

GEOMORPHOLOGICAL FIELD MANUAL

R. V. Dackombe

*Lecturer in Geography,
Wolverhampton Polytechnic*

V. Gardiner

*Lecturer in Geography,
University of Leicester*

London
GEORGE ALLEN & UNWIN
Boston Sydney

В. ГАРДИНЕР Р. ДАКОМБ

ПОЛЕВАЯ ГЕО- МОРФОЛОГИЯ

Перевод с английского
доктора геолого-
минералогических наук
А.А. НИКОНОВА, К.И. НИКОНОВОЙ



МОСКВА "НЕДРА" 1990

ББК 26.8

Г 20

УДК 551.4-82-03.20

Рекомендовано к изданию
доктором географических наук
Д. А. Тимофеевым

Г 1805040300—195
043(01)—90 129—90

ISBN 5-247-01264-X
ISBN 0-04-551061-X
ISBN 0-04-551062-8 (pbk)

© R. V. Dackombe & V. Gardiner, 1983
This book is copyright under the Berne
Convention. No reproduction without
permission. All right reserved.
© Перевод на русский язык А. А. Ни-
конов, К. И. Никонова, 1990

Предисловие

Эта книга не является учебником по методике геоморфологических исследований. Она была задумана в качестве полевого руководства, призванного служить своего рода «карманным справочником» при ведении полевых геоморфологических наблюдений, отсюда и подбор необходимой для этого информации. Составители справочника исходили из предположения, что тот, кто станет им пользоваться, знаком с основами рассматриваемых методов исследования. Однако там, где предоставлялась такая возможность, в текст включались сведения, позволяющие освежить в памяти главные принципы различных методов. При желании получить более полную характеристику и сравнить преимущества разных геологических методов, а также за дальнейшими рекомендациями по их применению, читателю следует обращаться к соответствующим пособиям, например, к учебнику под ред. А. Гауди [96] или к серии технических бюллетеней, издаваемых Британской геоморфологической исследовательской группой.

Одной из причин написания этой книги явилось понимание того, сколь значительные усилия приходится затрачивать перед каждым выездом на полевые работы на то, чтобы собрать воедино весь необходимый материал в виде картографических символов, прочих условных обозначений, таблиц, графиков и т. д. И тем не менее всегда существует риск, что какие-то существенные материалы окажутся забытыми, и всегда есть вероятность, что что-то необходимое для решения конкретных и специфических задач, останется непредусмотренным при планировании. Другим побуждающим мотивом к написанию этой книги послужило сознание того, что большая степень стандартизации при регистрации данных полевых наблюдений была бы весьма полезной.

Первоначально книга задумывалась как сводка материалов, предназначенных удовлетворять собственные потребности авторов, но затем она была расширена с тем, чтобы охватить по возможности наиболее полно весь круг геоморфологических проблем.

Основные части этого руководства содержат количественные соотношения, поэтому в книгу включены соответствующие формулы. Предполагается, что читатель обычно располагает пригодным для научных целей калькулятором. Однако далеко не все калькуляторы позволяют быстро вычислять дробные пока-

затели; соответственно, где возможно, помещался материал, предназначенный для выполнения такого рода задач. Включение также ряда номограмм обусловлено следующими причинами: во-первых, тот, кто пользуется этим пособием, может не брать в поле калькулятор; во-вторых, не исключена вероятность несправности калькулятора; а в-третьих, некоторые расчеты, осуществленные с его помощью, оказываются весьма громоздкими и требуют перепроверки. Такие расчеты проще выполнить при помощи простой номограммы, чем пользуясь калькулятором без программного устройства. Однако необходимо отметить, что такого рода номограммы дают лишь приблизительные решения и могут использоваться только для предварительной интерпретации, а не для окончательного анализа.

Предварительный анализ данных во время и после каждой дневной полевой работы часто бывает необходим для планирования дальнейших полевых исследований. Таблицы постоянных, характерных значений тех или иных параметров и некоторые зависимости включены в книгу с той целью, чтобы облегчить такого рода процедуру. Поскольку шкалы многих приборов все еще имеют единицы измерения иные чем единицы СИ, здесь даны переводы одних мер в другие. Везде, где это было необходимо и приемлемо, все формулы приводились с учетом использования единиц СИ. Значение стандартного ускорения свободного падения (g) равно $9,80665 \text{ м/с}^2$ и в каждом конкретном случае не приводится.

Авторы намеренно не включали в эту книгу сведения о лабораторном опробовании и анализах, а также советы по выбору и приобретению снаряжения. Оба эти вопроса рассмотрены в учебнике под ред. А. Гауди [96]. Математические и статистические таблицы здесь не приводятся, однако мы рекомендуем обращаться к такого рода таблицам, особенно в тех случаях, когда отсутствует калькулятор.

В построении книги авторы, насколько это было возможно, придерживались той последовательности в расположении материала, которая характерна для книги под ред. А. Гауди [96], чтобы облегчить возможность их совместного использования, и это привело к тому, что некоторые близкие по смыслу разделы оказались в нашей книге далеко разнесены друг от друга; в таких случаях в тексте даны взаимные отсылки. Главы 1—3 включают вопросы описания и измерения форм рельефа. Три последующие главы посвящены рассмотрению проблем изучения, картирования, регистрации и классификации ландшафтообразующих материалов. В главах 7—11 описаны полевые исследования геоморфологических процессов. Методы отбора проб и образцов рассмотрены в гл. 12. И, наконец, в гл. 13 изложены сведения по таким вопросам, как фотографирование, оказание первой помощи, а также используемые единицы измерений.

В эту главу включены материалы исключительно по определению высот и разностей превышений. Читатель, которого интересуют определения углов наклона, должен обратиться к гл. 3. Большинство задач по картированию, выполняемых геоморфологам, могут решаться в двух аспектах: во-первых, обеспечение некоторого числа фиксированных в плане пунктов; во-вторых, получение дополнительных сведений о высотах. Первая из названных задач, по существу, не выходит за рамки планиметрии, простые тригонометрические зависимости, необходимые для ее решения, можно найти в гл. 13; в этой же главе рассматривается вторая задача.

Разд. 1.1 посвящен переводу измеренных (кажущихся) наклонных расстояний (дальностей) и угловых высот, или склонений в истинные горизонтальные расстояния и разности высот. Угловые высоты могут быть определены с помощью теодолита или угломера, а дальности можно измерять тахеометрически или непосредственно мерной лентой. Разд. 1.2 содержит детали некоторых способов введения поправок за температуру при барометрическом нивелировании. И, наконец, в табл. 3 даны простые рекомендации, касающиеся масштаба карт и их разрешающей способности.

1.1. ПЕРЕВОД КАЖУЩИХСЯ НАКЛОННЫХ РАССТОЯНИЙ В ИСТИННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ И РАЗНОСТИ ВЫСОТ

Для перевода кажущихся наклонных расстояний в истинные горизонтальные расстояния и разности высот могут быть использованы табл. 1 и 2 (рис. 1). Табл. 1 составлена с применением значения $100 \cos^2 \theta$ по формуле

$$AC = 100pq \cos^2 \theta,$$

табл. 2 составлена с использованием значений $100 \sin^2(\theta/2)$ по формуле

$$BC = 100pq \sin^2(\theta/2),$$

где AC — истинное горизонтальное расстояние; BC — разность высот, pq — разность между показаниями дальномера; θ — угловая высота, или угол склонения. Значения, приводимые в

Таблица 1

Истинные горизонтальные расстояния (м) по данным дальномерных измерений

Угол	Диапазон кажущихся наклонных расстояний, м								
	100	200	300	400	500	600	700	800	900
0 0	100,00	200,00	300,00	400,00	500,00	600,00	700,00	800,00	900,00
0 20	100,00	199,99	299,99	399,99	499,98	599,98	699,98	799,97	899,97
0 40	99,99	199,97	299,96	399,95	499,93	599,92	699,91	799,89	899,88
1 0	99,97	199,94	299,91	399,88	499,85	599,82	699,79	799,76	899,73
1 20	99,95	199,89	299,84	399,78	499,73	599,68	699,62	799,57	899,51
1 40	99,92	199,83	299,75	399,66	499,58	599,49	699,41	799,32	899,24
2 0	99,88	199,76	299,63	399,51	499,39	599,27	699,15	799,03	898,90
2 20	99,83	199,67	299,50	399,34	499,17	599,01	698,84	798,67	898,51
2 40	99,78	199,57	299,35	399,13	498,92	598,70	698,48	798,27	898,05
3 0	99,73	199,45	299,18	398,90	498,63	598,36	698,08	797,81	897,53
3 20	99,66	199,32	298,99	398,65	498,31	597,97	697,63	797,30	896,96
3 40	99,59	199,18	298,77	398,36	497,96	597,55	697,14	796,73	896,32
4 0	99,51	199,03	298,54	398,05	497,57	597,08	696,59	796,11	895,62
4 20	99,43	198,86	298,29	397,72	497,15	596,57	696,00	795,43	894,86
4 40	99,34	198,68	298,01	397,35	496,69	596,03	695,37	794,70	894,04
5 0	99,24	198,48	297,72	396,96	496,20	595,44	694,68	793,92	893,16
5 20	99,14	198,27	297,41	396,54	495,68	594,82	693,95	793,09	892,22
5 40	99,03	198,05	297,08	396,10	495,13	594,15	693,18	792,20	891,23
6 0	98,91	197,81	296,72	395,63	494,54	593,44	692,35	791,26	890,17
6 20	98,78	197,57	296,35	395,13	493,92	592,70	691,48	790,26	889,05
6 40	98,65	197,30	295,96	394,61	493,26	591,91	690,57	789,22	887,87
7 0	98,51	197,03	295,54	394,06	492,57	591,09	689,60	788,12	886,63
7 20	98,37	196,74	295,11	393,48	491,85	590,22	688,60	786,97	885,34
7 40	98,22	196,44	294,66	392,88	491,10	589,32	687,54	785,76	883,98
8 0	98,06	196,13	294,19	392,25	490,32	588,38	686,44	784,50	882,57
8 20	97,90	195,80	293,70	391,60	489,50	587,40	685,30	783,20	881,10
8 40	97,73	195,46	293,19	390,92	488,65	586,38	684,11	781,84	879,56
9 0	97,55	195,11	292,66	390,21	487,76	585,32	682,87	780,42	877,98
9 20	97,37	194,74	292,11	389,48	486,85	584,22	681,59	778,96	876,33
9 40	97,18	194,36	291,54	388,72	485,90	583,08	680,26	777,44	874,62
10 0	96,98	193,97	290,95	387,94	484,92	581,91	678,89	775,88	872,86
10 20	96,78	193,56	290,35	387,13	483,91	580,69	677,48	774,26	871,04
10 40	96,57	193,15	289,72	386,30	482,87	579,44	676,02	772,59	869,17
11 0	96,36	192,72	289,08	385,44	481,80	578,16	674,51	770,87	867,23
11 20	96,14	192,28	288,41	384,55	480,69	576,83	672,97	769,10	865,24
11 40	95,91	191,82	287,73	383,64	479,55	575,46	671,38	767,29	863,20
12 0	95,68	191,35	287,03	382,71	478,39	574,06	669,74	765,42	861,10
12 20	95,44	190,88	286,31	381,75	477,19	572,63	668,06	763,50	858,94
12 40	95,19	190,38	285,58	380,77	475,96	571,15	666,34	761,53	856,73
13 0	94,94	189,88	284,82	379,76	474,70	569,64	664,58	759,52	854,46
13 20	94,68	189,36	284,04	378,73	473,41	568,09	662,77	757,45	852,13
13 40	94,42	188,84	283,25	377,67	472,09	566,51	660,92	755,34	849,76
14 0	94,15	188,29	282,44	376,59	470,74	564,88	659,03	753,18	847,33
14 20	93,87	187,74	281,61	375,49	469,36	563,23	657,10	750,97	844,84
14 40	93,59	187,18	280,77	374,36	467,95	561,54	655,12	748,71	842,30
15 0	93,30	186,60	279,90	373,21	466,51	559,81	653,11	746,41	839,71
15 20	93,01	186,01	279,02	372,03	465,04	558,04	651,05	744,06	837,07
15 40	92,71	185,42	278,12	370,83	463,54	556,25	648,95	741,66	834,37
16 0	92,40	184,80	277,21	369,61	462,01	554,41	646,82	739,22	831,62
16 20	92,09	184,18	276,27	368,36	460,46	552,55	644,64	736,73	828,82

Угол, °	Диапазон кажущихся наклонных расстояний, м								
	100	200	300	400	500	600	700	800	900
16 40	91,77	183,55	275,32	367,10	458,87	550,65	642,42	734,20	825,97
17 0	91,45	182,90	274,36	365,81	457,26	548,71	640,16	731,62	823,07
17 20	91,12	182,25	273,37	364,50	455,62	546,74	637,87	728,99	820,11
17 40	90,79	181,58	272,37	363,16	453,95	544,74	635,53	726,32	817,11
18 0	90,45	180,90	271,35	361,80	452,25	542,71	633,16	723,61	814,06
18 20	90,11	180,21	270,32	360,42	450,53	540,64	630,74	720,85	810,96
18 40	89,76	179,51	269,27	359,02	448,78	538,54	628,29	718,05	807,80
19 0	89,40	178,80	268,20	357,60	447,00	536,40	625,80	715,20	804,60
19 20	89,04	178,08	267,12	356,16	445,20	534,24	623,28	712,32	801,36
19 40	88,67	177,35	266,02	354,69	443,37	532,04	620,72	709,39	798,06
20 0	88,30	176,60	264,91	353,21	441,51	529,81	618,12	706,42	794,72
20 20	87,93	175,85	263,78	351,70	439,63	527,55	615,48	703,41	791,33
20 40	87,54	175,09	262,63	350,18	437,72	525,26	612,81	700,35	787,90
21 0	87,16	174,31	261,47	348,63	435,79	522,94	610,10	697,26	784,42
21 20	86,77	173,53	260,30	347,06	433,83	520,59	607,36	694,12	780,89
21 40	86,37	172,74	259,11	345,47	431,84	518,21	604,58	690,95	777,32
22 0	85,97	171,93	257,90	343,87	429,83	515,80	601,77	687,74	773,70
22 20	85,56	171,12	256,68	342,24	427,80	513,36	598,92	684,48	770,04
22 40	85,15	170,30	225,45	340,60	425,75	510,89	596,04	681,19	766,34
23 0	84,73	169,47	254,20	338,93	423,66	508,40	593,13	677,86	762,60
23 20	84,31	168,62	252,94	337,25	421,56	505,87	590,18	674,50	758,81
23 40	83,89	167,77	251,66	335,55	419,43	503,32	587,21	671,09	754,98
24 0	83,46	166,91	250,37	333,83	417,28	500,74	584,20	667,65	751,11
24 20	83,02	166,04	249,07	332,09	415,11	498,13	581,15	664,18	747,20
24 40	82,58	165,17	247,75	330,33	412,91	495,50	578,08	660,66	743,25
25 0	82,14	164,28	246,42	328,56	410,70	492,84	574,98	657,12	739,25
25 20	81,69	163,38	245,07	326,77	408,46	490,15	571,84	653,53	735,22
25 40	81,24	162,48	243,72	324,96	406,20	487,44	568,68	649,92	731,15
26 0	80,78	161,57	242,35	323,13	403,92	484,70	565,48	646,26	727,05
26 20	80,32	160,65	240,97	321,29	401,61	481,94	562,26	642,58	722,90
26 40	79,86	159,72	239,57	319,43	399,29	479,15	559,01	638,86	718,72
27 0	79,39	158,78	238,17	317,56	396,95	476,34	555,72	635,11	714,50
27 20	78,92	157,83	236,75	315,67	394,58	473,50	552,42	631,33	710,25
27 40	78,44	156,88	235,32	313,76	392,20	470,64	549,08	627,52	705,96
28 0	77,96	155,92	233,88	311,84	389,80	467,76	545,72	623,68	701,64
28 20	77,48	154,95	232,43	309,90	387,38	464,85	542,33	619,80	697,28
28 40	76,99	153,98	230,96	307,95	384,94	461,93	538,91	615,90	692,89
29 0	76,50	152,99	229,49	305,98	382,48	458,98	535,47	611,97	688,46
29 20	76,00	152,00	228,00	304,00	380,00	456,00	532,01	608,01	684,01
29 40	75,50	151,00	226,51	302,01	377,51	453,01	528,51	604,02	679,52
30 0	75,00	150,00	225,00	300,00	375,00	450,00	525,00	600,00	675,00
30 20	74,49	148,99	223,48	297,98	372,47	446,97	521,46	595,96	670,45
30 40	73,99	147,97	221,96	295,94	369,93	443,91	517,90	591,89	665,87
31 0	73,47	146,95	220,42	293,89	367,37	440,84	514,32	587,79	661,26
31 20	72,96	145,92	218,87	291,83	364,79	437,75	510,71	583,67	656,62
31 40	72,44	144,88	217,32	289,76	362,20	434,64	507,08	579,52	651,96
32 0	71,92	143,84	215,76	287,67	359,59	431,51	503,43	575,35	647,27
32 20	71,39	142,79	214,18	285,58	356,97	428,37	499,76	571,15	642,25
32 40	70,87	141,73	212,60	283,47	354,33	425,20	496,07	566,94	637,80
33 0	70,34	140,67	211,01	281,35	351,68	422,02	492,36	562,69	633,03
33 20	69,80	139,61	209,41	279,22	349,02	418,82	488,63	558,43	628,24
33 40	69,27	138,54	207,81	277,07	346,34	415,61	484,88	554,15	623,42
34 0	68,73	137,46	206,19	274,92	343,65	412,38	481,11	549,84	618,57

Угол,		Диапазон кажущихся наклонных расстояний, м								
		100	200	300	400	500	600	700	800	900
34	20	68,19	136,38	204,57	272,76	340,95	409,14	477,33	545,52	613,71
34	40	67,65	135,29	202,94	270,59	338,23	405,88	473,53	541,17	608,82
35	0	67,10	134,20	201,30	268,40	335,51	402,61	469,71	536,81	603,91
35	20	66,55	133,11	199,66	266,21	332,77	399,32	465,87	532,43	598,98
35	40	66,00	132,01	198,01	264,01	330,02	396,02	462,02	528,02	594,03
36	0	65,45	130,90	196,35	261,80	327,25	392,71	458,16	523,61	589,06
36	20	64,90	129,79	194,69	259,59	324,48	389,38	454,28	519,17	584,07
36	40	64,34	128,68	193,02	257,36	321,70	386,04	450,38	514,72	579,06
37	0	63,78	127,56	191,35	255,13	318,91	382,69	446,47	510,25	574,04
37	20	63,22	126,44	189,67	252,89	316,11	379,33	442,55	505,77	569,00
37	40	62,66	125,32	187,98	250,64	313,30	375,96	438,62	501,28	563,94
38	0	62,10	124,19	186,29	248,38	310,48	372,58	434,67	496,77	558,86
38	20	61,53	123,06	184,59	246,12	307,65	369,18	430,72	492,25	553,78
38	40	60,95	121,93	182,89	243,86	304,82	365,78	426,75	487,71	548,68
39	0	60,40	120,79	181,19	241,58	301,98	362,37	422,77	483,16	543,56
39	20	59,83	119,65	179,48	239,30	299,13	358,95	418,78	478,61	538,43
39	40	59,25	118,51	177,76	237,02	296,27	355,53	414,78	474,04	533,29
40	0	58,68	117,36	176,05	234,73	293,41	352,09	410,78	469,46	528,14
40	20	58,11	116,22	174,33	232,44	290,54	348,65	406,76	464,87	522,98
40	40	57,53	115,07	172,60	230,14	287,67	345,21	402,74	460,27	517,81
41	0	56,96	113,92	170,88	227,83	284,79	341,75	398,71	455,67	512,63
41	20	56,38	112,76	169,15	225,53	281,91	338,29	394,67	451,06	507,44
41	40	55,80	111,61	167,41	223,22	279,02	334,83	390,63	446,44	502,24
42	0	55,23	110,45	165,68	220,91	276,13	331,36	386,58	441,81	497,04
42	20	54,65	109,29	163,94	218,59	273,24	327,88	382,53	437,18	491,83
42	40	54,07	108,14	162,20	216,27	270,34	324,41	378,48	432,54	486,61
43	0	53,49	106,98	160,46	213,95	267,44	320,93	374,41	427,90	481,39
43	20	52,91	105,81	158,72	211,63	264,54	317,44	370,35	423,26	476,17
43	40	52,33	104,65	156,98	209,31	261,63	313,96	366,28	418,61	470,94
44	0	51,74	103,49	155,23	206,98	258,72	310,47	362,21	413,96	465,70
44	20	51,16	102,33	153,49	204,65	255,82	306,98	358,14	409,31	460,47
44	40	50,58	101,16	151,75	202,33	252,91	303,49	354,07	404,65	455,24
45	0	50,00	100,00	150,00	200,00	250,00	300,00	350,00	400,00	450,00

Таблица 2

Определение разности высот по данным дальномерных измерений

		Диапазон кажущихся наклонных расстояний								
		100	200	300	400	500	600	700	800	900
0	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0	20	0,58	1,61	1,75	2,33	2,91	3,49	4,07	4,65	5,24
0	40	1,16	2,33	3,49	4,65	5,82	6,98	8,14	9,31	10,47
1	0	1,74	3,49	5,23	6,98	8,72	10,47	12,21	13,96	15,70
1	20	2,33	4,65	6,98	9,31	11,63	13,96	16,28	18,61	20,94
1	40	2,91	5,81	8,72	11,63	14,54	17,44	20,35	23,26	26,17
2	0	3,49	6,98	10,46	13,95	17,44	20,93	24,41	27,90	31,39
2	20	4,07	8,14	12,20	16,27	20,34	24,41	28,48	32,54	36,61

