. *Калинин А.В., Владов М.Л., Старовойтов А.В., Шалаева Н.В.* Высокоразрешающие волновые методы в современной геофизике.
135. Разведка и охрана недр, 2002, № 1, с. 23-27.
136. *Калинин А.В., Владов М.Л., Шалаева Н.В.* Оценка глубинности георадиолокационных исследований на основе классической теории. Вестник МГУ, сер.Геология, № 3, 2003
137. Москва. Геология и город. Под ред. *В.И. Осипова и О.П. Медведева*, М., 1997, с. 400.
138. *Омельяненко А.В.* Георадиолокация мерзлых рыхлых отложений. Автореферат дисс. канд. техн. наук, М., 1989, с. 17.

Учебное пособие

Игнатов Евгений Иванович
Исаев Владислав Сергеевич
Кошурников Андрей Викторович
Каширина Екатерина Сергеевна
Новиков Антон Алексеевич
Вербовский Виталий Викторович
Горшков Евгений Иванович
Гущин Александр Иванович
Комаров Олег Ильич
Аманжуров Руслан Маратович
Котов Павел Игоревич
Пушкарев Павел Юрьевич
Владов Михаил Львович