Диапазон кажущихся наклонных расстояний

2 40	4,65	9,29	13,94	18,59	23,24	27,88	32,53	37,18	41,83
3 0	5,23	10,45	15,68	20,91	26,13	31,36	36,58	41,81	47,04
3 20	5,80	11,61	17,41	23,22	29,02	34,83	40,63	46,44	52,24
3 40	6,38	12,76	19,15	25,53	31,91	38,29	44,67	51,06	57,44
4 0	6,96	13,92	20,88	27,83	34,79	41,75	48,71	55,67	62,63
4 20	7,53	15,07	22,60	30,14	37,67	45,21	52,74	60,27	67,81
4 40	8,11	16,22	24,33	32,44	40,54	48,65	56,76	64,87	72,98
5 0	8,68	17,36	26,05	34,73	43,41	52,09	60,78	69,46	78,14
5 20	9,25	18,51	27,76	37,02	46,27	55,53	64,78	74,04	83,29
5 40	9,83	19,65	29,48	39,30	49,13	58,95	68,78	78,61	88,43
6 0	10,40	20,79	31,19	41,58	51,98	62,37	72,77	83,16	93,56
6 20	10,96	21,93	32,89	43,86	54,82	65,78	76,75	87,71	98,68
6 40	11,53	23,06	34,59	46,12	57,65	69,18	80,72	92,25	103,78
7 0	12,10	24,19	36,29	48,38	60,48	72,58	84,67	96,77	108,86
7 20	12,66	25,32	37,98	50,64	63,30	75,96	88,62	101,28	114,94
7 40	13,22	26,44	39,67	52,89	66,11	79,33	92,55	105,77	119,00
8 0	13,78	27,56	41,35	55,13	68,91	82,69	96,47	110,25	124,04
8 20	14,34	28,68	43,02	57,36	71,70	86,04	100,38	114,72	129,06
8 40	14,90	29,79	44,69	59,59	74,48	89,38	104,28	119,17	134,07
9 0	15,45	30,90	46,35	61,80	77,25	92,71	108,16	123,61	139,06
9 20	16,00	32,01	48,01	64,01	80,02	96,02	112,02	128,02	144,03
9 40	16,55	33,11	49,66	66,21	82,77	99,32	115,87	132,43	148,98
10 0	17,10	34,20	51,30	68,40	85,51	102,61	119,71	136,81	153,91
10 20	17,65	35,29	52,94	70,59	88,23	105,88	123,53	141,17	158,82
10 40	18,19	36,38	54,57	72,76	90,95	109,14	127,33	145,52	163,71
11 0	18,73	37,46	56,19	74,92	93,65	112,38	131,11	149,84	168,57
11 20	19,27	38,54	57,81	77,07	96,02	115,61	134,88	154,15	173,42
11 40	19,80	39,61	59,41	79,22	99,02	118,82	138,63	158,43	178,24
12 0	20,34	40,67	61,01	81,35	101,68	122,02	142,36	162,69	183,03
12 20	20,87	41,73	62,60	83,47	104,33	125,20	146,07	166,94	187,80
12 40	21,39	42,79	64,18	85,58	106,97	128,37	149,76	171,15	192,55
13 0	21,92	43,84	65,76	87,67	109,59	131,51	153,43	175,35	197,27
13 20	22,44	44,88	67,32	89,76	112,20	134,64	157,08	179,52	201,96
13 40	22,96	45,92	68,87	91,83	114,79	137,75	160,71	183,67	206,62
14 0	23,47	46,95	70,42	93,89	117,37	140,84	164,32	187,79	211,26
14 20	23,99	47,97	71,96	95,94	119,93	143,91	167,90	191,89	215,87
14 40	24,49	48,99	73,48	97,98	122,47	146,97	171,46	195,96	220,45
15 0	25,00	50,00	75,00	100,00	125,00	150,00	175,00	200,00	225,00
15 20	25,50	51,00	76,51	102,01	127,51	153,01	178,51	204,02	229,52
15 40	26,00	52,00	78,00	104,00	130,00	156,00	182,01	208,01	234,01
16 0	26,50	52,99	79,49	105,98	132,48	158,98	185,47	211,97	238,46
16 20	27,48	53,98	80,96	107,95	134,94	161,93	188,91	215,90	242,89
16 40	27,48	54,95	82,43	109,90	137,38	164,85	192,33	219,80	247,28
17 0	27,96	55,92	83,88	111,84	139,80	167,76	195,72	223,68	251,64
17 20	28,44	56,88	85,32	113,76	142,20	170,64	199,08	227,52	255,96
17 40	28,92	57,83	86,75	115,67	144,58	173,50	202,42	231,33	260,25
18 0	29,39	58,78	88,17	117,56	146,95	176,34	205,72	235,11	264,50
18 20	29,86	59,72	89,57	119,43	149,29	179,15	209,01	238,86	268,72
18 40	30,32	60,65	90,97	121,29	151,61	181,94	212,26	242,58	272,90
19 0	30,78	61,57	92,35	123,13	153,92	184,70	215,48	246,26	277,05
19 20	31,24	62,48	93,72	124,96	156,20	187,44	218,68	249,92	281,15
19 40	31,69	63,38	95,07	126,77	158,46	190,15	221,84	253,53	285,22
20 0	32,14	64,28	96,42	128,56	160,70	192,84	224,98	257,12	289,25

Диапазон кажущихся наклонных расстояний

20	20	32,58	65,17	97,75	130,33	162,91	195,50	228,08	260,66	293,25
20	40	33,02	66,04	99,07	132,09	165,11	198,13	231,15	264,18	297,20
21	0	33,46	66,91	100,37	133,83	167,28	200,74	234,20	267,65	301,11
21	20	33,89	67,77	101,66	135,55	169,43	203,32	237,21	271,09	304,98
21	40	34,31	68,62	102,94	137,25	171,56	205,87	240,18	274,50	308,81
22	0	34,73	69,47	104,20	138,93	173,66	208,40	243,13	277,86	312,60
22	20	35,15	70,30	105,45	140,60	175,75	210,89	246,04	281,19	316,34
22	40	35,56	71,12	106,68	142,24	177,80	213,36	248,92	284,48	320,04
23	0	35,97	71,93	107,90	143,87	179,83	215,80	251,77	287,74	323,70
23	20	36,37	72,74	109,11	145,47	181,84	218,21	254,58	290,95	327,32
23	40	36,77	73,53	110,30	147,06	183,83	220,59	257,36	294,12	330,89
24	0	37,16	74,31	111,47	148,63	185,79	222,94	260,10	297,26	334,42
24	20	37,54	75,09	112,63	150,18	187,72	225,26	262,81	300,35	337,90
24	40	37,93	75,85	113,78	151,70	189,63	227,55	265,48	303,41	341,33
25	0	38,30	76,60	114,91	153,21	191,51	229,81	268,12	306,42	344,72
25	20	38,67	77,35	116,02	154,69	193,37	232,04	270,72	309,39	348,06
25	40	39,04	78,08	117,12	156,16	195,20	234,24	273,28	312,32	351,36
26	0	39,40	78,80	118,20	157,60	197,00	236,40	275,80	315,20	354,60
26	20	39,76	79,51	119,27	159,02	198,78	238,54	278,29	318,05	357,80
26	40	40,11	80,21	120,32	160,42	200,53	240,64	280,74	320,85	360,96
27	0	40,45	80,90	121,35	161,80	202,25	242,71	283,16	323,61	364,06
27	20	40,79	81,58	122,37	163,16	203,95	244,74	285,53	326,32	367,11
27	40	41,12	82,25	123,37	164,50	205,62	246,74	287,87	328,99	370,11
28	0	41,45	82,90	124,36	165,81	207,26	248,71	290,16	331,62	373,07
28	20	41,77	83,55	125,32	167,10	208,87	250,65	292,42	334,20	375,97
28	40	42,09	84,18	126,27	168,36	210,46	252,55	294,64	336,73	378,82
29	0	42,40	84,80	127,21	169,61	212,01	254,41	296,82	339,22	381,62
29	20	42,71	85,42	128,12	170,83	213,54	256,25	298,95	341,66	384,37
29	40	43,01	86,01	129,02	172,03	215,04	258,04	301,05	344,06	387,07
30	0	43,30	86,60	129,90	173,21	216,51	259,81	303,11	346,41	389,71
30	20	43,59	87,18	130,77	174,36	217,95	261,54	305,12	348,71	392,30
30	40	43,87	87,74	131,61	175,49	219,36	263,23	307,10	350,97	394,84
31	0	44,15	88,29	132,44	176,59	220,74	264,88	309,03	353,18	397,33
31	20	44,42	88,84	133,25	177,67	222,09	266,51	310,92	355,34	399,76
31	40	44,68	89,36	134,04	178,73	223,41	268,09	312,77	357,45	402,13
32	0	44,94	89,88	134,82	179,76	224,70	269,64	314,58	359,52	404,46
32	20	45,19	90,38	135,58	180,77	225,96	271,15	316,34	361,53	406,73
32	40	45,44	90,88	136,31	181,75	227,19	272,63	318,06	363,50	408,94
33	0	45,68	91,35	137,03	182,71	228,39	274,06	319,74	365,42	411,10
33	20	45,91	91,82	137,73	183,64	229,55	275,46	321,38	367,29	413,20
33	40	46,14	92,28	138,41	184,55	230,69	276,83	322,97	369,10	415,24
34	0	46,36	92,72	139,08	185,44	231,80	278,16	324,51	370,87	417,23
34	20	46,57	93,15	139,72	186,30	232,87	279,44	326,02	372,59	419,17
34	40	46,78	93,56	140,35	187,13	233,91	280,69	327,48	374,26	421,04
35	0	46,98	93,97	140,95	187,94	234,92	281,91	328,89	375,88	422,86
35	20	47,18	94,36	141,54	188,72	235,90	283,08	330,26	377,44	424,62
35	40	47,37	94,74	142,11	189,48	236,85	284,22	331,59	378,96	426,33
36	0	47,55	95,11	142,66	190,21	237,76	285,32	332,87	380,42	427,98
36	20	47,73	95,46	143,19	190,92	238,65	286,38	334,11	381,84	429,56
36	40	47,90	95,80	143,70	191,60	239,50	287,40	335,30	383,20	431,10
37	0	48,06	96,13	144,19	192,25	240,32	288,38	336,44	384,50	432,57
37	20	48,22	96,44	144,66	192,88	241,10	289,32	337,54	385,76	433,98
37	40	48,37	96,74	145,11	193,48	241,85	290,22	338,60	386,97	435,34

Диапазон кажущихся наклонных расстояний

38 0	48,51	97,03	145,54	194,06	242,57	291,09	339,60	388,12	436,63
38 20	48,65	97,30	145,96	194,61	243,26	291,91	340,57	389,22	437,87
38 40	48,78	97,57	146,35	195,13	243,92	292,70	341,48	390,26	439,05
39 0	48,91	97,81	146,72	195,63	244,54	293,44	342,35	391,26	440,17
39 20	49,03	98,05	147,08	196,10	245,13	294,15	343,18	392,20	441,23
39 40	49,14	98,27	147,41	196,54	245,68	294,82	343,95	393,09	442,22
40 0	49,24	98,48	147,72	196,96	246,20	295,44	344,68	393,92	443,16
40 20	49,34	98,68	148,01	197,35	246,69	296,03	345,37	394,70	444,04
40 40	49,43	98,86	148,29	197,72	247,15	296,57	346,00	395,43	444,86
41 0	49,51	99,03	148,54	198,05	247,57	297,08	346,59	396,11	445,62
41 20	49,59	99,18	148,77	198,36	247,96	297,55	347,14	396,73	446,32
41 40	49,66	99,32	148,99	198,65	248,31	297,97	347,63	397,30	446,96
42 0	49,73	99,45	149,18	198,90	248,63	298,36	348,08	397,81	447,53
42 20	49,78	99,57	149,35	199,13	248,92	298,70	348,48	398,27	448,05
42 40	49,83	99,67	149,50	199,34	249,17	299,01	348,84	398,67	448,51
43 0	49,88	99,76	149,63	199,51	249,39	299,27	349,15	399,03	448,90
43 20	49,92	99,83	149,75	199,66	249,58	299,49	349,41	399,32	449,24
43 40	49,95	99,89	149,84	199,78	249,73	299,68	349,62	399,57	449,51
44 0	49,97	99,94	149,91	199,88	249,85	299,82	349,79	399,76	449,73
44 20	49,99	99,97	149,96	199,95	249,93	299,92	349,91	399,89	449,88
44 40	50,00	99,99	149,99	199,99	249,98	299,98	349,98	399,97	449,97
45 0	50,00	100,00	150,00	200,00	250,00	300,00	350,00	400,00	450,00

табл. 1 и 2, даны в расчете на дуговой интервал в 20' дуги, а там, где требуется, могут использоваться промежуточные значения, полученные с помощью линейной интерполяции. Пример использования таблиц показан ниже и на рис. 1.

Высота оси теодолита на станции *A* составляет 1,62 м, луч визирования направлен на рейку в *B* с риской тоже 1,62.

Верхнее показание дальномера	2,880
Нижнее показание дальномера	0,410

Разность между показаниями 2,47

Отсюда кажущееся наклонное расстояние равно 247 м.

A ниже *B*, и угловая высота составляет 11°20'. Следовательно, по табл. 1 для угла 11°20' можно найти истинное горизонтальное расстояние:

$$\begin{aligned} 200 \text{ м} &= 192,28 \\ 40 \text{ м} &= 38,46 \\ 7 \text{ м} &= 6,73 \end{aligned}$$

237,47 м.

Итак, истинное горизонтальное расстояние *AC* равно 237,47 м. Из табл. 2 находим для 11°20' разность высот:

$$200 \text{ м} = 38,54$$

$$40 \text{ м} = 7,71$$

$$7 \text{ м} = 1,35$$

$$47,60 \text{ м.}$$

Отсюда разность высот BC равна 47,60 м.

1.2. ПОПРАВКИ ЗА ТЕМПЕРАТУРУ ПРИ БАРОМЕТРИЧЕСКОМ (С ПОМОЩЬЮ АНЕРОИДА ИЛИ АЛЬТИМЕТРА) НИВЕЛИРОВАНИИ

Барометрическое давление изменяется в зависимости от высоты и температуры, поэтому, если температуры на станциях наблюдения различны, то в данные барометрических измерений должны вноситься соответствующие поправки. Рис. 2 предусматривает введение поправок за различные температур между каждой парой станций, алгебраическая сумма этих поправок вводится в показания от станции к станции. Этот метод наиболее применим в местностях с высоким рельефом, где различия



Рис. 1. Применение теодолита для определения диапазона кажущихся наклонов, горизонтальных расстояний и разностей высот

в температуре весьма значительны. Измеренные разности высот и сумму температур на двух станциях наносят соответственно на правую и левую шкалы номограммы, затем соединяют с помощью линейки. Поправку, которую следует внести в значение разности высот, считывают в точке пересечения этой линии со средней вертикальной шкалой. Эта поправка прибавляется к полученному значению превышения, если сумма температур более $37,8^\circ\text{C}$, и вычитается из него, если она менее $37,8^\circ\text{C}$. Номограмма может быть использована также для сравнения индивидуальных значений высот со значением опорной высоты.

Рис. 3 также позволяет вводить поправку за температуру, но этот способ менее точен, хотя и более скор, и лучше всего подходит для местностей с умеренным по степени расчленения рельефом. Значение абсолютной разности высот между опорной

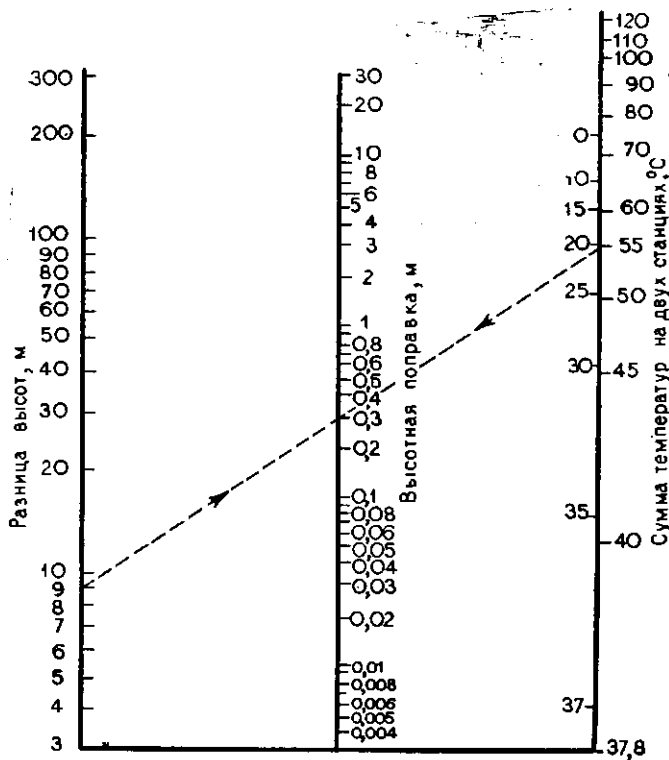


Рис. 2. Номограмма для введения поправки за температуру в данные барометрических измерений. По Ф. Лае [132]

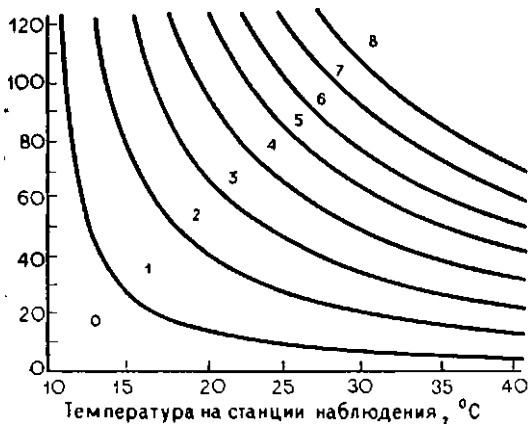


Рис. 3. График для определения поправки за температуру при барометрическом нивелировании. По Дж. Роджерсу [167]

Таблица 3

Масштабы карт и их разрешающая способность

Масштаб карты	Футов на поверхности в расчете на 1 дюйм карты	Метры на земной поверхности в расчете на 1 см карты	Дюймы на карте в расчете на 1 милю поверхности	Сантиметр на карте в расчете на 1 км поверхности	Действительным размерам поверхности отвечают линии различной толщины (мм). Размеры на поверхности даны в метрах					
					0,10	0,13	0,25	0,35	0,50	1,00
1:500	41,67	5,00	126,72	200,00	0,05	0,07	0,13	0,18	0,25	0,50
1:600	50,00	6,00	105,60	166,67	0,06	0,08	0,15	0,20	0,30	0,60
1:1000	83,33	10,00	63,36	100,00	0,10	0,13	0,25	0,35	0,50	1,00
1:1250	104,17	12,50	50,68	80,00	0,13	0,16	0,31	0,44	0,63	1,25
1:1500	125,00	15,00	42,24	66,67	0,15	0,20	0,38	0,53	0,75	1,50
1:2000	166,67	20,00	31,68	50,00	0,20	0,26	0,50	0,70	1,00	2,00
1:2500	208,33	25,00	25,34	40,00	0,25	0,33	0,63	0,88	1,25	2,50
1:3000	250,00	30,00	21,12	33,33	0,30	0,39	0,75	1,05	1,50	3,00
1:5000	416,67	50,00	12,67	20,00	0,50	0,65	1,25	1,75	2,50	5,00
1:6000	500,00	60,00	10,56	16,67	0,60	0,78	1,50	2,10	3,00	6,00
1:10000	833,33	100,00	6,34	10,00	1,00	1,30	2,50	3,50	5,00	10,00
1:10560	880,00	105,60	6,00	9,47	1,06	1,37	2,64	3,70	5,28	10,56
1:12000	1000,00	120,00	5,28	8,33	1,20	1,56	3,00	4,20	6,00	12,00
1:20000	1666,67	200,00	3,17	5,00	2,00	2,60	5,00	7,00	10,00	20,00
1:24000	2000,00	240,00	2,64	4,17	2,40	3,12	6,00	8,40	12,00	24,00
1:25000	2083,33	250,00	2,53	4,00	2,50	3,25	6,25	8,75	12,50	25,00
1:40000	3333,33	400,00	1,58	2,50	4,00	5,20	10,00	14,00	20,00	40,00
1:48000	4000,00	480,00	1,32	2,08	4,80	6,24	12,00	16,80	24,00	48,00
1:50000	4166,67	500,00	1,27	2,00	5,00	6,50	12,50	17,50	25,00	50,00
1:63360	5280,00	633,60	1,00	1,58	6,34	8,24	15,84	22,18	31,68	63,36

точкой и пунктом наблюдения откладывают на вертикальной оси. Поправку за температуру следует считать, начиная от соответствующего значения разности высот, в точке пересечения соответствующих координат. Эта точка обычно лежит между двумя кривыми и показывает величину поправки в метрах. Если она больше наблюденного значения, то осуществляется ее вычитание; если меньше — то происходит ее прибавление.

Глава 2. Геоморфологическое картирование

Эта глава содержит материал, используемый при картировании форм рельефа. В разд. 2.1 дается простой набор символов, употребляемых при составлении морфологических карт. Разд. 2.2 включает довольно полный перечень условных знаков, применяемых при общем геоморфологическом картировании с учетом генезиса форм рельефа. В разд. 2.3 приводятся условные знаки, используемые в специальном картировании [96].

2.1. ОСНОВНЫЕ СИМВОЛЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ МОРФОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Набор условных значков, показанных на рис. 4, предназначен для изображения форм рельефа на основе распознавания отдельных элементов одинаковых склонов (фасет), ограниченных либо изломами, либо изменениями наклона склона. Они базируются на схемах, предложенных Р. Уотерсом [210] и Р. Сейвиджером [170], хотя даются по Р. Куку и Дж. Дорнкэмплу [59].

2.2. СИМВОЛЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ (ГЕНЕТИЧЕСКОМ) КАРТИРОВАНИИ

Условные значки, показанные на рис. 5, предназначаются для общего геоморфологического картирования, при котором во внимание принимается генезис форм рельефа. Процессы разного генезиса могут быть выделены цветом (для каждой группы символов предлагаемая закрашка расшифрована в скобках). При необходимости более детальные и сложные схемы условных обозначений, используемых в общем картировании, можно найти для крупномасштабных карт [71] и карт среднего масштаба [72]. Символы, применяемые в специальном картировании, приводятся в разд. 2.3.

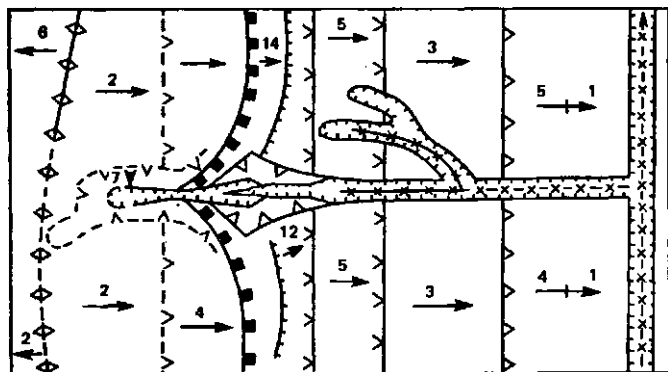
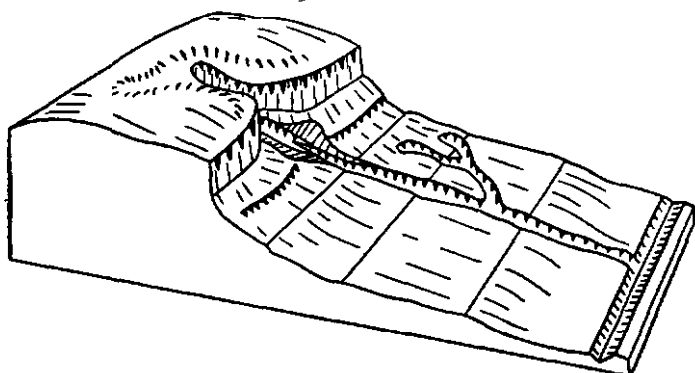
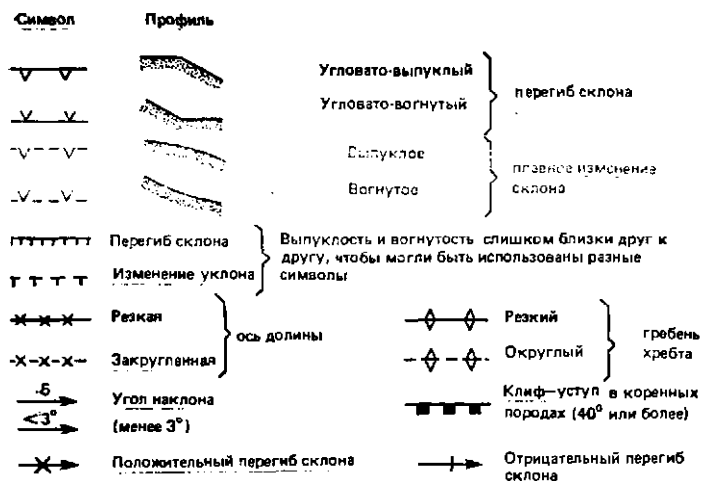


Рис. 4. Основные условные обозначения, используемые в морфологическом картовании

Глициальные и периглициальные образования (светло-голубой)

	Снежное поле		Боковая морена
	Ледниковый лед		Срединная морена
	Цирк		Оз (эскер)
	Ригель		Камовые отложения
	Ледниковый трог		Участок мертвого льда
	Висячая ледниковая долина		Ледниковый замдр
	След лавины		Термокарстовая впадина
	Крупная ледниковая ложбина стока		Термокарстовое проседание
	Друмлик		Пинго (морозный бугор)
	Бараний лбы		Каменные многоугольники
	Донная (основная) морена		Каменные полосы
	Конечная морена		Малкие ложбины ледникового стока

Формы аллювиального происхождения (темно-синий)

	Водоток		Аллювиальный конус
	Русло реки		Дельта
	Сухое речное русло		Болото
	Водопад		Прорывы
	Быстрины, пороги		Постоянное озеро
	Эрозионный котел (водобойный колодец)		Временное озеро
	Песчаная коса		Затопляемая область
	Отсеченная меандра		Сухая долина
	Старичное озеро		Асимметричная долина
	Граница осадконакопления		Речной откос, обнаженный
	Контур днища долины		Речной откос с полосой деревьев
	Прирусловые валы		Речной откос, задернованный
	Косы, вытянутые отмели		Линия выходов грунтовых вод
	Эрозионная терраса		Слабое понижение рельефа
	Аккумулятивная терраса		

Карстовые образования (оранжевый)

	Конический карст		Допина*
	Башенный карст		Понор, водопоглощающая трещина или воронка
	Лабиринтовый карст		Пещера
	Известняковая мостовая		Ущелье, каньон
	Клинт и разделяющие их трещины растворения		

Признаки неустойчивости склонов (коричневый)

	Оползень (без определения типа)		Песчаный поток
--	---------------------------------	--	----------------

Рис. 5. Символы, используемые при геоморфологическом (генетическом) картировании. По Р. Куку и Дж. Дорнкэмп [59]

Долина — общий термин, обозначающий замкнутую депрессию в карстовой области, образовавшуюся за счет растворения выходящих на поверхность известняков или обрушения пещеры. — Прим. пер.



Рис. 5 (Продолжение)

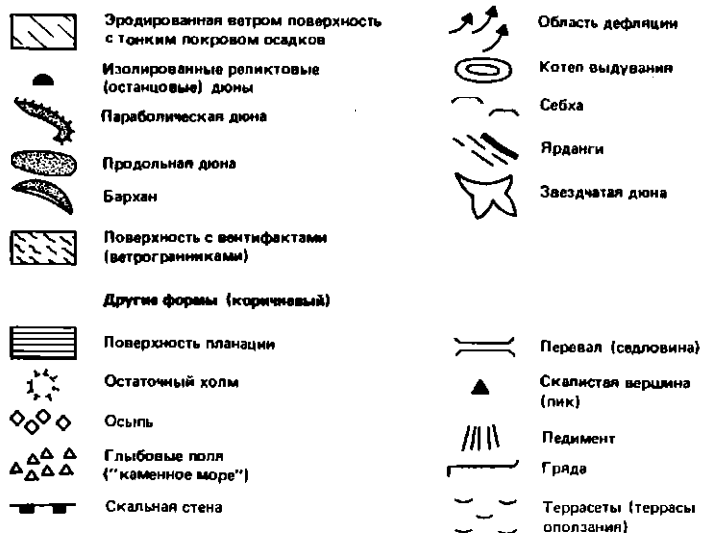


Рис. 5. (Продолжение)

2.3. СИМВОЛЫ, ИСПОЛЗУЕМЫЕ ПРИ БОЛЕЕ ДЕТАЛЬНОМ КАРТИРОВАНИИ

Этот раздел включает условные обозначения, используемые при более детальном картировании, в частности, когда учитываются условия окружающей среды. Сюда входит более полный набор символов, чем это показано на рис. 5, но только применительно к ограниченным ситуациям и определенным задачам. Символы, используемые при картировании некоторых аспектов аллювиальных форм рельефа, показаны на рис. 6, 7 и 8. На рис. 6 даны условные значки, применяемые для обозначения типологии русел [99]. Флювиальная эрозия на склонах может быть изображена с помощью символов, приведенных на рис. 7; на рис. 8 даны условные значки для детального картирования морфологии баров [146]. Типы движения масс по склонам и нестабильность склонов могут быть показаны с помощью условных знаков, приведенных на рис. 9. На рис. 10 представлен набор символов, предложенных Т. Блачутом и Ф. Мюллером [19] для картирования явлений, связанных с активными ледниками. Что же касается условных обозначений, используемых при картировании льда и снега, то они даны в гл. 8.

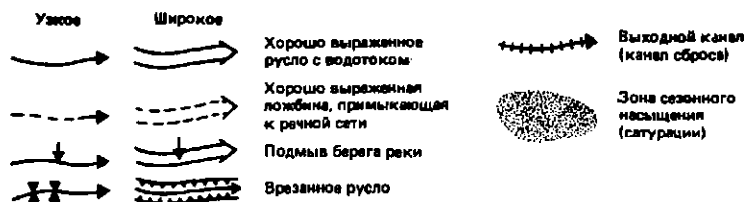


Рис. 6. Условные знаки, используемые при картировании типологии русел.
По К. Грегори [99]

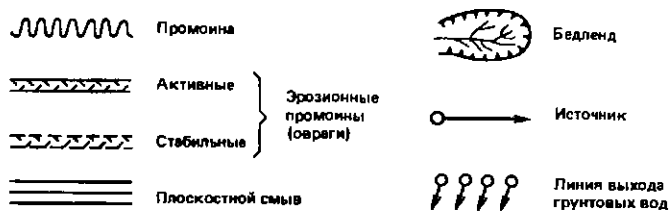


Рис. 7. Условные обозначения, используемые при картировании эрозии на склонах



Рис. 8. Условные знаки, используемые при картировании детальной морфологии баров. По [146]



Оползень (тип не определен)



Вращательный оползень, с указанием (когда оно известно) направления наклона оползающей массы



Оползень с грабенем и заметным нециркулярным вращательным движением



Трансляционный оползень



Оползень течения



Грязевой оползень



Сель



Движение масс сухого песка

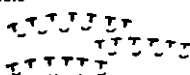


Обвал (камнепад)

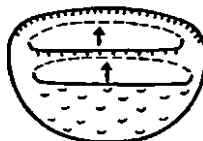
На основе этих элементарных значков могут быть получены условные обозначения сложных типов оползней:



последовательные вращательные оползни;



ундуляции — деградированные формы последовательных вращательных оползней.



множественные вращательные оползни;

Там, где известен характер материала, вовлеченного в оползание, он должен быть показан при помощи следующих значков:

П — только почва;

Д — только делювий и поверхностные наносы;

С — только коренные (скальные) породы;

П + Д — почва + делювий, или поверхностные наносы;

Д + С — делювий, или поверхностные наносы + коренные породы.

Эти буквы ставят внутри знака оползневой уступа, например:



вращательный оползень, в оползание вовлечены рыхлые наносы или поверхностные отложения и коренные породы;



трансляционный (поступательный) оползень, смещаются только рыхлые наносы или поверхностные отложения.

Границы всех вышеприведенных условных значков могут быть обозначены как точно или приблизительно определенные или как предполагаемые.

Следует отметить, что в каждом случае граница оконтуривает всю область, затронутую оползанием, будь то участок эрозии или аккумуляции.

Рис. 9. Условные значки, используемые при детальном картировании склонов, перемещений масс по склонам и неустойчивости склонов. По [93]

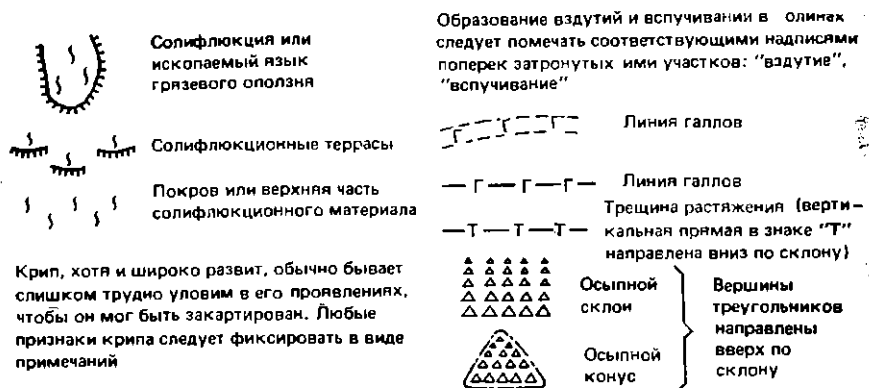


Рис. 9. (Продолжение)

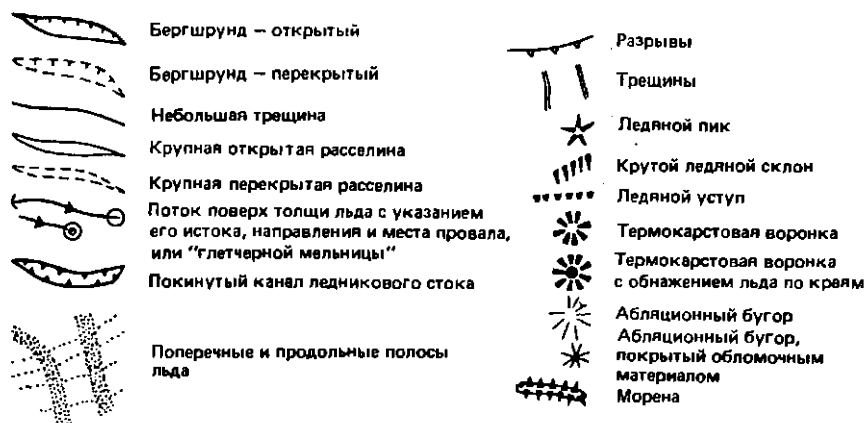


Рис. 10. Условные знаки, используемые при картировании ледниковых форм и образований. По Т. Блачуту и Ф. Мюллеру [19]

Глава 3. Профилирование склонов

В эту главу включены указания по ведению работ при построении непрерывных профилей склонов (разд. 3.1), а также материал, предназначенный для использования в особых случаях, когда съемка проводится в одиночку или когда речь идет о склонах и уступах, не доступных прямому измерению (разд. 3.2). В табл. 4 приводятся формулы перевода углов на участках склона с разным наклоном. Полные таблицы преобра-

зований элементов угловых измерений читатель найдет в работе А. Янга [218], а обзор методов профилирования склонов — в работе под ред. А. Гауди [96].

3.1. НЕПРЕРЫВНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ СКЛОНОВ

В этом разделе даны краткие рекомендации по методике непрерывного профилирования склонов. За более полным описанием приемов работы и оборудования следует обращаться к публикации А. Янга и др. [219]; обсуждение сравнительных преимуществ различных критериев можно найти в работе А. Питти [156]. Длина измеряемых отрезков должна быть не более 20 и не менее 2 м. Разность углов между двумя соседними измеренными длинами не должна превышать 2° на склонах с уклоном менее 20° или 4° на склонах с уклоном более 20° , если только последовательно измеряемые расстояния не составляют 2 м или меньше. Однако для областей с густой дренажной сетью или для пологих склонов могут быть рекомендованы иные параметры измерений. Профиль склона следует выводить за пределы водораздела и тальвега, продолжая его до тех пор, пока склон не получит явно противоположный уклон или профиль не выйдет на какую-либо плоскую (горизонтальную) форму рельефа (например, на речную пойму). Вблизи гребней выпуклых междуречий или центров вогнутых долин угол вдоль гребня или дна долины может оказаться больше, чем наклон по перпендикуляру к их осям, т. е. угол прилежащего склона. В этих случаях профиль должен строиться перпендикулярно к гребню или тальвегу, а значения уклонов следует определять как кажущиеся значения наклона. Предлагаем контрольный перечень признаков, подлежащих регистрации при профилировании склонов.

1. Профиль в целом.

А. Обстановка по линии профиля.

1. Идентификация: кодовый номер, дата съемки, наблюдатель.
2. Местоположение, с указанием (например) координат по координатной сетке карты.
3. Геология: общая характеристика района и детальное описание исследуемого участка, включая поверхностные отложения; источник данных (полевые наблюдения, карты и т. д.).
4. Растительность и особенно характер землепользования в районе исследования, в пределах склона и по линии профиля.
5. Характеристики грунта и почв в районе, в пределах склона и по линии профиля.
6. Микрорельеф района, склона и по линии профиля.
7. Формы рельефа: общие черты района; соотношение профилируемого склона с соседними формами рельефа и склонами; связь форм рельефа по линии профиля с формами других участков склона, на котором расположен профиль.

Перевод единиц угловых измерений

Единица	В градусную форму	Из градусной формы
Радан Алтан	градус=рад $\times 57,296$ градус= $\text{tg}^{-1} 0,001$	радиан (рад)=градус/57,296 алтан= $10 \times \lg (1000 \text{ tg градус})$ (1000 tg градус)
%-ый градус	градус= $\text{tg}^{-1} (\% / 100)$	%-ый градус=100 tg градус
Градиент	градус= $\text{tg}^{-1} (1/\text{градиент})$	градиент=1/tg градус
Фут на милю	градус= $\text{tg}^{-1} (\text{фут/миля}/5280)$	фут на милю=5280 tg градус
Метр на ки- лометр	градус= $\text{tg}^{-1} (\text{м/км}/1000)$	метры на километр (м/км)= =1000 tg градус

8. Характеристики речного русла (если таковое имеется): ширина, глубина, вычисленные значения скорости течения и объема потока, подмывается ли склон.

Б. Форма профиля.

1. Вид у места наибольшей крутизны профиля.
2. Боковой склон у гребня профиля.
3. Боковой склон у подошвы профиля.
4. Плановая кривизна в месте наибольшей крутизны профиля.

II. Каждое измеряемое расстояние.

1. Градиент, полученный прямым и обратным измерениями.
2. Расстояние на земной поверхности.
3. Растительность или виды землепользования.
4. Явные признаки тех или иных процессов и вещественный состав: микрорельеф, признаки перемещения масс, скальные обнажения, камни, природа грунта.
5. Элементы антропогенного происхождения, например, изгороди, которые могут оказаться на участке профилирования.
6. Наличие поверхностных нарушений.

Формулы перевода углов на участках с разным наклоном даны в табл. 4.

3.2. ОСОБЫЕ МЕТОДЫ СЪЕМКИ СКЛОНОВ

При использовании большинства известных методов профилирования склонов эффективная и быстрая съемка требует двух операторов. Исключение представляет профилирование с помощью пантометра, рекомендуемое А. Питтн [157], а также методы, рассматриваемые ниже. Методика Блонга [21] предусматривает использование устройства (рис. 11), состоящего из вертикальной рейки с нанесенными делениями и скрепленной с ней планки, служащей уровнем и свободно передвигаемой по вертикали. Это устройство позволяет измерять углы склона при коротких измеряемых расстояниях (1,0—1,5 м) в известной степени

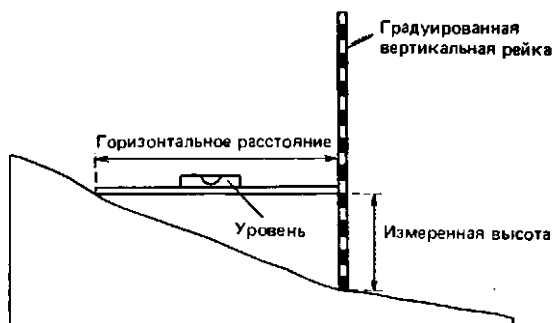


Рис. 11. Съёмка склона по методу Блонга [21]

аналогично тому, как это делается с помощью пантометра. Угол наклона (θ) вычисляют из $\operatorname{tg} \theta$, равного отношению высоты по вертикали к горизонтальному расстоянию; в случае, когда горизонтальное расстояние равно 1 м, оно приобретает вид $\operatorname{tg} \theta$ равного высоте по вертикали.

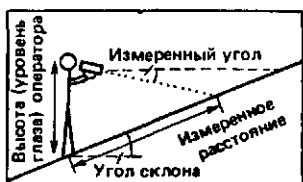
При использовании метода Гардинера и Дакомба [92] измеряют углы между горизонтальной плоскостью и визирным лучом — от глаза наблюдателя на определенные точки поверхности вдоль профиля. Это позволяет использовать измеряемые расстояния любой приемлемой длины. Истинные углы наклона склона для каждой измеренной дальности получают с помощью номограммы (рис. 12). Начальная точка с помощью линейки соединяется с точкой пересечения измеренных угла и расстояния, значение номограммного угла считывается на пересечении этой линии с соответствующей высотой глаза наблюдателя. Затем значение номограммного угла прибавляется к значению измеренного (вверх по склону) угла или вычитается из значения измеренного (вниз по склону) угла, получая тем самым значение истинного угла склона.

Два следующих метода служат для определения градиента склона или высоты недоступных склонов. Первый — метод Р. Черчила [52] — требует, чтобы начало и конец измеряемых сегментов склона были маркированы каким-то заметными признаками, позволяющими использовать дальномер. Второй — метод определения высоты таких элементов склона, как например клифы, предусматривает только угловые измерения, однако при этом требуется, чтобы пункт, высота которого подлежит измерению, мог быть идентифицирован из двух точек.

Метод Черчила иллюстрирует рис. 13. Углы α и β измеряют с помощью теодолита или уровня Эбни, а расстояния D_u и D_l — дальномером. Длина сегмента склона D_s и угол γ выводятся из уравнений

$$D_s = [D_u^2 + D_l^2 - 2D_u D_l \cos(\alpha - \beta)]^{0.5};$$

$$\gamma = \cos^{-1}[(D_u^2 + D_s^2 - D_l^2)/2D_u D_s] + \alpha.$$



Пример:

Высота оператора — 2,1 м

Уклон, измеренный вверх по склону, — 30°

Угол склона — 36°

Наклон, измеренный вниз по склону:

Угол склона = измеренный угол — номограммный угол

Уклон, измеренный вверх по склону:

Угол склона = измеренный угол + номограммный угол

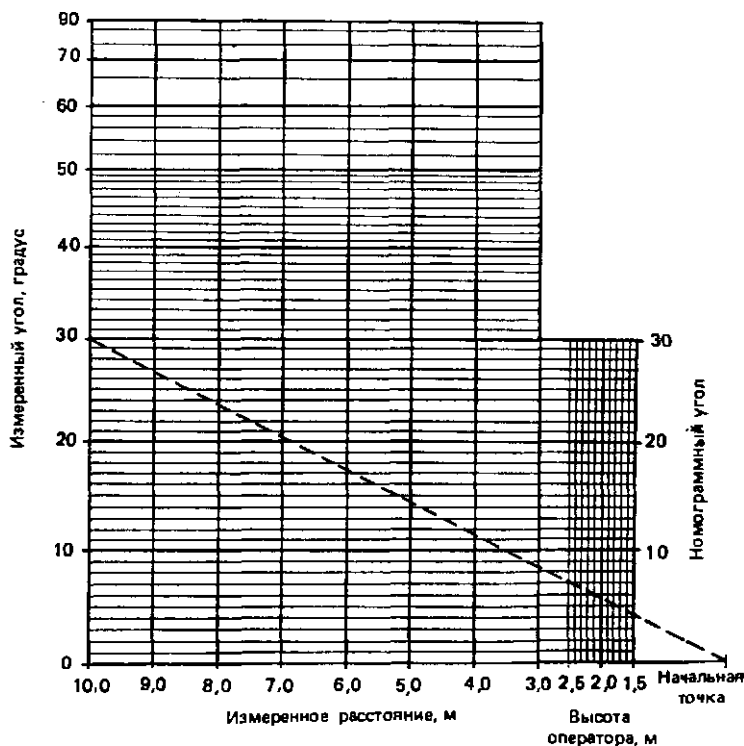


Рис. 12. Номограмма для перевода измеряемого угла склона в истинный склона по методу Гардинера и Дакомба. По [92].

Способ пользования номограммой объяснен в тексте

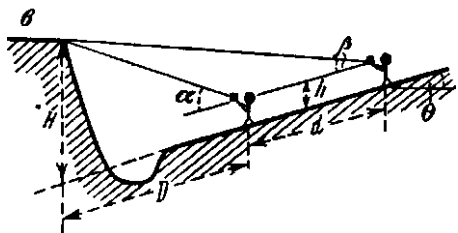
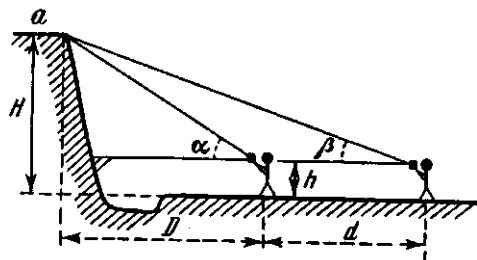
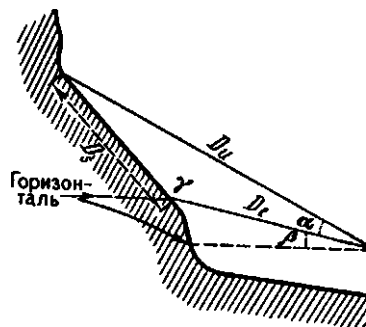




Рис. 13. Съёмка склона
по методу Черчилля.
По [52]

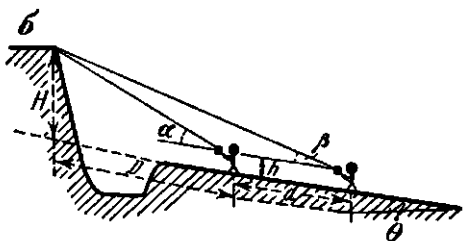


Рис. 14. Определение высоты клифов:
а — с горизонтальной поверхности; б — с
поверхности, наклоненной в сторону от
клифа; в — с поверхности, наклоненной в
сторону клифа

Второй метод (рис. 14) требует угловых измерений из двух точек, а не дальномерных. Углы α и β могут быть измерены с помощью либо теодолита, либо уровня Эбни. Расстояние между двумя точками наблюдений может быть измерено с помощью мерной ленты. В этом случае полезно использовать стандартизованные дальности для каждой серии наблюдений. Высоту над плоскостью, на которой находится наблюдатель (H), и расстояние от соседней точки наблюдения до горизонтальной проекции элемента склона (D) вычисляют по различным формулам в зависимости от условий измерений:

а) визирование в горизонтальной плоскости (рис. 14, а):

$$H = [\operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta / (\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta)] + h; \quad D = (H - h) / \operatorname{tg} \alpha;$$

б) визирование вверх по склону, θ в градусах (рис. 14, б):

$$H = h + \{d \operatorname{tg}(\alpha - \theta) \operatorname{tg}(\beta - \theta) / \cos \theta [\operatorname{tg}(\alpha - \theta) - \operatorname{tg}(\beta - \theta)]\};$$

$$D = \{(H - h) / \operatorname{tg} \alpha\} - (H - h) \sin \theta;$$

в) визирование вниз по склону, θ в градусах (рис. 14, в)

$$H = h + \{d \operatorname{tg}(\alpha + \theta) \operatorname{tg}(\beta + \theta) / \cos \theta [\operatorname{tg}(\alpha + \theta) - \operatorname{tg}(\beta + \theta)]\};$$

$$D = [(H - h) / \operatorname{tg} \alpha] + (H - h) \sin \theta.$$

Повторные отсчеты на каждой станции позволяют использовать этот метод для профилирования недоступных склонов.

Глава 4. Картирование ландшафто-образующих материалов

Эта глава посвящена разномасштабному картированию коренных пород и рыхлых отложений. В нее включены условные значки и штриховые обозначения, используемые как в полевом картировании, так и на последующей стадии при составлении разрезов и стратиграфических колонок (разд. 4.1 и 4.2). Формулы и способы расчета истинных и кажущихся наклонов и мощности стратиграфических подразделений даны в разд. 4.3 и 4.4. В этой главе особый упор делается скорее на пространственное изображение («рисунок»), чем на детальное описание самих материалов (см. гл. 6). Хотя здесь приводятся отдельные символы и для торфяников, детали работы по картированию толщ с преобладанием торфов потребуют использования подробной схемы специальных символов [81].

4.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Картирование в мелком масштабе (1:10 000 или мельче) — это в основном нанесение на карту характерных структурных признаков и общих типов пород или отложений. Символы для изображения геологических структур даны на рис. 15, их следует непосредственно наносить на полевую карту, сопровождая соответствующими краткими литологическими наименованиями.

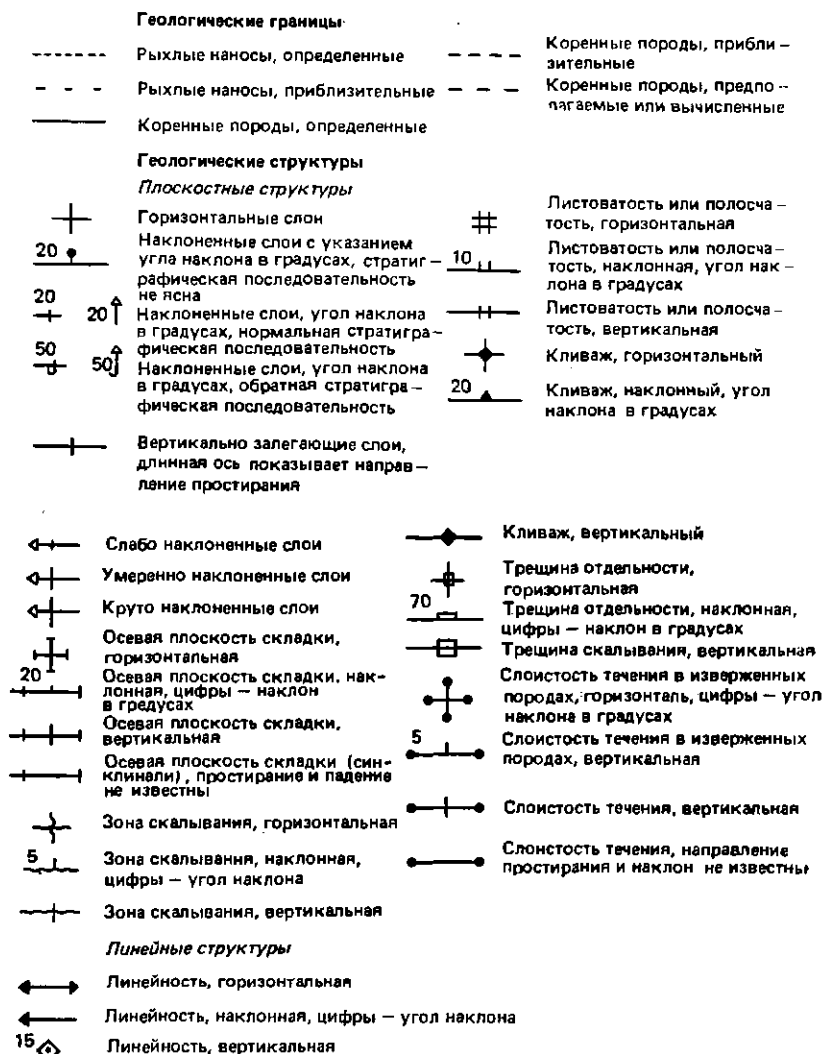


Рис. 15. Символы, используемые при мелкомасштабном геологическом картировании. По [58, 93, 133]

При обозначении линейных структур с помощью вышеприведенных символов следует указывать их типы, используя следующие аббревиатуры:

Бд — буднаж
 КН — пересечение кливажирования и напластования
 L — минеральная линейность за счет присутствия определенных минералов, обозначаемых как L_п (пирит), L_{кв} (кварц) и т.д.
 М — муллон-структура
 Гофр — гофрирование
 НК — пересечение напластования и кливажирования
 Г — галька

В — веревочная линейная структура (может быть уточнено: В_{кв} — жильный кварц в виде параллельных брусков)
 ЗС — зеркала скольжения (может быть уточнено: ЗС_{кв} — кварцевое зеркало скольжения)
 L_{верхн} — линейность, обусловленная верхними текстурами напластования (например, гребни знаков ряби)
 L_{дон} — линейность за счет донных текстур напластования (например, отпечатки выемки, желобки)



Оси мелких складок, горизонтальные



Оси мелких складок, наклонные, цифры — угол погружения в градусах



Оси мелких складок, вертикальные



Антиклиналь, цифры — угол погружения оси в градусах



Синклиналь, цифры — угол погружения оси в градусах

50710

Разлом, штрих на опущенном крыле, наклон в градусах, вертикальное перемещение, (Т) в метрах

Разломы



Разлом с горизонтальной компонентой относительного смещения



Окончание разлома



Разлом, положение неопределенное



Зона разлома

Вытянутость плоских структур



Протяжение стратификации или напластования



Протяжение оси антиклинали



Листоватость или полосчатость



Расслоенность течения в изверженных породах



Кливаж



Трещины отдельности



Протяжение оси синклинали



Протяжение оси опрокинутой антиклинали



Протяжение оси опрокинутой синклинали

Комбинации структурных символов

В комбинированном условном обозначении плоской структуры положение последней обозначается центральной точкой символа. От нее удобно проводить линейные структуры. При использовании линейного знака "голова" символа (стрелка) показывает местоположение структуры, например:



линейная структура, обусловленная пересечением кливажа напластованием

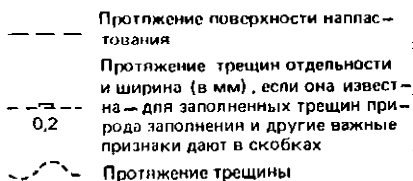
Все вышеприведенные символы имеют пунктирный эквивалент для обозначения предполагаемых структур, например:



предполагаемое простиражение антиклинали

Символы для картирования нарушений

Нарушения с нулевым или очень малым сдвиговым смещением



Нарушения с заметными или значительными сдвиговыми смещениями

Протяжение главного сдвигового смещения (в случае необходимости с дополнительной буквой "Г")
Протяжение мелких сдвигов (М)
Хорошо выраженная зона сдвига
Слабо выраженная сдвиговая зона



Символы, используемые при разведочных работах для показа скважин и выработок

Буровые скважины



Скважина в мягких грунтах, буквы — тип бурения:

Кол—колонковое и почечное

Руч—ручное

Рот—роторное



Скважина в скальных породах, буквы — тип бурения:

Уд—ударное

Рот—роторное (открытая скважина с необсаженным забоем)



Скважина в скальных породах с отбором керна

Рис. 16. Дополнительные символы, используемые для крупномасштабного геологического картирования. По [93]

На крупномасштабных картах и планах, составленных как в инженерно-геологических, так и геоморфологических целях, необходимо более детально показывать главные характеристики горных пород и отложений, используя дополнительные символы (рис. 16—18). В этом случае картирование включает подготовку детальных определений высот естественных или антропогенных уступов и граней рельефа. Более подробная характеристика пород в массиве дается в гл. 6. На рис. 17 приведен набор штриховок, рекомендованный Рабочей группой по инженерной геологии Геологического союза [93], в частности, при подготовке карт и планов с описанием характера пород в массиве. Эти условные знаки можно комбинировать в целях более полного описания литологии пород, использовать в сочетании со структурными символами (см. рис. 15 и 16), а также с символами, предназначенными для указания мест исследования (рис. 16).

4.2. СКВАЖИННЫЙ КАРОТАЖ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

В этом разделе представлен сводный набор символов, потребляемых при скважинных исследованиях осадочных толщ, когда конечной целью является скорее детальная реконструкция древних обстановок накопления, чем характеристика свойств материала. Эти условные знаки рекомендуется применять в сочета-

Пром—промывка

Опр—опробование



Скважина в мягком грунте с нарушенными образцами



Скважина в мягком грунте с ненарушенными образцами



Скважина в мягком грунте с образцами того и другого типа



Разведочная или поисковая горная выработка (шурф или шахта)



Разведочная канава



Разведочная штольня



Скважина в скальных породах, наклонная, открытая, с указанием направления наклона, цифры — отклонение от вертикали в градусах



То же с отбором керна

Символы для обозначения мест опробования in situ и мест отбора образцов



Измерение прочности мягких пород на сдвиг (лопастные испытания)



Испытание на сжатие



Испытание на динамическую прочность



Исследование электропроводности или коррозионное зондирование



Зондирование на статическую прочность, например с помощью специального (голландского) конуса



Испытание на плоскую нагрузку (в скважине)



Определение "калифорнийского числа"



Испытание на плоскую нагрузку (не скважинное)



Пьезометрические измерения, буквами показан тип пьезометра:



Г — гидравлический пьезометр



ГО — с открытой вертикальной трубой,



ГЗ — с закрытой вертикальной трубой,



ГД — двухтрубный гидравлический пьезометр



З — электропьезометр



Прямое испытание на сдвиг



Определение объемной массы



Фотографирование (стрелка показывает направление и положение аппарата)



Испытание с помощью молотка Шмидта

Употребляя символы, приводимые ниже, следует указывать номер образца



Нарушенный образец



Нарушенный образец с указанием интервала глубин (масштабное изображение)



Ненарушенный кернаый образец



с указанием интервала глубин и размера (в масштабе)



Ненарушенный блоковый образец (в масштабе)



Другие виды ненарушенных образцов



Пробы воды

Символы для обозначения мест геофизических измерений



Измерение удельного сопротивления с указанием разности электродов



Треверс сопротивления с постоянным интервалом



Сейсмозондирование с одной — отраженным отражением



Прочие символы



Земная поверхность



Поверхность коренного фундамента (без указания типа пород)



Уровень грунтовых вод



Расстановка сейсмоприемников при реверсивном сейсмозондировании



Сейсмические исследования в наклонной (НС) и горизонтальной (НС) скважинах



Положение пункта гравиметрических (ГР) или магнитных (М) измерений



Пьезометрические уровни



max

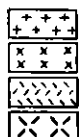


min

Рис. 16. (Продолжение)

Символы для магматических пород

Интрузивные плутонические



Гранит
Диорит, сиенит
Габбро
Перидотит

Вулканические



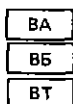
Риопит
Андезит, трахит
Базальт

Интрузивные гипабиссальные



Микрогранит, гранит, порфиры, фельзит
Микродиорит-сиенит, порфиры, порфиры
Микрогаббро, долерит

Пирокластические



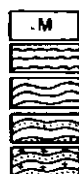
Агломерат
Вулканическая брекчия
Туф

В комбинации с символами вулканических пород, например:



риолитовый агломерат;
андезитовый туф

Символы для метаморфических пород



Метаморфические породы (регионального развития)
Сланец, филлит
Кристаллический сланец
Гнейс
Мигматит



Кварцит
Метаморфизованный известняк
Амфиболит, эглогит
Серпентинит
Контактные метаморфические породы

Символы для осадков и осадочных пород

Неконсолидированные осадки

Главный компонент



Гравий
Песок, алеврит
Силт (алевоит, глинистый песок)
Глина
Валун, крупная галька
Раковины
Торф

Подчиненный компонент



Гравелистый
Песчаный
Алевоитный
Глинистый
Валунный
Ракушечный
Торфянистый

Комбинированные символы



ракушечный алеврит
Валунная глина
Песчаный гравийник



алевоитистая глина
алевоитистый торф

Альтернативно используемые символы



Гл
П



Ал
Гр

Рис. 17. Символы, используемые для обозначения типа пород и их гидрогеологической характеристики. По [93]

Осадочные породы

Основные типы

	Конгломерат
	Брекчия
	Песчаник
	Алевролит
	Аргиллит
	Сланец (глинистый)
	Известняк
	Мел
	Доломит
	Кремнистый сланец, кремнь
	Галит
	Гипс
	Ангидрит
	Уголь, лигнит

Обычные комбинации

	Гравелистый песчаник
	Алевритистый песчаник
	Глинистый песчаник
	Песчанистый алевролит
	Глинистый алевролит
	Алевритистый аргиллит
	Песчанистый аргиллит
	Оолитовый известняк
	Доломитовый известняк
	Глинистый известняк
	Кремнистый известняк
Fe	Железистый
P	Фосфатовый
Бит	Битуминозный
Si	Кремнистый

Гидрогеологическая информация дается сочетанием вышеприведенных символов с символами, принятыми для обозначения гидрогеологических характеристик

	Водоносный
	Проницаемый
	Относительно малопроницаемый
	Водоупорный

Примеры:










	гравийный водоносный слой;
	глинистый водоупорный слой

Рис. 17. (Продолжение)

	Торфяник
	Верховой торфяник
	Аллювий
	Террасовые отложения (n - номер террасы)
	Эстуариевый аллювий
	Осадки современного пляжа
	Отложения поднятого пляжа (n - номер береговой террасы)
РСС	Материал, накопленный за счет разрушения соседних слоев
	Песок и гравий
	Валунная глина
	Моренные отложения
	Золотой песок

Рис. 18. Символы, используемые для изображения рыхлых наносов. По [130]

Однородная литология, преобладает один размер частиц

	Гравий рыхлый с незаполненными пустотами или скрепленный матриксом		Гравий, скрепленный обломками
	Гравий с черепитчатой структурой		Песок, сортированный
	Алевролит		Глина
	Моренная глина, или диамиктон		Материал, накопленный за счет разрушения соседних слоев
	Торф		

Примеры гетерогенной литологии: осадки с частицами разного размера и текстурами




	Песок с глинистыми прослоями и прожилками алевролита		Типы осадков с закономерным чередованием слоев глины и алевролита
	Алевролитистая глина, сильно биотурбированная		

Рис. 19. Условные обозначения, используемые для характеристики литологии. По Р. Боэрсму [25]

Определенность границы	Форма границы
 Резкая	 Плоская
 Четкая	 Волнистая или ундулирующая
 Ясная	 Неправильная
 Постепенная	 Разорванная
 Диффузная	 Размытая
 Неопределенная	 С рябью, рябь течения
Текстуры поверхностей напластования	 Волноприбойная рябь
 Трещины усыхания	 Поверхность врезания (донной эрозии)
 Отпечатки нагрузки	 Основное несогласие
 Отпечатки выемки	 Несогласие 2-го порядка, локальное
 Следы выпихивания	 Текстуры срыва
 Обвалы, оползание	 Текстуры в форме языков пламени
 Шаровые песчаные текстуры	
 Линейность течения	

Рис. 20. Знаки, используемые для обозначения природы границ и характеристики текстур поверхностей напластования

нии с символами для описания осадков (см. разд. 6.5). Для обозначения каждого литостратиграфического элемента толщи в качестве основы может быть использован соответствующий литологический символ (рис. 19). Природа границ между соседними членами может быть описана с помощью терминов, приведенных в разд. 6.4, а также символов (рис. 20). Условные знаки

для текстур поверхностей напластования, показанные на рис. 20, могут быть использованы при описании слоистости в пределах литологически однородной пачки, типов слоистости литологически разнородных пачек и в качестве дополнительных символов при описании природы контактов. Общепринято устанавливать толщину стратиграфической единицы окончательной стратиграфической колонки пропорционально среднему размеру зерна или процентному содержанию песка.

Если необходимо показать биогенные текстуры, направления палеотечений и другие характеристики, а это усложнило бы выявление основных закономерностей, то в этом случае можно строить дополнительные стратиграфические колонки. Знаки, используемые для характеристики палеотечений, показаны на рис. 21. При этом их следует располагать таким образом, чтобы

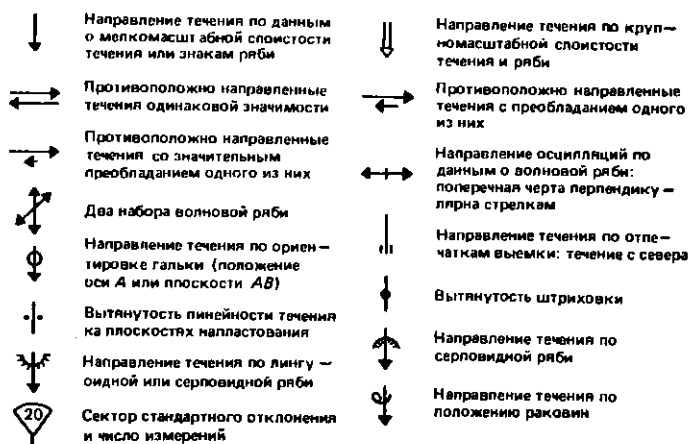


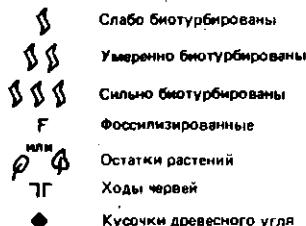
Рис. 21. Символы, используемые для изображения палеотечений. По Р. Бозр-сму [22]

показать направление течения относительно севера; северному направлению в разрезе или скважине должен соответствовать верх страницы. При проведении серии наблюдений в верхней части символа следует показать сектор стандартного отклонения и цифрами обозначить число измерений. При обозначении директивных текстур (например, вытянутости штриховки) необходимо к символу добавить два симметричных сектора. Там, где требуется отметить силу течения, она может быть показана длиной знака. Символы, предназначенные для изображения осадочных текстур (рис. 22), обычно наносят поверх литологических обозначений. Более мелкие значки, используемые в качестве альтернативных, а также там, где отмеченный признак имеет дополнительное значение или его показ может затушевать

	Параллельное напластование		Прерывистая слоистость
	Параллельная микрослоистость		Прерывистая микрослоистость
	Косая слоистость с крутым наклоном слоев		Косая слоистость с малым углом наклона слоев
	Микрокосослоистость с крутым наклоном слоев		Микрокосослоистость с малым углом наклона слоев
	Волнистая слоистость		Волнистая микрослоистость
	Дюнная слоистость		Мелкомасштабная корытообразная или фестончатая косая слоистость
	Перекрестная, или шевронная слоистость ("алочка")		Мелкомасштабная косая слоистость, недифференцированная
	Ленты		Полосчатая (ленточная) слоистость
	Линзы		Линзообразная слоистость
	Сигмоидальная косая слоистость		Деформированная косая слоистость
	Слоистость оползания		Конволютная слоистость
	Нарушенная слоистость		Разорванная слоистость
	Волновая рябь		Аггезионная рябь
	Градиционная слоистость с из-мельчением материала вверх по разрезу		Реверсионная градиционная слоистость (с измельчением материала вниз по разрезу)
	Поперечные слойки в знаках ряби за счет не наложенной мигрирующей ряби		Вертикально стоящие камни
	Крупномасштабная промоина с косослоистым заполнением		Мелкомасштабная промоина с косослоистым заполнением
	Крупномасштабная промоина с согласно-слоистым заполнением		Мелкомасштабная промоина с согласно-слоистым заполнением
	Крупномасштабная промоина с несогласно-слоистым заполнением		Мелкомасштабная промоина с несогласно-слоистым заполнением
	Мелкомасштабная косая слоистость типа А		Мелкомасштабная косая слоистость типа В
	Мелкомасштабная косая слоистость типа С		Мелкомасштабная косая слоистость типа S

Рис. 22. Знаки и виды штриховок, используемые для изображения осадочных текстур

Биогенные текстуры и фоссилии



Другие особенности

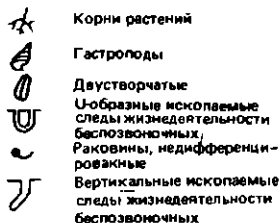
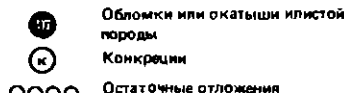
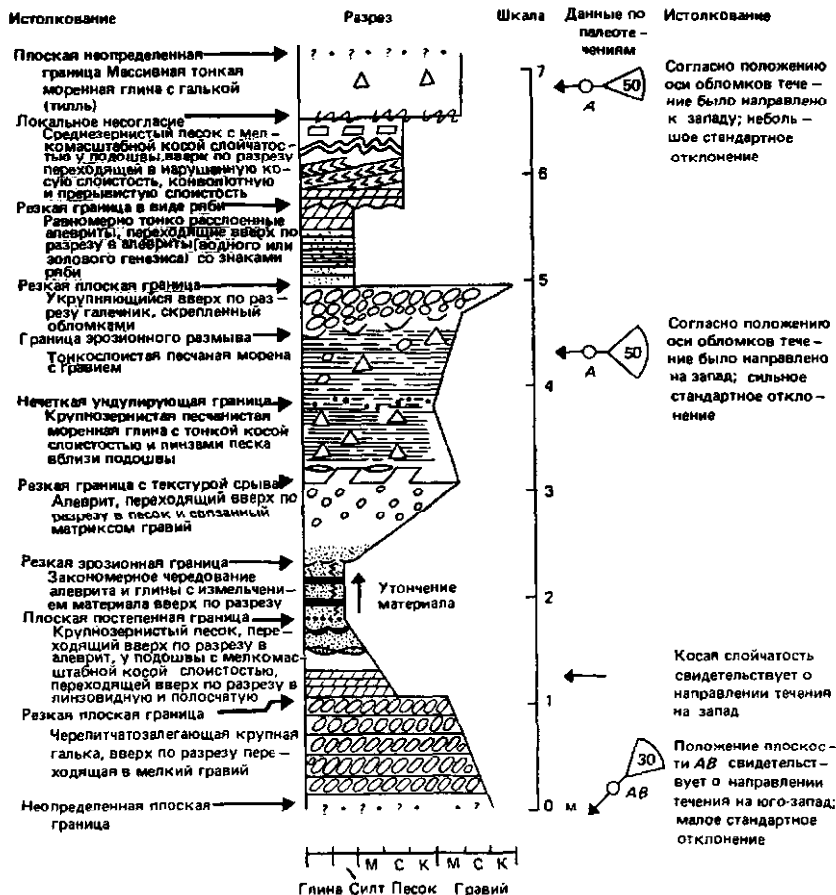


Рис. 23.
Изображенные биогенные текстуры, фоссилии и других особенностей.
По [22, 48, 195]

Рис. 24.
Пример использования условных обозначений в изображении осадочного разреза



другую информацию, приводятся в скобках. Мелкие детали (полосчатая, волнистая или линзовидная слоистость) могут быть изображены с использованием условных значков, приведенных на рис. 57. Типы косой слоистости, выделяемые согласно классификации Дж. Аллена [2], могут быть показаны с помощью комбинации подходящих символов рис. 22 и соответствующих греческих букв. Аналогичным образом осуществляется классификация ряби по схеме А. Джоллинга и Р. Уолкера [125]; для этой цели могут быть также использованы условные обозначения рис. 22. Символы для биогенных текстур, фоссилий и прочих характерных признаков даны на рис. 23; пример скважинного разреза, построенного по такому же принципу, показан на рис. 24. Условные знаки, показанные на рис. 16, могут быть использованы для обозначения мест отбора образцов, фотографирования и т. д.

4.3. ПЕРЕВОД ИЗМЕРЕННЫХ (КАЖУЩИХСЯ) НАКЛОНОВ В ИСТИННЫЕ И ОБРАТНО

Определение истинного наклона по измеренным наклонам — простая процедура; ниже даны три альтернативных метода. Использование стереографической сетки хорошо знакомо геологам, но требует в качестве основы печатной сетки. Последняя здесь не приводится. Как тригонометрический, так и графический методы требуют минимума оборудования и могут использоваться в полевых условиях. Построение геологических разрезов предусматривает перевод истинных наклонов в кажущиеся вдоль линии разреза; ниже рассматривается простой тригонометрический метод, используемый в этих целях.

Метод стереографической проекции

Два кажущихся наклона наносят путем поворота фотопленки над стереографической сеткой: планку вращают до тех пор, пока азимут наклона не совпадет с осью восток — запад. Значение наклона наносят ведя отсчеты по направлению к центру окружности, при этом используют соответствующие деления. Пленку поворачивают до тех пор, пока оба кажущихся наклона не попадут в один и тот же большой круг. Величина истинного наклона может быть считана непосредственно в точке пересечения большой окружности и оси восток — запад. Отметив эту точку, вращаем пленку в обратном направлении до исходного положения и определяем азимут истинного наклона.

Тригонометрический метод

Для получения истинного наклона следует определить азимуты первого (A) и второго (B) кажущихся наклонов, а также величины первого (a) и второго (b) кажущихся наклонов.

Допустим, что $K = A - B$, а $\operatorname{tg} x = \operatorname{cosec} K[(\operatorname{ctg} a \operatorname{tg} b) - \cos K]$.
 Направление (C) и значение (c) истинного наклона вычисляют по формулам

$$C = A - \operatorname{arctg} x; \quad c = \operatorname{arctg}(\operatorname{tg} a / \cos C).$$

В особом случае, когда A и B перпендикулярны друг другу,
 $\operatorname{tg} x = \operatorname{ctg} a \operatorname{tg} b$; $C = A - \operatorname{arctg} x$; $c = \operatorname{arctg}(\operatorname{tg} a / \cos c)$.

Графический метод

Нарисуем окружность подходящего диаметра и две взаимно перпендикулярные оси — СЮ и ВЗ (рис. 25). Проведем линии AB и AC по азимутам двух измеренных наклонов и восстановим из центра окружности A два перпендикуляра (AX и AY) к ли-



Рис. 25. Графический метод перевода кажущегося (измеренного) наклона в истинный наклон

ниям AB и AC . Построим треугольник ABX , причем $\angle ABX$ берем равным значению первого кажущегося наклона (b). Повторим ту же процедуру для треугольника ACU , где $\angle ACU$ равен c (значению второго кажущегося наклона). Проведем линию CB и опустим перпендикуляр AD . Построим треугольник AZD , при этом $\angle AZD$ даст нам значение истинного наклона, d .

Перевод истинного наклона в кажущийся наклон вдоль линии разреза

Используя запись рис. 26, d , можно получить кажущиеся наклоны вдоль линии разреза по формуле

$$\operatorname{tg} c = \operatorname{tg} s \cos b,$$

где c — кажущийся наклон; b — угол дивергенции линии разреза от направления истинного наклона; s — угол истинного наклона.

4.4. РАСЧЕТ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ МОЩНОСТИ

Методы расчета мощности отдельных литостратиграфических элементов напластования по данным полевых измерений показаны на рис. 26. При решении других геометрических задач сле-

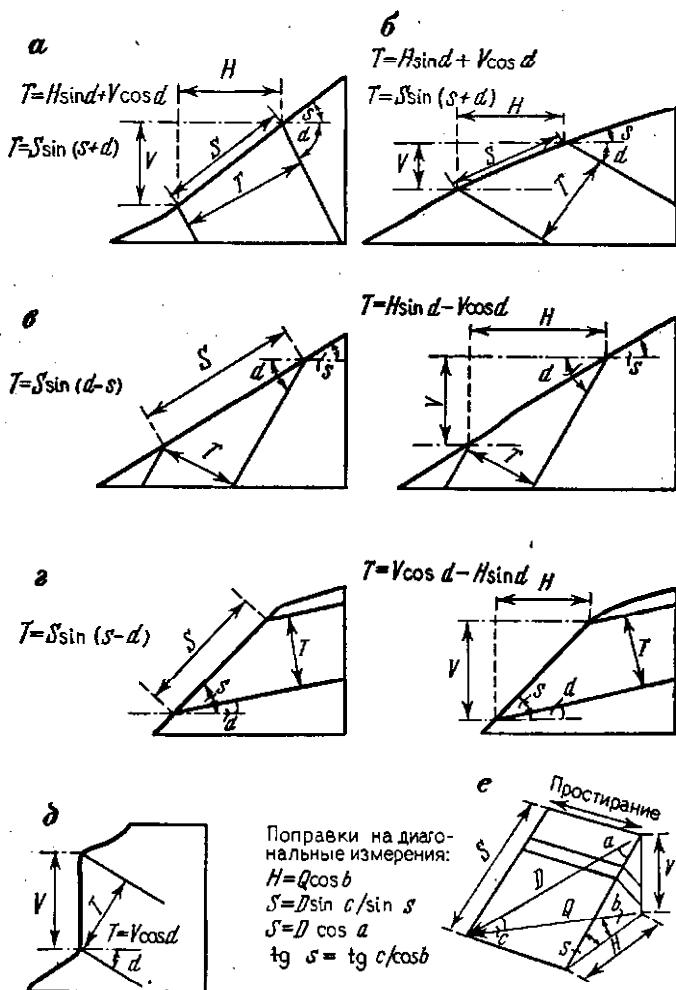


Рис. 26. Определение стратиграфической мощности по данным непосредственных замеров в обнажениях. По [58, 130]:

a — склон и наклон слоя направлены противоположно, причем сумма их углов больше 90° ; *б* — склон и наклон слоя направлены противоположно, причем сумма их углов меньше 90° ; *в* — склон и наклон слоя однонаправлены, причем угол наклона слоя больше угла склона; *г* — склон и наклон слоя однонаправлены, причем угол наклона слоя меньше угла склона; *д* — наклоненный слой измерен по вертикальной поверхности; *е* — все решения, приводимые выше, предполагают, что *S* и *H* измерялись параллельно направлению истинного наклона

дует обращаться к гл. 13, где приведены различные тригонометрические зависимости.

Глава 5. Геофизические методы исследования геологических разрезов

В этой главе рассмотрены два главных геофизических метода, используемые геоморфологами в процессе изучения геологического строения разрезов. При благоприятных обстоятельствах на вопрос: «Какова мощность рыхлых наносов и каковы их физические свойства на глубине?» — ответ может быть получен с помощью метода преломленных волн (ему посвящена первая часть этой главы) или метода измерения удельного электрического сопротивления пород геологического разреза (см. разд. 5.7—5.12). Совместное использование того и другого методов зачастую позволяет получать хорошие результаты; рассмотрение всех «за» и «против» того и другого методов дано в работе Д. Гриффитса и Р. Книга [100].

5.1. МЕТОД ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Материалы и сведения, приводимые в этом разделе, рассчитаны на использование метода преломленных волн оператором, уже знакомым с основными его принципами, и ни в коей мере не заменяют соответствующего вводного курса [100, 153, 159, 196]. При этом предполагается, что в распоряжении производителя работ имеется лишь одноканальное устройство с ударным возбудителем. Идеальным же было бы использование сейсмографа, обеспечивающего улучшение качества данных за счет их фильтрации или подавления шума и полную регистрацию волн, а не использование прибора с десятичным счетчиком, фиксирующим вывод времени первого вступления. Применяя этот метод, следует хорошо знать все его недостатки, связанные с техническими данными оборудования и отражающиеся на надежности результатов, необходимо также детально ознакомиться с прилагаемой к прибору инструкцией.

Каких-либо указаний по возможным ограничениям глубины исследования или максимальным длинам профилей здесь не приводится, поскольку последние сильно зависят от локальных условий и типа используемого оборудования. Излишнее доверие к возможностям того или иного прибора улучшить качество записи сигналов приводит к тому, что используются чрезмерно длинные линии с относительно плохо фиксируемыми моментами вступлений. Чтобы избежать ошибочных результатов, следу-

ет регистрировать лишь отчетливые, хорошо определенные вступления. Методов профилирования мы здесь не касаемся, они подробно рассмотрены в обычных пособиях [74]. При их использовании необходимо строго следить за тем, чтобы малоамплитудные изменения скоростей, особенно скорости распространения сейсмических волн в приповерхностном слое, и неточности определения измеренных расстояний и влияния рельефа не интерпретировались как изменения глубины рефрагирующего слоя. За общее правило должно быть принято следующее: все сейсмические профили должны быть отработаны в обих (в прямом и обратном) направлениях, чтобы избежать возможных ошибок в интерпретации (см. разд. 5.2).

Хотя метод отраженных волн также может использоваться при геоморфологических исследованиях, однако для такого рода работ, как правило, геоморфолог не обеспечен соответствующим оборудованием, поэтому мы этот метод не рассматриваем.

В разд. 5.2 дано краткое описание наиболее часто встречающихся ситуаций как руководство к интерпретации годографов; разд. 5.3 включает номограммы, обеспечивающие быстрое решение сейсмических уравнений в полевых условиях. Полный набор формул дается в разд. 5.4 и 5.5, а один из простых методов определения мощности перекрывающих осадков можно найти в разд. 5.6. В табл. 6 даны типичные значения скорости P -волн для различных пород, осадков и флюидов.

5.2. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГОДОГРАФЫ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ПРОСТЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

На рис. 27 приведены графики зависимости времени первых вступлений от дистанции для различных простых геологических ситуаций. Только там, где это было необходимо для определения типа структуры, показано время второго вступления. Рис. 27, *а* демонстрирует самую простую из всех ситуаций: обширная поверхность раздела между нижней высокоскоростной формой и верхним слоем с низкой скоростной характеристикой, причем поверхность раздела параллельна земной поверхности. В этом случае скорости в верхнем (v_0) и нижнем (v_1) слоях могут быть определены непосредственно по градиентам соответствующих участков годографа.

При ситуации, показанной на рис. 27, *б*, когда поверхность раздела наклонена относительно земной поверхности, истинная скорость нижнего слоя может быть получена лишь при построении реверсивного профиля. Это влечет за собой необходимость продления профиля от детектора на одном из его концов с последующим перемещением этого детектора на место последнего источника и проработки профиля в обратном направлении. Там, где величина контраста скоростей мала, линейный источ-

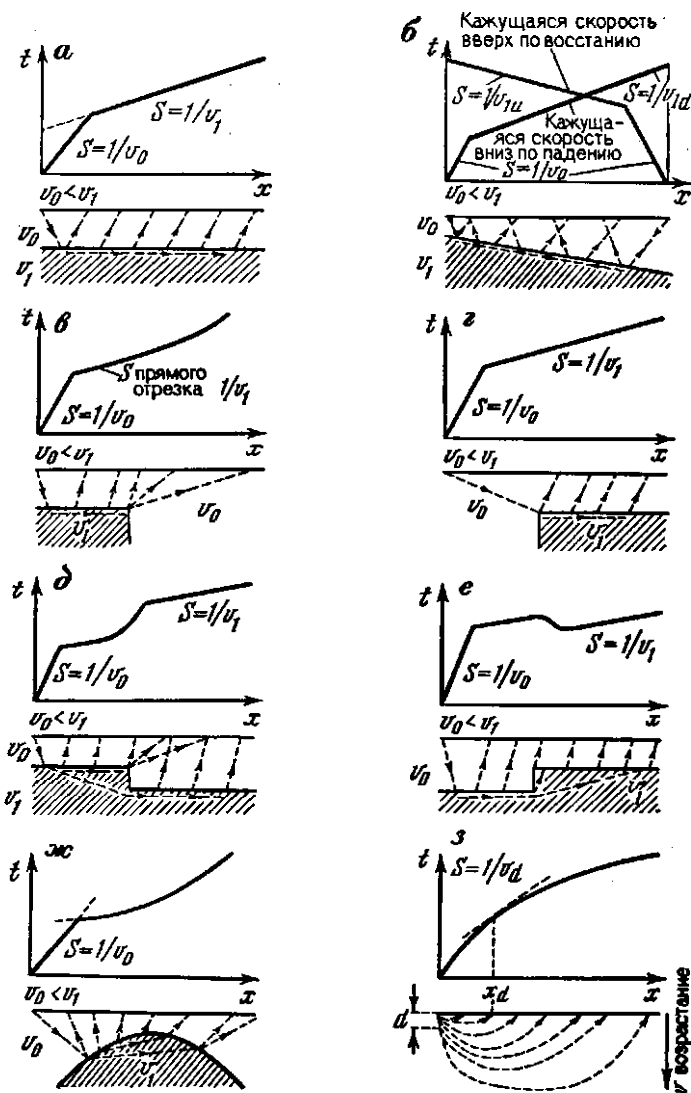


Рис. 27. Годографы зависимости времени пробега волны от дистанции для некоторых простых геологических ситуаций

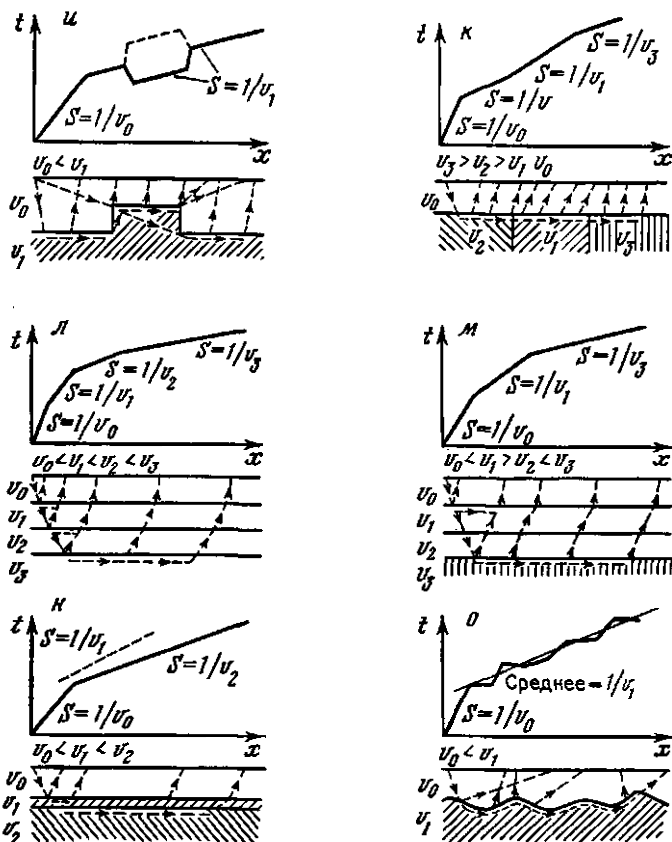


Рис. 27. (Продолжение)

ник энергии, направленный вниз по падению, не позволяет ясно выявить характер двух отрезков и соответственно определить нижний слой, если только кажущаяся скорость вниз по падению (v_{1a}) не будет значительно выше, чем скорость в поверхностном слое (v_0).

Схожие результаты сейсмических исследований в окрестностях погребенного клифа приведены на рис. 27, в, г. На первом представлена такая ситуация, когда профиль стронется в направлении от клифа, и может быть спутана с той, что показана на рис. 27, ж, если только она не является реверсивной. Обратная ситуация (рис. 27, г), в свою очередь, может быть ошибочно принята за простую ситуацию, изображенную на рис. 27, а и дать чрезмерно большие значения глубины поверхности раздела. Очевидно, что в этих случаях необходимо осуществлять ис-

следования по всем профилям в том и другом направлениях, чтобы абсолютно уверенно интерпретировать результаты.

На рис. 27, *д, е* даны годографы, полученные при проведенных измерений вкрест простирания зоны разломов или при малой величине контраста в высокоскоростном нижнем слое.

В том случае, когда смещение мало, криволинейный центральный участок годографа может явно не выделяться. Оба эти примера, несомненно, демонстрируют развитие ситуаций, показанных на рис. 27, *в, г*.

На рис. 27, *ж* показано влияние изолированной, куполообразной формы массы высокоскоростного материала, а на рис. 27, *з* приведен годограф, отвечающий случаю, когда наблюдается равномерное увеличение скорости вниз по разрезу вместо ее ступенчатого возрастания. Такую ситуацию можно ожидать там, где неконсолидированные осадки залегают на глубоководных коренных породах.

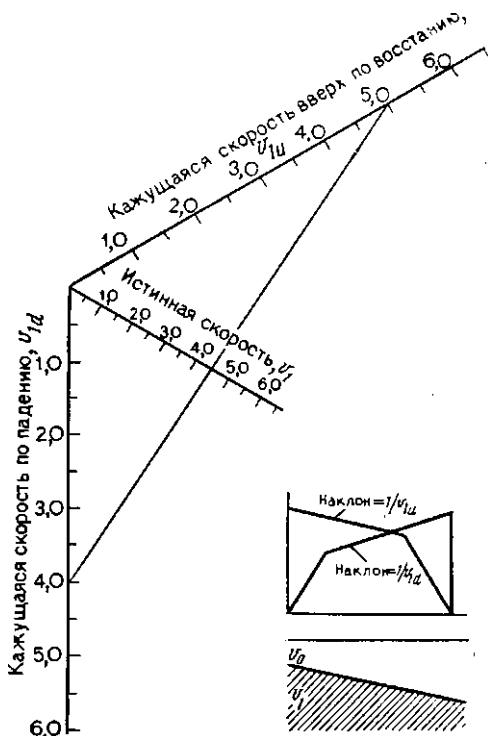
На рис. 27, *и* дан годограф для разреза топографического поднятия в нижнем слое. Пунктирная линия показывает обратную ситуацию, когда профиль пересекает топографическую депрессию или впадину. Рис. 27, *к* демонстрирует влияние латеральных вариаций скорости в нижнем высокоскоростном слое.

На рис. 27, *л* рассматривается случай, когда несколько параллельных слоев демонстрируют последовательное возрастание скорости с глубиной. Годограф на рис. 27, *б* может быть распространен на случай, когда речь идет о пакке наклоненных слоев, причем наклон каждого отрезка линии отвечает кажущейся скорости в каждом последующем слое. Особая тщательность требуется при интерпретации годографов, подобных изображенным на рис. 27, *л*, чтобы уверенно отличать их от тех, что даны на рис. 27, *м*. В этом случае третий слой характеризуется более низкой скоростью, чем слой непосредственно над ним, и не может быть обнаружен методом преломленных волн. Выявлять такого рода слои удастся лишь с помощью сейсмических исследований в наклонной скважине, где фиксируются изменения скорости с глубиной.

Аналогичная ошибка подстерегает исследователя, пользующегося методом преломленных волн при попытке распознать ситуацию, показанную на рис. 27, *н*, где второй слой оказывается слишком тонким по отношению к глубине его нахождения, чтобы могли быть выделены первые вступления. Интерпретация такой ситуации может быть осуществлена на основе вторых вступлений, показанных на рис. 27, *н* пунктиром. Расчет максимальной мощности такого слоя может быть сделан по методу Хаукинса и Мэггса [106]. И, наконец, такая широко распространенная ситуация: разброс точек вместо идеальной прямой линии может отвечать случаю, показанному на рис. 27, *о* и соответствовать сложной построенной поверхности раздела или же

Рис. 28. Номограмма истинной скорости. По Т. Мейдаву [142]

отражать вариации скорости в зависимости от материала слоев, а также быть результатом недостаточной точности измерений времени или дистанции. В аналогичных ситуациях, чтобы исключить неверное истолкование результатов, следует вести измерения по серии коротких отрезков в пределах главного профиля, что обеспечивает хороший контроль за скоростью распространения воли в поверхностном слое.



5.3. НОМОГРАММЫ ДЛЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

Три номограммы, включенные в этот раздел, могут быть использованы для предварительного анализа данных полевых измерений в процессе ведения работ. Ограничение состоит в том, что все эти номограммы (по Т. Мейдаву [142]) имеют силу лишь для случая единичной поверхности раздела, идущей параллельно или субпараллельно земной поверхности. Все приведенные номограммы даны в таком виде, чтобы могли использоваться единицы СИ.

Номограмма истинной скорости

Номограмма истинной скорости (рис. 28) может быть использована для определения истинной скорости (v_1) по двум кажущимся скоростям рефрагированных волн (v_{1u}) и (v_{1d}) (рис. 28, врезка). Задача решается уравнением

$$v_1 = 2 \cos \alpha (1/v_{1u} + 1/v_{1d}),$$

где угол наклона (α) мал, а $\cos \alpha \approx 1.0$.

Методика применения

Соединив соответствующие значения v_{1a} и v_{1u} , находим величину v_1 на центральной шкале. Если $v_{1a}=4,0$ и $v_{1u}=5,0$, то $v_1 \approx 4,5$.

Значения кажущихся скоростей при нанесении их на график могут быть в два раза уменьшены, но результат в этом случае следует удвоить.

Номограмма времени запаздывания

Номограмма времени запаздывания сигнала (рис. 29) может быть использована для решения уравнений сейсмической рефракции, которые содержат общий коэффициент $A = v_1 v_0 / (v_1^2 - v_0^2)^{1/2}$.

С помощью этой номограммы определяются следующие параметры:

а) глубина залегания преломляющего горизонта (рис. 29, врезка а):

$$Z_0 = T_i v_1 v_0 / 2 (v_1^2 - v_0^2)^{1/2} = T_i A / 2;$$

б) вертикальное смещение по разлому (рис. 29, врезка б):

$$\Delta Z = \Delta T v_1 v_0 / (v_1^2 - v_0^2)^{1/2};$$

в) глубины залегания сложно построенных или слабонаклоненных границ раздела по данным каждого из сейсмоприемников. Значение A , выведенное с помощью номограммы времени запаздывания сигнала, может быть использовано при решении уравнений, где глубины не известны.

Это уравнение применимо лишь в случае, когда углы наклона малы:

$$Z_j = A (T_j - X_j / v_1) - Z_1,$$

где X_j — расстояние от пункта взрыва до j -го детектора; Z_1 — известная глубина в пункте взрыва; Z_j — глубина границы раздела у j -го детектора; T_j — общее время запаздывания для того же пункта.

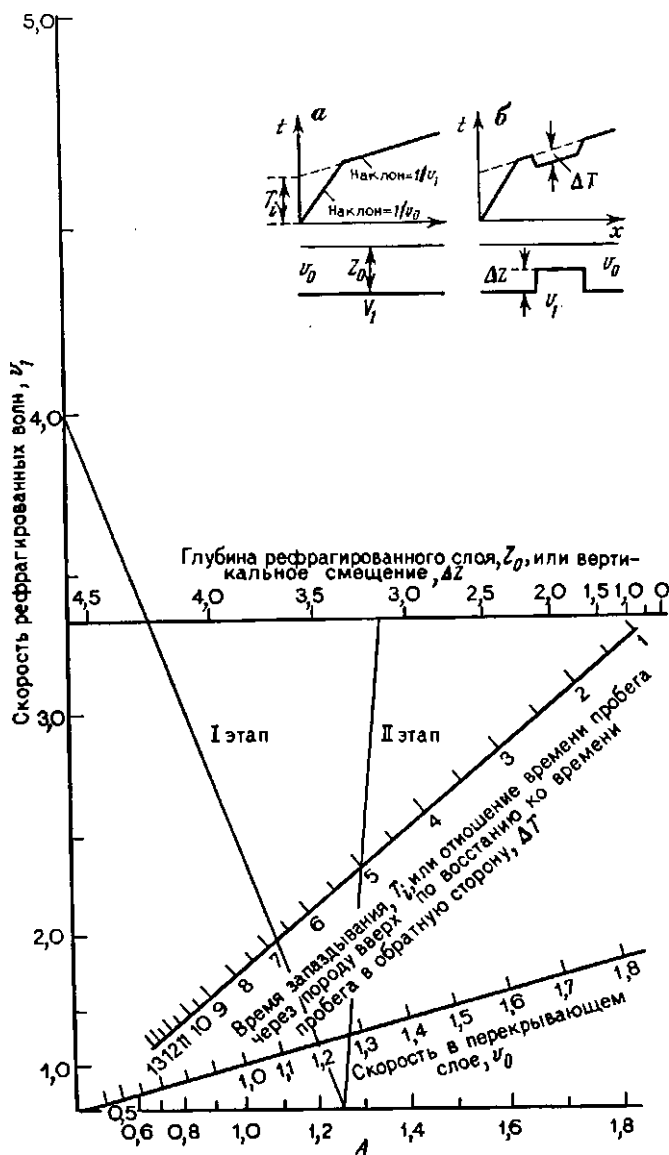
Методика применения

I этап. Соединяем значения v_1 и v_0 и считываем A .

II этап. Соединяем значения A с T_j или ΔT и считываем Z или ΔZ .

Например, если $v_1=4,0$, а $v_0=1,2$, $A=1,25$; при $A=1,25$ и $T_j=5,0$, $Z=3,2$.

Когда значения v_1 и v_0 приводятся в метрах на миллисекунды, а значения T и ΔT — в миллисекундах, значения Z и ΔZ получаются в метрах.



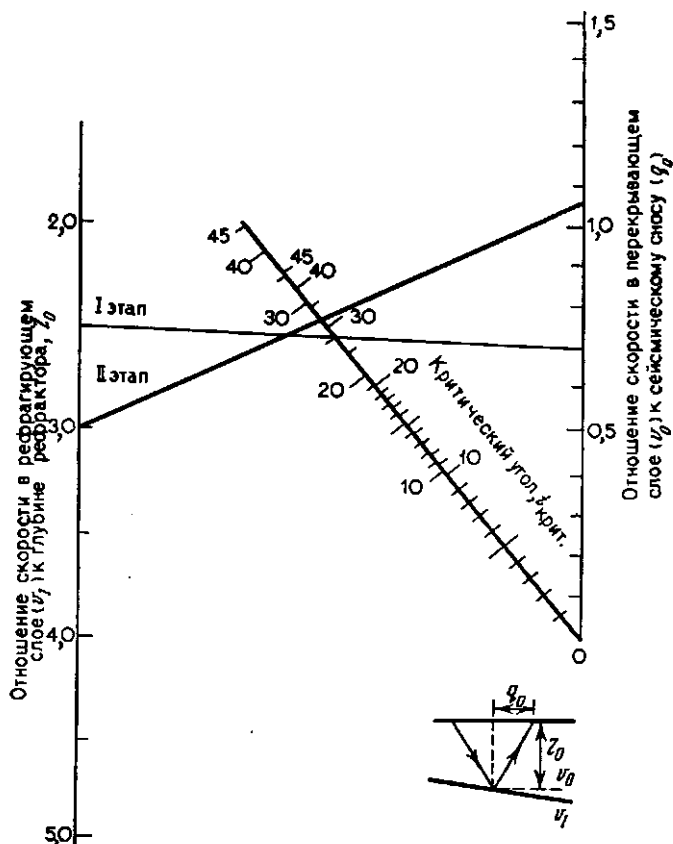


Рис. 30. Номограмма критического угла и сейсмического сноса. По Т. Мейдаву [142]

Номограмма критического угла и сейсмического сноса

Номограмма критического угла и величины сейсмического сноса (рис. 30) может быть использована для определения следующих параметров:

- а) критический угол ($i_{\text{крит.}}$) из уравнения $i_{\text{крит.}} = \sin^{-1}(v_0/v_1)$;
- б) величина сейсмического сноса (q_0) (рис. 30, врезка): $q_0 = Z_0 \operatorname{tg} i_{\text{крит.}}$.

Методика применения

I этап. Используя соответствующие значения v_1 и v_0 , вычисляем $i_{\text{крит.}}$;

II этап. Переносим полученное значение критического угла на шкалу; соединив значения i и Z_0 определяем q_0 .

Так, если $v_0=0,7$ и $v_1=2,5$, то $i_{\text{крит.}}=28^\circ$. Тогда $i'=i_{\text{крит.}}=28^\circ$, при $Z_0=2,5$ $q_0=1,06$. Величины v_1 и v_0 могут быть выражены в градусах, q_0 — в тех же единицах, что и для Z_0 .

5.4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ

Формулы сейсмической рефракции для некоторой совокупности наклоненных слоев даны в табл. 5; характерные траектории волн, годографы и система обозначений сейсмических волн даны на рис. 31. Формулы [80] даны здесь в порядке производимых операций, причем предусматривается осуществление вычислений слева направо последовательно вдоль каждого ряда для каждого следующего слоя.

Важно отметить при этом, что наклоны последовательно сменяющих друг друга по глубине слоев (ω) определяются относительно вышележащих слоев, а не по отношению к горизонтали. Мощность слоя (Z) измеряется перпендикулярно к его нижней границе; данные этих зависимостей могут рассматриваться применительно к верхнему и нижнему краю разреза с использованием соответствующих значений времени запаздывания сигнала (T_{i_u} и T_{i_d}). В случае, когда речь идет о совокупности более четырех слоев, необходимо лишь увеличить число соответствующих индексов, причем в формуле для определения мощности слоя появляются дополнительные члены — по числу дополнительных слоев. В случае множества параллельных слоев приведенные формулы могут не иметь решения.

5.5. ПОПРАВКИ, ВВОДИМЫЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ МЕТОДОМ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Поправка за превышение

Поправка, вводимая в значение времени запаздывания в пункте взрыва (ее вычисляют из наблюдаемого времени запаздывания), определяется с помощью уравнения

$$C = (e - h - d) (v_1^2 - v_0^2)^{1/2} / v_1 v_0 = \\ = (e - h - d) \cos i_{\text{крит.}} / v_0,$$

где e — высота точки взрыва; h — глубина взрывной скважины; d — высота поверхности приведения.

Аналогичная поправка, найденная с помощью того же уравнения, вводится и для точки приема сигнала, однако в этом случае член, соответствующий значению глубины взрывной скважины, исключается. Общая поправка за превышение, которую вычитают из значения времени запаздывания, складывается из суммы двух этих поправок.

Формулы сейсмической рефракции для разных многослойных сред,
представляющих совокупность наклоненных слоев
Систему обозначений (по М. Эвингу и др. [80]) см. на рис. 31.
Расчеты для каждого последующего слоя ведутся слева направо

Слой	$\alpha_{0,n}$ — угол наклона критического луча у первой границы раздела к n -й границе раздела (вниз по падению)	$\beta_{0,n}$ — угол наклона критического луча у первой границы раздела к n -й границе раздела (вверх по восстанию)	$i_{\text{крит. } n-1; n}$ — критический угол наклона у n -й границы раздела
0			$i_{\text{крит. } 0,1} = 0,5 [\sin^{-1}(v_0/v_{1d}) + \sin^{-1}(v_0/v_{1u})]$
1	$\alpha_{0,2} = \sin^{-1}(v_0/v_{2u}) + \omega_{0,1}$	$\beta_{0,2} = \sin^{-1}(v_0/v_{2d}) - \omega_{0,1}$	$i_{\text{крит. } 1,2} = 0,5 [\sin^{-1}(v_1 \sin \alpha_{0,2}/v_0) + \sin^{-1}(v_1 \sin \beta_{0,2}/v_0)]$
2	$\alpha_{0,3} = \sin^{-1}(v_0/v_{3u}) + \omega_{0,1}$	$\beta_{0,3} = \sin^{-1}(v_0/v_{3d}) - \omega_{0,1}$	$i_{\text{крит. } 2,3} = 0,5 [\sin^{-1}(v_2 \sin \alpha_{1,3}/v_1) + \sin^{-1}(v_2 \sin \beta_{1,3}/v_1)]$
n	$\alpha_{0,n} = \sin^{-1}(v_0/v_{(n+1)u}) + \omega_{0,1}$	$\beta_{0,n} = \sin^{-1}(v_0/v_{(n+1)d}) - \omega_{0,1}$	$i_{\text{крит. } n; n+1} = 0,5 [\sin^{-1}(v_n \sin \alpha_{n-1, n+1}/v_{n-1}) + \sin^{-1}(v_n \sin \beta_{n-1, n+1}/v_{n-1})]$
0	$\omega_{0,1} = 0,5 [\sin^{-1}(v_0/v_{1d}) - \sin^{-1}(v_0/v_{1u})]$	$v_1 = v_0 / \sin i_{\text{крит. } 0,1}$	$Z_0 = v_0 (T_{1,1} / 2 \cos i_{\text{крит. } 0,1})$
1	$\omega_{1,2} = 0,5 [\sin^{-1}(v_1 \sin \beta_{0,2}/v_0 - \sin^{-1}(v_1 \sin \alpha_{0,2}/v_0)]$	$v_2 = v_1 / \sin i_{\text{крит. } 1,2}$	$Z_1 = \frac{v_1 [T_{1,2} - Z_0 (\cos \alpha_{0,2} + \cos \beta_{0,2}) / v_0]}{2 \cos i_{\text{крит. } 1,2}}$
2	$\omega_{2,3} = 0,5 [\sin^{-1}(v_2 \sin \beta_{1,3}/v_1 - \sin^{-1}(v_2 \sin \alpha_{1,3}/v_1)]$	$v_3 = v_2 / \sin i_{\text{крит. } 2,3}$	$Z_2 = \frac{v_2 [T_{2,3} - Z_1 (\cos \alpha_{1,3} + \cos \beta_{1,3}) / v_1 - Z_0 (\cos \alpha_{0,3} + \cos \beta_{0,3}) / v_0]}{2 \cos i_{\text{крит. } 2,3}}$
n	$\omega_{n, (n+1)} = 0,5 [\sin^{-1}(v_n \sin \beta_{n+1, n-1} / v_{n-1}) - \sin^{-1}(v_n \sin \alpha_{n-1, n+1} / v_{n-1})]$	$v_n = v_{n-1} / \sin i_{\text{крит. } n-1; n}$	$Z_n = \frac{v_n \left\{ T_{i_{n-1}} - \left[\sum_{i=0}^{i=n-1} \times Z_i (\cos \alpha_{i, n+1} + \cos \beta_{i, n+1}) / v_i \right] \right\}}{2 \cos i_{\text{крит. } n, n+1}}$

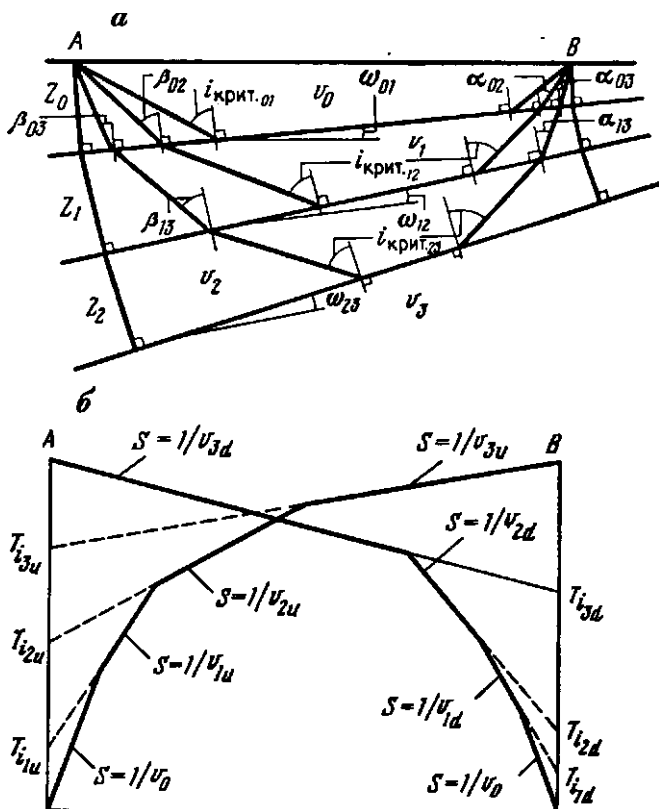


Рис. 31. Типичные запись траектории волны (а) и годограф зависимости времени пробега волны от дистанции (б) для многослойной среды с наклонными слоями.

Угол наклона каждой границы раздела (ω) дан относительно вышележащей границы раздела (по [80])

Общая статистическая поправка за превышение и за зону малых скоростей

Эта поправка вычисляется с помощью уравнения

$$C_i = (e_s + e_d - h - t - 2d) (v_2^2 - v_1^2)^{1/2} / v_1 v_2 + \\ + t (v_2^2 - v_0^2)^{1/2} / v_2 v_0,$$

где e_s — высота в пункте взрыва; e_d — высота в пункте приема; t — мощность слоя малых скоростей; v_0 — скорость пробега в слое малых скоростей; v_1 и v_2 — скорости в первом и втором слоях соответственно. Значение C вычитается из наблюдаемого значения времени запаздывания.

Скорости *P*-волн в различных средах.
По [74, 121, 127, 133, 159]

Среда	Скорость пробега волн, м/с	Среда	Скорость пробега волн, м/с
<i>Осадочные отложения и выветрелые породы</i>		Гранит — разбитый трещинами, частично выветрелый	0,67
Верхний слой сухой легкой почвы	0,18—0,28	Гранит — ослабленный, частично разрушенный	3,20
Влажная суглинистая или алевроитистая почва	0,30—0,40	Базальт — выветрелый и разбитый трещинами	2,74—4,27
Мокрый суглинок	~0,76	<i>Невыветрелые породы</i>	
Плотная мокрая глина	0,90—1,80	Сланец	2,74—4,27
Песчаная глина	0,98—1,16	Песчаник	1,83—4,27
Песок мокрый*	0,43—1,40	Мел	1,83—3,96
Песок*	1,40—2,56	Известняк	2,13—6,10
Тилль	1,70—2,26	Соль	1,83—5,18
Галечная морена	1,60—2,10	Гранит	3,96—6,10
Морена	0,76—1,53	Гранодиорит	4,57
Мокрая морена	1,53—2,13	Базальт	5,58
Каменная осыпь	0,38—0,76	Долерит	6,00
Сцементированный песок	0,85—0,98	Габбро	3,38
Сцементированная песчаная глина	1,16—1,28	Филлит	3,05—3,35
Сцементированный агломерат	1,53—1,83	Кровельный сланец	2,29—4,69
Выветрелая галечная морена	0,40—0,60	<i>Флюиды</i>	
Выветрелый сланец	1,22—1,98	Вода**	1,43—1,68
Выветрелый песчаник	~1,44	Морская вода**	1,46—1,53
Гранит — сильно разрушенный	0,47	Лед	3,68
		Нефть	1,31

* Разные авторы дают различные значения.

** Значения колеблются в зависимости от температуры и солености.

В табл. 6 приведены скорости *P*-волн в различных материалах.

5.6. УСКОРЕННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ФУНДАМЕНТА ПОД ПОВЕРХНОСТНЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Этот простой и быстрый метод может применяться там, где величина контраста скоростей пробега волн в коренных породах и рыхлых отложениях достаточно значительна: например, если скорость в коренных породах, по крайней мере, в три раза превышает таковую в рыхлом покрове.

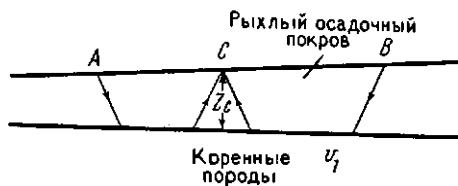


Рис. 32. Схема размещения пунктов взрыва и приемников и обозначения, используемые в простом методе определения глубины залегания фундамента

Само собой разумеется, что часть разреза, расположенная выше рефрагирующего или отражающего слоя, должна быть однородной в отношении скорости, изменение глубин залегания должно быть плавным, а угол наклона границы раздела невелик. Используя обозначения, приведенные на рис. 32, получим глубину залегания фундамента (Z_c):

$$Z_c = \frac{1}{2} v_0 (T_{AC} + T_{BC} - T_{AB}).$$

Этот метод представляет собой модификацию «плюс — минус» метода Хейгедорна [102], в которой член $v_1 v_0 / (v_1^2 - v_0^2)^{1/2}$ близок к 1.

T_{AC} , T_{BC} и T_{AB} — время пробега фронта волны по трем дистанциям — AC , BC и AB соответственно. Для установления скорости в рыхлом материале должна использоваться короткая стандартная линия взрыв-пунктов.

5.7. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ УДЕЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ

В этом разделе приводятся сведения и материалы по применению в полевых условиях простых методов изучения удельного электрического сопротивления пород в геологическом разрезе, причем имеется в виду, что производитель работ уже знаком с этими методами. Тот, кому требуется более полное введение в теорию и практику производства такого рода работ, должен обратиться к помощи стандартных вводных курсов по геофизике [100, 153, 196]. Работы П. Баттачари и Х. Патра [16], Г. Келлера и Ф. Фришкнехта [126], Р. Ван Ностренда и К. Кука [205] являются пособиями, рассчитанными на специалистов, и содержат материал по исследованию электрического сопротивления пород в геологическом разрезе.

При решении большинства задач предпочтительнее использовать низкочастотную (60—5 Гц) аппаратуру переменного тока. Это устраняет необходимость применения неполяризующихся электродов или измерения и учета естественных потенциалов. Удельное электрическое сопротивление, измеренное с помощью

аппаратуры переменного тока, обычно оказывается ниже истинного сопротивления постоянного тока, однако преимущество в скорости производства работ, как правило, является решающим фактором в пользу его использования. В том случае, когда используется источник постоянного тока, при измерении естественных потенциалов до подачи тока следует применять неполяризуемые нористые электроды. Тогда естественные потенциалы могут быть исключены (непосредственно либо с помощью компенсирующего напряжения) из измеренного значения потенциала.

Хотя источники переменного тока устраняют влияние естественных потенциалов и обеспечивают лучшее отношение «сигнал — шум», они могут давать ложные показания. Это может происходить за счет индуктивной связи, возникающей за счет взаимной индуктивности между соседними токовыми и измерительными электродами, либо за счет сопротивления утечки, т. е. низкого электрического сопротивления электродов в условиях влажной земли.

Важное значение приобретает выбор типов электродов и их расстановки. При применении источников постоянного тока следует использовать неполяризуемые электроды. Контактное удельное сопротивление между электродом и грунтом должно быть сведено к минимуму, что достигается надежным креплением электродов. В сухом грунте лучший контакт электродов обеспечивается за счет смачивания электродов или использования заземляющих или неполяризуемых пористых электродов. Для крепления электродов в коренных породах можно воспользоваться мокрой глиной.

В разд. 5.8 рассматриваются различные схемы размещения электродов и вопросы выбора наиболее подходящей для отдельных конкретных ситуаций типов расстановки, тогда как следующий разд. 5.9 включает простые методы интерпретации двуслойного разреза.

В разд. 5.10 дана краткая характеристика метода электропрофилирования; простой метод съемки перекрывающих отложений описан в разд. 5.11. И наконец в разд. 5.12 рассмотрены электрические свойства обычных земных материалов.

5.8. СХЕМЫ РАССТАНОВКИ ЭЛЕКТРОДОВ

Расстановка способом Веннера

Расстановка Веннера (рис. 33, а) предусматривает симметричное размещение электродов (два внешних являются токовыми, а два внутренних — измерительными), равноотстоящих друг от друга. При вертикальном электроразведывании (скважинный коротаж по методу сопротивления) вся установка распределяет-

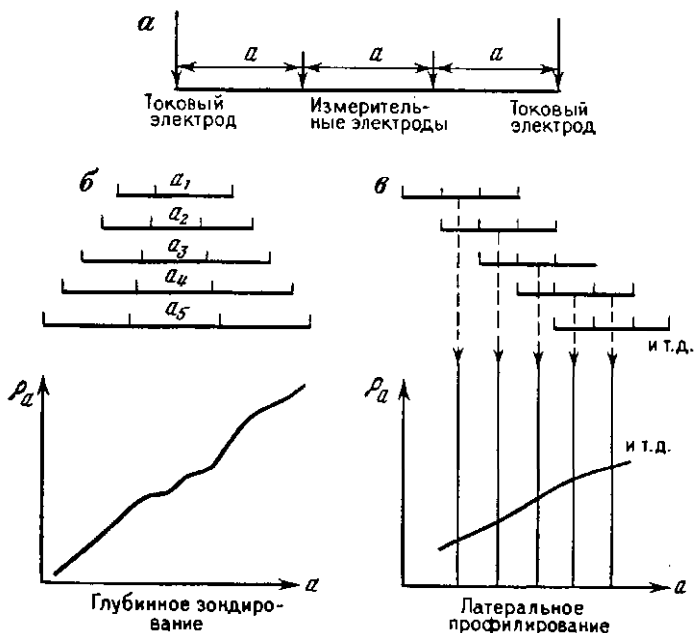


Рис. 33. Расстановка электродов по методу Веннера (а) и ее применение при глубинном зондировании (б) и латеральном электропрофилировании (в)

ся вокруг центрального пункта (рис. 33, б); при латеральном профилировании следует поэтапно перемещать всю установку (рис. 33, в).

Кажущееся удельное сопротивление (в Ом·м) при использовании установки Веннера вычисляется из уравнения $\rho_a = K\Delta V/I$, где ΔV — разность потенциалов для внутренней пары электродов (в вольтах или милливольт); I — питающий ток во внешней паре электродов (в амперах или миллиамперах); K — член с линейной размерностью, значение которого зависит от геометрии расстановки. В расстановке Веннера $K = 2\pi a$, где a — расстояние между электродами (в метрах).

Отношение $\Delta V/I$ обычно считается непосредственно со шкалы прибора как общее активное сопротивление. В случае скважинного зондирования значение K зависит от расстояния по вертикали между приемниками, оставаясь постоянным при латеральном профилировании.

Латеральные вариации удельного сопротивления могут быть распознаны и определены по вертикальным изменениям сопротивления с помощью метода переключения электродов, предложенного Е. Карпентером [44]. Геометрическое размещение электродов, предусмотренное установкой Веннера, при этом сохраняется, но производится три измерения кажущегося удель-

Размещение электродов, измеренные активные и кажущиеся удельные сопротивления (в случае использования трех вариантов установки Карпентера) [44]

Размещение электродов*	Активное (омическое) сопротивление	Кажущееся удельное сопротивление
<i>СРРС</i> или <i>РССР</i> <i>ССРР</i> или <i>РРСС</i> <i>СРСР</i> или <i>РСРС</i>	$(\pm) R^a$ $(\pm) R^b$ $(\pm) R^r$	$\rho_a^a = 2\pi s R^a$ $\rho_a^b = 6\pi s R^b$ $\rho_a^r = 3\pi s R^r$

* С — токовый электрод, Р — измерительный электрод

ного сопротивления с использованием различных вариантов соединения электродов. Варианты размещения измерительных и токовых электродов, значения кажущегося удельного сопротивления и измеренного активного сопротивления даны в табл. 7. Если во всех трех измерениях кажущиеся сопротивления демонстрируют один и тот же тренд, то можно считать, что каких-либо значительных латеральных вариаций удельного сопротивления нет. Если же, однако, значение кажущегося удельного сопротивления одного из измерений увеличивается, а двух других уменьшается (или наоборот), с большой долей вероятности можно предполагать, что при расстановке сейсмоприемников была пересечена какая-то латеральная граница удельного сопротивления. Всякое глубинное зондирование с разносом электродов, превышающем то расстояние между ними, при котором проявляется дивергентный тренд, не дает достоверных результатов.

Расстановка способом Ли

Расстановка электродов по методу Ли (по сути модифицированная установка Веннера) также позволяет определять латеральные вариации удельного электрического сопротивления поверхностного материала. Один дополнительный электрод помещают в центральной точке установки, превращая ее тем самым в пятиэлектродную. Разность потенциалов, а следовательно, и удельное сопротивление, может в этом случае измеряться между центральным и левым (правым) измерительным электродами. Результаты обоих измерений совпадают, когда какие-либо значительные вариации удельного сопротивления в поверхностном материале отсутствуют. Если же такие вариации определяются, но имеют приемлемую амплитуду, то может быть проведено простое усреднение. Когда же вариации достаточно существенные, предпочтительнее использовать установку Шлюм-

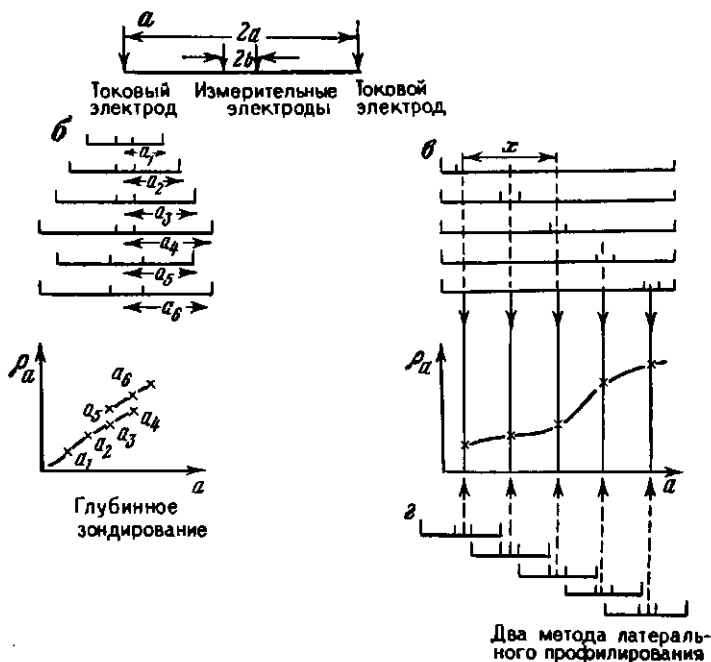


Рис. 34. Построение по Шлюмберже (а): его применение при вертикальном зондировании (б) и два альтернативных метода (в, г) использования в электропрофилировании

берже. Кажущееся удельное сопротивление при использовании установки Ли определяют из уравнения

$$\rho_a = K \Delta V / I,$$

где $K = 4\pi a$.

Расстановка способом Шлюмберже

Расстановка способом Шлюмберже предусматривает определение удельного сопротивления с помощью измерения градиента потенциала. При этом используется пара близко расположенных приемных электродов, помещенных (рис. 34, а) между двумя широко разнесенными токовыми электродами. Электроды в такой установке могут быть размещены симметрично (рис. 34, б) или несимметрично (34, в) относительно друг друга. При вертикальном электрозондировании межэлектродный интервал увеличивают, при этом расстояние между измерительными электродами сохраняется постоянным. При большом интервале между токовыми электродами следует увеличить расстояние и между приемными электродами так, чтобы разность потенциалов оставалась доступной измерениям. Увеличивая расстояние

**Типовая программа полевых измерений при проведении
вертикального электроразведывания с построением способом Шлюмберже**

№ наблюдений	Интервал между		№ наблюдений	Интервал между	
	приемными электродами 2а, м	питающими электродами 2а, м		приемными электродами 2а, м	питающими электродами 2а, м
1	1	3	16	10	30
2	1	4	17	10	40
3	1	6	18	10	60
4	1	8	19	10	80
5	1	10	20	10	100
6	2	6	21	20	60
7	2	8	22	20	80
8	2	12	23	20	100
9	2	16	24	20	120
10	2	20	25	20	160
11	4	12	26	20	200
12	4	16	27	40	200
13	4	20	28	40	280
14	4	30	29	40	320
15	4	40	30	40	400

между приемными электродами, необходимо сокращать расстояние между токовыми электродами, для того чтобы получить частично перекрывающиеся ряды данных. Это позволяет выявлять любые латеральные вариации удельного сопротивления в поверхностном слое. Хорошо проработанная на основании экспериментов схема подбора соответствующих межэлектродных интервалов дана в табл. 8.

Установка способом Шлюмберже может быть использована при латеральном профилировании одним из двух способов: первый предусматривает латеральное перемещение установки в целом при сохранении общей схемы размещения электродов (рис. 34, г); второй (он занимает меньше времени, но требует применения широко разнесенных токовых электродов) предусматривает латеральное перемещение приемных электродов между токовыми (рис. 34, в). Для последнего способа следует соблюдать условие, при котором перемещающиеся измерительные электроды не должны оказаться ближе к токовым электродам, чем на 4—5-кратное расстояние между самими питающими электродами. Кажущееся удельное сопротивление при использовании установки Шлюмберже определяют из формулы

$$\rho_a = K \Delta V / I.$$

Для установки с несимметрично разнесенными электродами

$$K = 2\pi / \left\{ \left(\frac{1}{a-x-b} - \frac{1}{a+x+b} \right) - \left(\frac{1}{a-x+b} - \frac{1}{a+x-b} \right) \right\},$$

где a , x и b — расстояния, определяемые с помощью рис. 34.

Это выражение может быть упрощено: $K = \pi(a^2 - x^2)^2 / 2b(a^2 + x^2)$, в случае, если наикратчайшее расстояние между токовыми и измерительными электродами больше в 10 раз расстояния между двумя измерительными электродами.

Для симметричной установки Шлюмберже кажущееся удельное сопротивление рассчитывают по формуле

$$\rho_a = K \Delta V / I,$$

где $K = \pi a^2 / 2b$.

Выбор схемы расстановки электродов

Хотя в хороших грунтовых условиях две главные схемы расстановки электродов дают в общем удовлетворительные результаты, каждый из методов обладает своими преимуществами.

При вертикальном электроразведывании установка Вейнера оказывается проще в смысле математических расчетов, при этом получаются большие разности потенциалов и, следовательно, более точные значения удельного сопротивления. Преимуществом этого метода является и простота стандартных полевых измерений. Вместе с тем он имеет недостаток, который заключается в том, что после каждого счисления необходимо перемещать все электроды. Помимо больших физических усилий, этот способ расстановки не позволяет различать вариации сопротивления, обусловленные глубокими слоями, и близповерхностные вариации за счет поверхностных эффектов, если только не использовать метод переключения электродов. Что же касается интерпретации данных измерения, то лишь полное согласование кривых с теоретическими палетками, или метод Тэгга, дает приемлемые результаты.

Построение способом Шлюмберже теоретически менее надежно, поскольку на практике требует бесконечно малых расстояний между приемными электродами. Однако этим методом хорошо регистрируются изменения электрических свойств различных слоев при использовании соответственно малых расстояний между измерительными электродами. Справочный материал по этому вопросу дает табл. 8. Сокращение временных затрат, достигаемое за счет уменьшения числа перемещений электродов, является главным преимуществом построения Шлюмберже. Вероятно, наиболее важно то, что этот метод позволяет разделить вариации удельного сопротивления, обусловленные приповерхностными и глубинными особенностями. Эффект изменения удельного сопротивления в поверхностном материале должен вызывать смещение изгиба кривой электроразведывания (рис. 35) по нормали в точке, куда были перемещены приемные

электроды. Чтобы исключить поверхностный эффект, этот сегмент кривой должен был быть смещен в обратном направлении в соответствии с остальной частью кривой. Большим преимуществом построения Шлюмберже является и то, что оно позволяет полностью или частично интерпретировать данные по теоретическим палеткам [126] в поле в целях планирования дальнейших полевых исследований.

При латеральном профилировании асимметричное построение Шлюмберже, или как его называют полупостроение Шлюмберже [196], оказывается особенно эффективным с точки зрения экономии рабочего времени. Кроме того, оно позволяет одинаково хорошо определять знак и положение аномалий, особенно в случае, когда расстояние между приемными электродами мало в сравнении с латеральным протяжением аномалии. Для аномалий, имеющих значительное латеральное протяжение, предпочтительнее использовать построение (или полупостроение) Вениера в том смысле, что наблюдаемые кривые удельного сопротивления оказываются более симметричными, а максимальный наблюдаемый контраст удельных сопротивлений никогда не превышает значения действительного контраста.

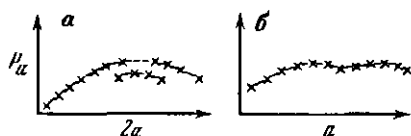


Рис. 35. Влияние приповерхностных вариаций удельного сопротивления на форму кривых при электрозондировании с применением построений Шлюмберже (а) и Вениера (б)

Применение лишь одного латерального профилирования не дает удовлетворительного результата, для того, чтобы повысить эффективность исследования, необходимо осуществить дополнительные калибровочные измерения с помощью вертикального зондирования и скважинного каротажа.

5.9. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КРИВЫХ УДЕЛЬНОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ПРИ ЭЛЕКТРОЗОНДИРОВАНИИ

В этом разделе дано краткое описание двух методов интерпретации кривых электрозондирования применительно к простым двуслойным моделям. Метод аппроксимирования данных относительно быстр и прост, однако он не дает никаких указаний на степень точности результатов. Метод Тэгга [193], хотя и значи-

тельно более длителен по времени, не имеет этого недостатка, но требует точного определения удельного сопротивления верхнего слоя и точных расчетов вертикальных и латеральных вариаций в пределах этого слоя.

В трехслойной модели может наблюдаться широкая вариативность типов кривых в зависимости от величины контраста удельного сопротивления слоев и их относительной мощности. Полное сравнение данных с теоретическими палетками в этом случае более предпочтительно, однако для этого требуется громоздкий набор теоретических кривых, который в этой книге приведен быть не может.

Частичное же согласование данных может быть осуществлено уже в поле с той целью, чтобы оператор мог планировать дальнейшую работу. Метод частичной интерпретации данных наблюдений с использованием палеток теоретических кривых требует минимум дополнительных теоретических кривых сверх тех, что бывают необходимы для случая простой двуслойной модели. Детальное рассмотрение этого метода можно найти в работе Г. Келлера и Ф. Фришкнехта [126].

Полная интерпретация кривых может быть осуществлена для данных, полученных с помощью построений Веннера и Шлюмберже, при наличии соответствующего набора теоретических палеток. Частичное сравнение наблюдаемых кривых при интерпретации данных электрозондирования в случае трехслойной среды может быть осуществлено лишь при использовании построения Шлюмберже. Когда применяется построение Веннера, то интерпретация данных для трехслойной среды должна проводиться только по атласу, содержащему полный набор палеток теоретических кривых.

Одним из вероятных источников ошибок в определении глубины является неверный выбор значения удельного сопротивления поверхностного материала. Оценка процента ошибок в определении глубины как функции процента ошибок в определении поверхностного удельного сопротивления может быть осуществлена с помощью рис. 36 [126].

Интерпретация данных наблюдений с использованием палеток для двуслойной модели

I этап. Данные полевых исследований наносят на лист прозрачного материала (пленку), используя ту же билогарифмическую шкалу, что и для соответствующих теоретических палеток (рис. 37 или 38).

II этап. Накладываем пленку с кривыми, построенными по данным полевых наблюдений, на сетку палетки, так чтобы их ошли параллельно, затем вращаем полевую кривую до тех пор,

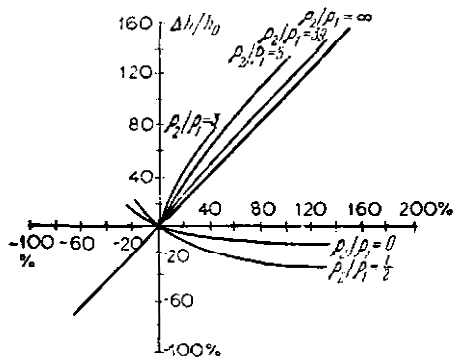


Рис. 36. Процент ошибок в интерпретации мощности поверхностного слоя за счет погрешности определения удельного сопротивления как функции отношения удельных сопротивлений. По [126]

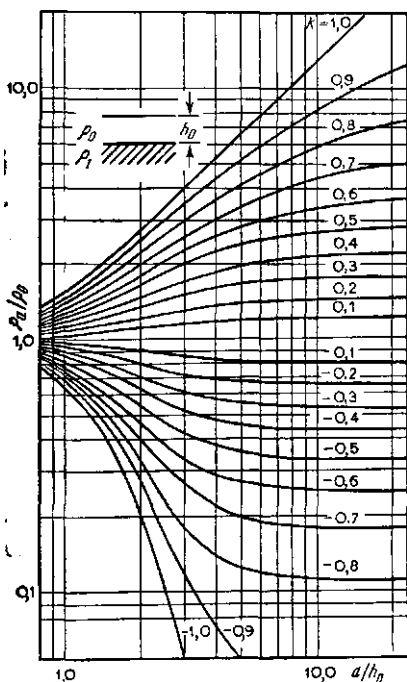


Рис. 37. Теоретические кривые нормированных значений кажущегося удельного сопротивления в зависимости от нормализованного значения межэлектродного интервала для двухслойной модели (с использованием установки Веннера)

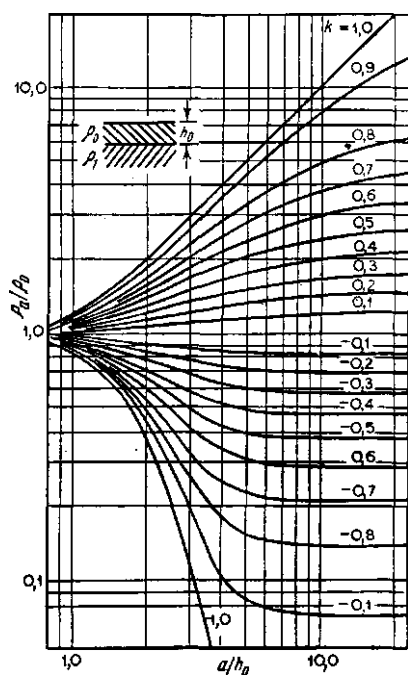


Рис. 38. Теоретические кривые нормированных значений кажущегося удельного сопротивления в зависимости от нормализованного значения межэлектродного интервала для двухслойной модели (с использованием построения Шлюмберже)

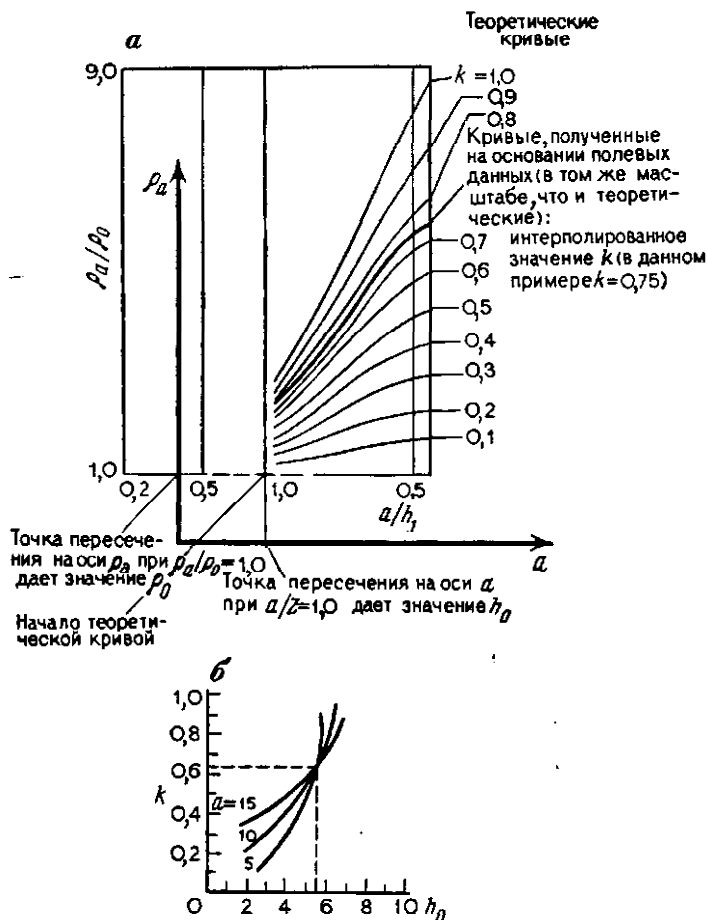


Рис. 39. Применение теоретических кривых для определения значений k , ρ и h_0

пока не будет достигнуто удовлетворительное совмещение ее с какой-то частью эталонной теоретической кривой. Отмечаем на полевой кривой начало соответствующих теоретических кривых, т. е. точку, в которой $\rho_a = 1,0$ и $a = 1,0$ (рис. 39, а).

III этап. Считываем значения полевых данных, соответствующих началу теоретической кривой, ρ_1 . Значение на пространственной оси — толщина верхнего слоя (h_0), а на оси кажущегося удельного сопротивления находим удельное сопротивление этого верхнего слоя (ρ_0).

IV этап. Вычисляем удельное сопротивление верхнего слоя, осуществив первое преобразование значения k в отношение ρ_1/ρ_0 ,

Таблица 9

Значения ρ_1/ρ_0 , соответствующие различным значениям k

k	ρ_1/ρ_0		k	ρ_1/ρ_0	
	положитель- ный	отрицатель- ный		положитель- ный	отрицатель- ный
0,00	∞	0	0,45	2,64	0,38
0,95	39,00	0,03	0,40	2,33	0,43
0,90	19,00	0,05	0,35	2,08	0,48
1,85	12,33	0,08	0,30	1,86	0,54
0,80	9,00	0,11	0,25	1,67	0,59
0,75	7,00	0,14	0,20	1,50	0,67
0,70	5,67	0,18	0,15	1,35	0,74
0,65	4,71	0,21	0,10	1,22	0,81
0,60	4,00	0,25	0,05	1,11	0,90
0,55	3,44	0,29	0	1,00	1,00
0,50	3,00	0,33			

Примечание. Для расчета иных значений используют зависимости $k = \rho_1 - \rho_0/\rho_1 + \rho_0$ или $\rho_1/\rho_0 = (k+1)/(1-k)$.

используя табл. 9 или по формуле, приводимой в заголовке этой таблицы. Затем, взяв значение ρ_0 , полученное на III этапе, можно вычислить ρ_1 .

Интерпретация данных вертикального зондирования для двуслойной модели по методу Тэгга

I этап. Значения кажущегося удельного сопротивления при очень коротких межэлектродных расстояниях могут рассматриваться как значения удельного сопротивления верхнего слоя (ρ_0).

II этап. Для отдельных точек или значений кажущегося удельного сопротивления, взятых по сглаженной полевой кривой, переведем значение кажущегося удельного сопротивления в отношение ρ_a/ρ_0 . Все возможные величины h_0/a и k при данных значениях ρ_a/ρ_0 и данном межэлектродном расстоянии считываем с теоретической кривой (рис. 37 или 38 — в зависимости от типа построения электродов). Поскольку значение a известно, значение h_0 может быть вычислено для каждого значения k . Наконец, строим кривую зависимости h_0 и k для данной точки (рис. 39, б).

III этап. Повторяем II этап для других заданных точек и получаем семейство кривых зависимости h_0 и k (рис. 39, б).

IV этап. Пересечение этих кривых и есть искомое значение h_0 и k (рис. 39, б).

V этап. Переводим значение коэффициента контрастности (k) в отношение ρ_1/ρ_0 , пользуясь данными табл. 9 или по приводи-

мой там же формуле. Вычисляем удельное сопротивление 2-го слоя, используя значение ρ_0 , определенное на I этапе, и отношение ρ_1/ρ_0 .

В большинстве случаев кривые не пересекаются в какой-то конкретной точке, но оконтуривают некоторую область, заключающую в себе ряд вероятных значений k и h_0 . В этом смысле I этап приобретает решающее значение и должен осуществляться с особой тщательностью, чтобы быть абсолютно уверенным в реальности получаемых значений ρ_0 . В частности, нужно следить за тем, чтобы не использовался такой разнос электродов, при котором возможно проникновение тока в нижележащую среду, вместе с тем необходимо иметь в виду, что использование чрезмерно коротких межэлектродных интервалов приводит к получению ложных значений за счет материала только самого верхнего слоя.

5.10 ЭЛЕКТРОПРОФИЛИРОВАНИЕ

Латеральное профилирование удельного сопротивления, или картирование с помощью электроразведочных методов, успешно применяется при съемке наносов, перекрывающих рудосодержащие породы. Однако разрешающая способность этого метода в значительной мере зависит от выбора той или иной схемы размещения электродов. Что же касается специальных руководств по этому вопросу, то мы отсылаем читателя к разд. 5.8. Желательно, чтобы до начала работы по электропрофилрованию проводилось предварительное ознакомление с геологической ситуацией района. Это можно осуществить с помощью вертикального электроразведывания; затем конкретные слои могут быть закартированы по их глубине и мощности с использованием методики, рассмотренной в разд. 5.11. Применение метода латерального профилирования требует в такого рода исследованиях особой осторожности и должно быть ограничено теми ситуациями, где величина контраста удельных сопротивлений пород достаточно высока, а аномалии тела имеют значительную латеральную протяженность. Метод мало эффективен в случае трехмерных тел малых размеров. На рис. 40 и 41 даны примеры профилей удельного сопротивления вкрест простирания различных геологических структур.

5.11. СЪЕМКА ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ НАНОВ

Обычно к электроразведке прибегают при определении мощности проводящей толщи, залегающей выше преломляющего или отражающего горизонта, каковы являются непроводящие породы фундамента. Такие определения могут быть эффективно выполнены с помощью электропрофилирования с использованием двух

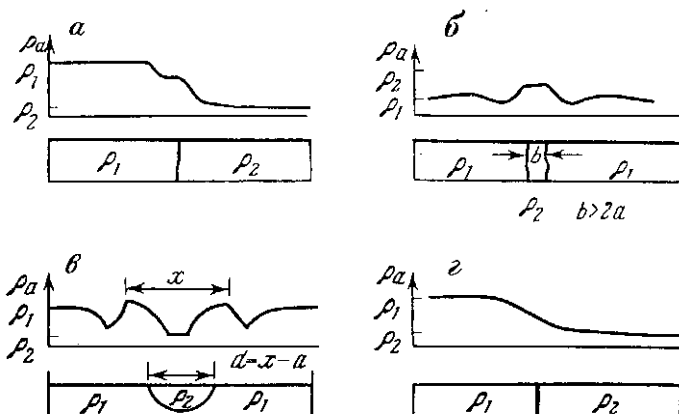


Рис. 40. Примеры электропрофилей для разных геологических структур (с использованием полного устройства Вейнера):

a — вертикальный контакт, электроды разнесены по линии, перпендикулярной контакту; *б* — вертикальная дайка мощностью в два раза превышающей расстояние между электродами; *в* — полусферическая впадина, ширина которой более чем в два раза превышает расстояние между электродами; диаметр впадины может быть определен приблизительно как расстояние между «рогами» кривых полевых наблюдений минус расстояние между электродами [205]; *г* — вертикальный контакт, разнос электродов по линии, параллельной линии контакта, устройство смещается перпендикулярно к последнему

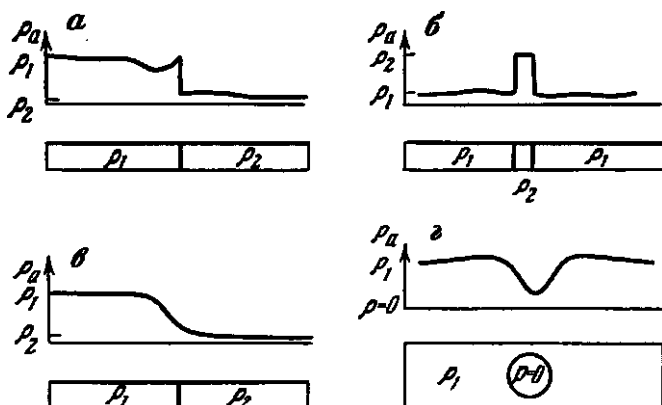


Рис. 41. Примеры электропрофилей, отвечающих разным геологическим структурам и полученных с использованием полного построения Шлюмберже.

a — вертикальный контакт с разносом электродов перпендикулярно к последнему; *б* — вертикальная дайка мощностью около половины общей длины расстановки; *в* — вертикальный контакт с разносом электродов параллельно контакту; *г* — погребенное сферическое тело, имеющее свойства идеального проводника. Этот тип аномалий может быть развит очень слабо, если погребенная сфера находится вблизи поверхности

фиксированных разностей электродов. Для измерения удельного сопротивления осадочного покрова, как бы он ни был тонок, следует предпочесть короткие межэлектродные интервалы. Более длинные расстояния между электродами избирают при измерении удельного электрического сопротивления коренных пород, в том числе в областях, где мощность осадочной толщи максимальна.

Мощность перекрывающего покрова (T_s) определяют по формуле: $T_s = \rho_1 S_1$, где ρ_1 — удельное сопротивление поверхностной толщи, измеренное при меньших расстояниях между электродами; S_1 — проводимость поверхностной толщи, равная a_2/ρ_2 (a_2 — более длинное расстояние между электродами; ρ_2 — удельное сопротивление коренных пород, измеренное при большем разности электродов).

По возможности применению этого метода исследований должна предшествовать калибровка с помощью электрозондирования.

5.12. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Электропроводимость большинства горных пород и отложений является по своей природе электролитической, так как, за исключением относительно небольшого числа металлосодержащих минералов, большинство минералов не являются проводниками. Таким образом проводимость обеспечивается преимущественно за счет внутрипоровой воды и в значительной мере зависит от пористости материала, содержания воды и количества растворенных в ней солей. Наиболее важное исключение из общего правила представляют сульфиды металлов и материалы, обогащенные глинистыми минералами, которые являются хорошими проводниками. Кристаллические породы с низкой степенью пористости проводят электричество за счет заполненных водой трещин и нарушений, поэтому уровень их электропроводности контролируется главным образом степенью трещиноватости породы, если только воды не соленые. Для пористых пород и наносов главным фактором, контролирующим величину их удельного электрического сопротивления, часто является степень насыщения их водой (табл. 10).

Таким образом, удельное электрическое сопротивление — это свойство, отличающееся высокой вариабильностью: оно меняется не только от формации к формации, но и в пределах каждой из них. Это утверждение приобретает особую справедливость, когда речь идет о близповерхностных неконсолидированных материалах, таких, например, как рыхлые осадочные образования. Табл. 11, в которой приводятся характерные значения удельного сопротивления пород, может быть использована с учетом этих общих положений.

Вариации значений удельного электрического сопротивления пород в зависимости от процентного содержания внутрипоровой воды.
По У. Телфорд и др. [196]

Порода	H ₂ O, %	ρ , Ом	Порода	H ₂ O, %	ρ , Ом
Алеврит	0,54	$1,5 \times 10^4$	Пиропиллит	0,76	6×10^6
»	0,44	$8,4 \times 10^6$	Пиропиллит	0,72	5×10^7
»	0,38	$5,6 \times 10^8$	»	0,7	2×10^8
Песчаник			»	0	10^{11}
крупнозернистый	0,39	$9,6 \times 10^5$	»	0	10^{11}
»	0,18	10^6	Гранит	0,31	$4,4 \times 10^3$
среднезернистый	1,0	$4,2 \times 10^3$	»	0,19	$1,8 \times 10^6$
»	1,67	$3,2 \times 10^6$	»	0,06	$1,3 \times 10^8$
»	0,1	$1,4 \times 10^6$	»	0	10^{10}
граувакковый	1,16	$4,7 \times 10^3$	»	0	10^{10}
»	0,45	$5,8 \times 10^4$	Диорит	0,02	$5,8 \times 10^6$
аркозовый	1,26	10^3	»	0	6×10^6
»	1,0	$1,4 \times 10^3$	Базальт	0,95	4×10^4
Органогенный известняк	11	$0,6 \times 10^3$	»	0,49	9×10^6
Доломит	2	$5,3 \times 10^3$	»	0,26	3×10^7
»	1,3	6×10^3	»	0	$1,3 \times 10^8$
»	0,96	8×10^3	»	0	$1,3 \times 10^8$
Перидотит	0,1	3×10^3	Оливин-пироксен	0,028	2×10^4
»	0,03	2×10^4	»	0,014	4×10^6
»	0,016	10^6	»	0	$5,6 \times 10^7$
»	0	$1,8 \times 10^7$			

Глава 6. Описание ландшафтоформирующих пород и отложений

Цель этой главы — дать общий обзор и необходимую информацию о способах описания главных ландшафтообразующих материалов: горных пород, неконсолидированных осадков и почв. Здесь не рассматриваются соответствующие минералогические характеристики, поэтому мы рекомендуем для восполнения этого пробела воспользоваться общепринятыми пособиями по минералогии.

Разд. 6.1 предназначен для определения типов пород в полевых условиях в соответствии со схемой, применяемой при почвенной съемке в Англии и Уэльсе. Для геоморфолога, вероятно, одним из наиболее важных аспектов геологии района является характеристика длительной сопротивляемости конкретным типам пород. В разд. 6.2 даны две схемы описания прочности и других

Удельное электрическое сопротивление горных пород и осадков.
По У. Телфорд и др. [196]

Тип породы	Диапазон значений удельного сопротивления, Ом
Гранит	$3 \times 10^2 - 10^6$
Гранит-порфир	$4,5 \times 10^3$ (мокрый) — $1,3 \times 10^6$ (сухой)
Полевой шпат-порфир	4×10^3 (мокрый)
Альбит	3×10^2 (мокрый) — $3,3 \times 10^3$ (сухой)
Сиенит	$10^2 - 10^6$
Диорит	$10^4 - 10^6$
Диорит-порфир	$1,9 \times 10^3$ (мокрый) — $2,8 \times 10^4$ (сухой)
Порфирит	$1,5 \times 10^4$ (мокрый) — $3,3 \times 10^3$ (сухой)
Карбонитизированный порфир	$2,5 \times 10^3$ (мокрый) — 6×10^4 (сухой)
Кварцевый порфир	$3 \times 10^2 - 9 \times 10^3$
Кварцевый диорит	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$ (мокрый) — $1,8 \times 10^3$ (сухой)
Порфиры (разные)	$60 - 10^4$
Дацит	2×10^4 (мокрый)
Андезит	$4,5 \times 10^4$ (мокрый) — $1,7 \times 10^3$ (сухой)
Диабаз-порфир	10^3 (мокрые) — $1,7 \times 10^5$ (сухие)
Диабазы разные	$20 - 5 \times 10^7$
Лава	$10^2 - 5 \times 10^4$
Габбро	$10^3 - 10^6$
Базальт	$10 - 1,3 \times 10^7$ (сухой)
Оливиновый порит	$10^3 - 6 \times 10^4$ (мокрый)
Перидотит	3×10^3 (мокрый) — $6,5 \times 10^3$ (сухой)
Роговики	8×10^3 (мокрые) — 6×10^7 (сухие)
Сланцы (известковистые и слю- дистые)	$20 - 10^4$
Туфы	2×10^3 (мокрые) — 10^6 (сухие)
Графитовый сланец	$10 - 10^2$
Кровельные сланцы (разные)	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$
Гнейсы (разные)	68×10^4 (мокрые) — 3×10^6 (сухие)
Мрамор	$10^2 - 2,5 \times 10^3$ (сухой)
Скари	$2,5 \times 10^2$ (мокрый) — $2,5 \times 10^6$ (сухой)
Кварциты (разные)	$10 - 2 \times 10^6$
Сцементированные сланцы	$20 - 2 \times 10^3$
Аргиллиты	$10 - 8 \times 10^2$
Конгломераты	$2 \times 10^2 - 10^4$
Песчаники	$1 - 6,4 \times 10^3$
Известняки	$50 - 10^7$
Доломит	$3,5 \times 10^2 - 5 \times 10^4$
Неконсолидированная влажная глина	20
Мергели	3—70
Глины	1—100
Аллювий и пески	10—800
Нефтеносные пески	4—800

Номенклатура магматических пород [110] Относительное содержание всех определяющих минералов для каждого типа пород обозначается вертикальной размерностью поля соответствующего минерала на диаграмме.

Характеристика породы	Кислые	Средние	Основные	Ультраосновные	
Размеры частиц, мм:					
крупные (>5)	Гранит	Сиенит	Диорит	Габбро	Перидотит
средние (1–5)	Микрогранит	Микросиенит	Микродиорит	Долерит	
тонкие (<1)	Риолит	Трахит	Андезит	Базальт	
Определяющие минералы					
Плотность, г/см	2,4–2,7	2,8	2,8	2,9	> 3,0
Акцессорные минералы	Слюды Роговая обманка	Биотит Авгит Роговая обманка Na-плагноклаз	Биотит Авгит Роговая обманка	Авгит Оливин	
Цвет	Палевый или белый	Пережудный		Темный	Очень темный или черный

свойств горных пород. Попыток объединить обе схемы не предпринималось, поскольку такого рода обобщение могло бы затруднить сравнение уже опубликованных результатов, представленных с помощью той или другой схемы.

Одним из обязательных требований классификации горных пород в массиве является воспроизводимость измерений прочностных характеристик породы. При этом только некоторые испытания на прочность пород могут быть осуществлены в полевых условиях с помощью портативного оборудования. Исключением из этого общего правила являются два метода, рассмотренные в разд. 6.3. Описание почв (скорее в педологическом, чем в инженерно-геологическом смысле) дано в разд. 6.4, причем принятая авторами схема строго следует той, что предлагает «Полевой справочник по почвенной съемке» [110]. В разд. 6.5 рассмотрены осадки и осадочные породы, как с точки зрения седиментологии, так и геоморфологии. Стремление максимально облегчить отбор явлений и признаков, заслуживающих внимания и регистрации в полевых условиях, обусловили ту определенность ключевых моментов и характеристик, которая прослеживается по всему тексту этой главы.

Номенклатура осадочных пород.
По Дж. Ходгсону [110]

Размер ча- стий	Твердость	Минералогия и состав	Тип породы	Подтип (присут- ствие аксессуар- ных минералов или включений)
Аморфно- микрокри- сталличе- ские породы	Очень твердая	Халцедоновый крем- незем часто с рако- вистым изломом Халцедон с редкими мелкими радиолярия- ми и спиккулами губок Зерна кварца с по- стоянным кремнист- ым цементом	Кремень (флинт) Кремень Кварцит	
Глинистые (< 2 мм)	Твердая — мягкая	Преимущественно ча- стицы глинистой раз- мерности, сцементи- рованные, без сланце- ватости Легкая расслоенность с переходом в слан- цеватость Преимущественно ча- стицы глинистой раз- мерности, консолиди- рованные, со сланце- ватостью	Аргиллит Расслоен- ный аргил- лит Глинистый сланец	Известкови- стый Слюдистый Гематитовый (красный) Углистый (черный) Ожелезненный
Алеврито- вой размер- ности (2— 60 мкм)	Твердая — мягкая	Преобладают части- цы алевритовой раз- мерности, консоли- дированные, без слан- цеватости То же, с сланцевато- стью	Алевролит Алеврито- вый сланец	
Песчаные (60 мкм — 2 мм)	Очень твердая Твердая — мягкая	Песчаник, с кремне- земом в качестве це- мента, переходящий в кварцит Преобладают части- цы песчаной размер- ности с кремнистым, известковым, же- лезистым или другим цементом Преобладают части- цы песчаной размер- ности, частично > 2 мм; с кремнезе- мом, известковым, железистым или дру- гим цементом	Кварцито- вый пес- чаник Песчаник Грубозер- нистый пес- чаник (grit)	Известковис- тый Слюдистый Железистый Полевошпато- вый Глауконитовый Доломитовый

Размер частиц	Твердость	Минералогия и состав	Тип породы	Подтип (присутствие аксессуарных минералов и включений)
Смешанные	Твердая	Смесь частиц песчаной, алевритовой и глинистой размерности разного минерального состава, включая кварц, полевые шпаты, глинистые минералы и обломки пород	Граувакка	
Грубые (>2 мм)	Твердая — мягкая	Угловатые обломки пород, сцементированные более тонким матриксом Окатанные обломки, сцементированные более тонким матриксом	Брекчия Конгломерат	Подтипы выделяются по составу обломков и цемента
Карбонатные (50% CaCO_3)	Твердая — мягкая	Преобладает карбонат кальция или недифференцируемые компоненты Преобладает карбонат кальция при обилии обломков раковин Преобладает карбонат кальция при обилии оолитов То же с обилием пизолитов	Известняк Ракушечный известняк Оолитовый известняк	Слюдистый Железистый Глауконитовый Доломитовый
	Твердая	Преобладает карбонат кальция в микрокристаллической (или илистой) форме	Пизолитовый известняк Кальцитовый аргиллит	Песчанистый Аргиллитовый
Углистая	Мягкая Мягкая — твердая	То же Черный карбонитизированный углистый материал	Мел Уголь	

6.1. ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Точно определить породу непосредственно в поле, не прибегая к изучению шлифов, удастся довольно редко. Тщательное обследование с помощью лупы позволяет установить принадлежность породы к одной из категорий, приводимых в табл. 12—15 для изверженных, осадочных, метаморфических и пирокластических пород. Во всех случаях определяется среднее содержание ак-

Номенклатура метаморфических пород.
По Дж. Ходгсону [110]

Нормальная структура	Главные минералы	Наименование породы
----------------------	------------------	---------------------

Нерассланцованная

Роговиковая (мозаика неориентированных тонкосортированных зерен) Зернистая (среднесортированные изометрические минеральные зерна)	Слюды, гранит, пироксены и т. д.	Роговик
	Гранат, эпидот, диопсид и т. д.	Скарн
	Кальцит или доломит Кварц	Мрамор Кварцит

Рассланцованная (в слоях встречаются чешуйчатые минералы)

Слабо рассланцованная	Роговая обманка, полевой шпат Кварц или пироксен, полевой шпат Гиперстен, кварц, полевой шпат Кварц, полевой шпат, хлорит Кварц, слюды, хлорит	Амфиболит Гранулит Чарнокит Аргиллит
Хорошо развиты плоскости кляважа Плоскости кляважа, переходящие в сланцеватость Сланцеватость (тонкая расслоенность)	Кварц, слюды, хлорит Кварц, слюды, хлорит Слюды, хлорит, кварц Кальцит, слюды, кварц Хлорит, актинолит, эпидот Тальк Глаукофан Роговая обманка, полевой шпат Гранат, слюды, хлорит Ставролит, слюды Силлиманит Графит, слюды, кварц Кварц, полевой шпат, слюды Кварц, полевой шпат	Аспидный, или кровельный сланец Филлит Слюдяной сланец Известковый сланец Хлористый сланец Тальковый сланец Глаукофановый сланец Роговообманковый сланец Гранатовый кристаллический сланец Ставролитовый кристаллический сланец Силлиманитовый сланец Графитовый сланец Гнейс Мигматит
Гнейсовая крупная рассланцеванность или полосчатость), с включениями гранита		

Нормальная структура	Главные минералы	Наименование породы
<i>Брекчированная</i>		
Милонитизированная (тонкозернистая и сланцеватая)	Кварц, полевой шпат	Милонит
Очковая (веретенообразные включения — «глаза» кварца и полевого шпата)	«Глаза» кварца и полевого шпата	Очковый гнейс

цессорных минералов, и к общему наименованию породы должна быть добавлена соответствующая приставка. Диаграммы, помогающие в такого рода определениях, приводятся в гл. 13. В случае пирокластических пород наименованию породы должно предшествовать указание на ее состав — например, риолитовый туф. Другая петрографическая номенклатура включена в схему описания пороодообразующих компонентов горных пород в табл. 16. Более детальная схема описания осадков и осадочных пород дается в разд. 6.5.

6.2. ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД В МАССИВЕ

В этом разделе даны две схемы описания горных пород. В первой из них, разработанной Рабочей группой по инженерной геологии Геологического общества [94], упор сделан на детальное описание нарушений, в то время как вторая, предложенная в 1980 г. М. Селби [173], предназначена специально для геоморфологов и базируется на расчетах значений прочности пород в массиве. Никаких попыток объединить обе эти схемы не предпринималось, и читателю приходится самому решать, исходя из его собственных задач, какая из них ему подходит больше. Дополнительная информация, там, где она необходима, может быть дана с использованием соответствующих частей схем, предназначенных для почв и осадков (см. разд. 6.4 и 6.5).

Обе схемы предусматривают полевые и (или) лабораторные испытания в целях определения таких параметров, как прочность ненарушенной породы, ее проницаемость и т. п. Большинство этих испытаний выходит за рамки этой книги, поскольку они требуют особых методик, диаграмм, формул и специального оборудования для их проведения. Испытания на точечную нагрузку или с помощью молотка Шмидта могут быть осуществлены при полевых определениях прочности ненарушенных пород

Номенклатура пирокластических и нераскристаллизованных изверженных пород. По Дж. Ходгсону [110]

Размер обломков	Наименование породы
<p>Очень крупные (>32 мм) Крупные (4—32 мм) Тонкие (<4 мм) Нераскристаллизованная порода</p>	<p>Агломерат Вулканическая брекчия Туф Стекло (стекловидная порода) Пемза (пенистопоподобная порода)</p>

(краткое описание методики и схемы ведения испытаний последним методом даны в разд. 6.3). Там же имеется ряд указаний по методу точечной нагрузки.

**Схема Рабочей группы по инженерной геологии
Геологического общества**

В основу этой схемы положены идентификация, описание и характеристика индикаторных свойств, или индекс-свойств, материала ненарушенной породы и массива пород в целом. Категория (класс) каждого из индекс-свойств нумеруется, и этот номер используется при кодировании данных в карточке регистрации. Отдельные примеры таких записей могут быть обнаружены в оригинальных статьях или же специально разработаны самим исследователем, в соответствии с конкретными целями исследования. Везде, где определяющие термины оказываются недостаточными, следует вводить дополнительные поясняющие признаки. Индикаторными свойствами ненарушенной породы являются ее тип, цвет, размер зерен, прочность, текстура и структура.

Тип породы следует определять, используя петрографические наименования табл. 16. Простая схема описания цвета породы приведена в табл. 17. Выбранный согласно колонке 3 этой таблицы цвет может быть дополнительно охарактеризован с помощью соответствующих значений колонок 1 и 2. **Размерность зерен** обычно используют при определении пород и почв (табл. 18). **Прочность материала ненарушенной породы** в идеальном случае должна определяться по результатам испытаний прочности на неограниченное сжатие, испытаний на точечную нагрузку или с помощью молотка Шмидта. При отсутствии таких данных оценка прочности породы может быть проведена по табл. 19. В разд. 6.3 даются рекомендации по ведению испытаний на прочность с помощью молотка Шмидта и на точечную нагрузку. Следует вводить квалификационную индексацию породы с указанием структуры и текстуры, обращая особое вни-

Характерная структура	Обломочные		Пирокластические	
	Слоистые Зерна породы, кварц, полевой шпат, минералы	По крайней мере 50% зерен карбонатные	Слоистые По крайней мере 50% зерен представлено толкозернистыми вулканическими породами	
Размер зерен, мм				
Очень грубозернистая 60	Руантовые (крупнообломочные)	Обломки породы Окатанные зерна — конгломерат (10)	Кальци-рудит (21)	Окатанные зерна — агломерат (31)
Крупнозернистая 2		Угловатые зерна — брекчия (11)		Угловатые зерна — вулканическая брекчия (32)
Среднезернистая	Песчаные	Песчаник: в основном обломки минералов	Известняк (недифференцированный)	Тул (33)
		Кварцевый песчаник: 95% кварца, поры не заполнены или сцементирован (12)		
		Аркозовый песчаник: 75% кварца, до 25% полевого шпата, поры не заполнены или сцементирован (13)	Калькарениит (22)	

По [94]

Химические/органические	Метаморфические		Изверженные				
	Рассланцеванные Кварц, полевой шпат, слюды, игристые темные минералы	Массивные	Массивные. Светлоокрашенные минералы: кварц, полевой шпат, слюда и минералы полевощпатовой группы		Темные минералы		
			Кислые породы	Средние породы	Основные породы	Ультраосновные породы	
	Мигматит (51)	Роговик (61)	Пегматит (81) Гранит (71)	Диорит (82)	Габбро (92)	Пироксенит (01) Перидотит (02) Серпентин (03)	
Соляные породы: галит (41) ангидрит (42) гипс (43)	Гнейс: чередование слоев зернистых и чешуйчатых минералов (52)	Мрамор (62)					
	Кристаллический сланец (53)	Гранулит (63) Кварцит (64)	Микрогранит (73)	Микродиорит (84)	Долерит (93)		

Характерная структура		Обломочные		Пирокластические
		Слоистые Зерна породы, кварц, полевой шпат, минералы	По крайней мере 50% зерен карбонатные	Слоистые По крайней мере 50% зерен представлено тонкозернистыми вулканическими породами
Размер зерен, мм				
Тонкозернистая	0,06	Глинистый песчаник: 75% кварца, 15% тонких частиц (14)		Тонкозернистый туф (34)
		Аргиллит (15) Сланец: сланцеватый аргиллит (16) Алевролит: 50%	Кальци-лютит (23)	
Очень тонкая	0,002	тонкозернистых частиц (17)	Кальци-лютит (24)	Очень тонкозернистый туф (35)
		Окаменелая глина: 50% очень тонких частиц (18) Известковый аргиллит (19)		
Стекловатая				

мание на преобладающую ориентацию составляющих зерен.

В качестве индекс-свойства в предлагаемой схеме используются природа и пространственное размещение нарушений, степень выветрелости и измененности. Нарушением считается плоскость в породе, поперек которой порода имеет низкую или нулевую прочность на растяжение, хотя это не обязательно плоскость раздела. Там, где это возможно, желательно проводить дифференциацию типов нарушений (табл. 20), особенно тех, которые являются единственными в своем роде, например, разломов, а также тех, что встречаются группами: трещин кливажа, плоскостей напластования и т. п. Чтобы локализовать каждое нарушение в пространстве, необходимо регистрировать

Химические/органические	Метаморфические		Изверженные			
	Расслаиваемые Кварц, полевой шпат, слюды, иглочатые темные минералы	Массивные	Массивные. Светлоокрашенные минералы: кварц, полевой шпат, слюда и минералы полевощпатовой группы		Темные минералы	
			Кислые породы	Средние породы	Основные породы	Ультраосновные породы
Кремень (44) Черный кремень — флинт (45) Уголь (46) Другие породы (47)	Филлит (54) Аспидный, или кровельный сланец (55) Милонит (56)	Амфиболит (65)	Риолит (73)	Андезит (84)	Базальт (94)	
			Обсидиан (74)	Смоляной камень — флюолит (85)	Тахилит (95)	

достаточное число сведений (предпочтительнее с фиксацией их на карте или плане), следует указывать величину наклона и направление. Расстояния между соседними нарушениями измеряются путем подсчета числа пересечений, которые приходится на отрезок известной длины, а результаты должны быть выражены в виде средних и предельных значений. В идеальном случае измерения ведутся по трем взаимно перпендикулярным осям, с последовательным распределением по категориям на основе классификации, приведенной в табл. 21. Следует также измерять и описывать в соответствии с данными табл. 22 зияния (апертуры), или видимое разделение вкрест нарушений. Должен быть идентифицирован и описан материал, заполняю-

Таблица 17

Описательные термины для характеристики пород по цвету. По [94]

Колонка I		Колонка II		Колонка III	
Термин	Код	Термин	Код	Термин	Код
Светлая	1	Розовая	1	Розовая	1
Темная	2	Красноватая	2	Красная	2
		Желтоватая	3	Желтая	3
		Коричневатая	4	Коричневая	4
		Оливковая	5	Оливковая	5
		Зеленоватая	6	Зеленая	6
		Голубоватая	7	Синяя	7
				Белая	8
		Сероватая	8	Серая	9
				Черная	0

Таблица 18

Термины, используемые для характеристики пород по размеру зерен.
По [94]

Термин	Размер частицы	Эквивалентный тип породы	Примечание	Класс
Очень крупнозернистая	>60	Валуны и крупная галька	Различимы невооруженным глазом	1
Крупнозернистая	2—60 мм	Гравий		2
Среднезернистая	60 мкм — 20 мм	Песок		3
Тонкозернистая	2 — 60 мкм	Алеврит	Неразличимы невооруженным глазом	4
Очень тонкая	<2 мкм	Глина		5

Таблица 19

Термины, используемые при описании прочности пород. По [94]

Термин	Данные испытания на сопротивление неограниченному сжатию, МПа	Полевые определения твердости породы	Категория
Очень крепкая	>100	Очень твердая порода: требуется более одного удара геологического молотка, чтобы отколоть образец	1
Крепкая	50—100	Твердая порода: удерживаемый в руке образец может быть разбит одним ударом молотка	2

Термин	Данные испытания на сопротивление неограниченному сжатию, МПа	Полевые определения твердости породы	Категория
Средней крепости	12,5—50	Мягкая порода, под ударом острым концом молотка образуются 5-миллиметровые выщерблины	3
Средней слабости	5,0—12,5	Не поддается разламыванию рукой на куски трехосной размерности	4
Слабая	1,25—5,0	Очень мягкая порода: материя крошится под ударами острого конца молотка	5
Очень слабая порода (грунт)	0,60—1,25	Хрупкая или прочная на разрыв, с трудом разламывается руками	6
Очень пластичная почва	0,30—0,60	Грунт, на котором можно оставить зазубрины, проведя по нему ногтем	7
Пластичная	0,15—0,30	Не поддается взрыхлению пальцами	8
Твердая почва	0,008—0,15	Грунт, который можно взрыхлить пальцами лишь с очень большим усилием	9
Мягкая почва	0,04—0,08	Легко взрыхляется пальцами	0

Таблица 20

Типы нарушений. По [94]

Категория	Тип	Категория	Тип
0	Зона разлома	5	Скалывание
1	Разлом	6	Трещина
2	Трещина отдельности	7	Трещина растяжения
3	Кливаж	8	Листоватость
4	Сланцеватость	9	Слоистость

Таблица 21

Расстояние между нарушениями (ширина промежутка). По [94]

Термин	Расстояние между нарушениями	Категория
Чрезвычайно широкое	>2 м	1
Очень широкое	600 мм — 2 м	2
Широкое	200—600 мм	3
Средней ширины	60—200 мм	4
Довольно узкое	20—60 мм	5
Узкое	6—20 мм	6
Очень узкое	<6 мм	7

Таблица 22

Описательные термины, используемые для характеристики нарушений по апертуре (ширине зияния). По [94]

Термин	Ширина зияния (апертура), мм	Категория
Широкое	200	1
Средней ширины	60—200	2
Довольно узкое	20—60	3
Узкое	6—20	4
Очень узкое	2—6	5
Крайне узкое	0—2	6
Непроницаемое	0	7

Таблица 23

Термины для характеристики природы заполнения нарушений. По [94]

Характер заполнения	Категория	Характер заполнения	Категория
Чистое	1	Разбухающая глина или глинистый матрикс	5
Только поверхностное окрашивание	2	Цементированное	6
Несвязное	3	Хлорит, тальк или гипс	7
Неактивная глина или глинистый матрикс	4	Другие компоненты (указать какие)	8

ший нарушения в определениях, приводимых или в табл. 16 (для горных пород), или с применением соответствующих терминов разд. 6.4 (для почв). Характер заполняющего материала может быть классифицирован в терминах табл. 23. Мощность заполнения определяется путем измерения ширины пространства между поверхностями вмещающей породы; в этом случае классификация осуществляется с помощью табл. 6.11. Требуется уметь найти выдержанность поверхностей нарушения, рекомендуется измерять и максимальное протяжение нарушения, отмечая, видно ли оно целиком и заканчивается ли это нарушение в ненарушенной породе или обрезается другим нарушением.

Следует указать тип поверхностей нарушения. Волистость относится к неровностям первого порядка, которые проявляются на поверхности в качестве ундуляций и вряд ли могут быть срезаны в процессе каких-то движений. Их можно определять используя мерную ленту или учитывая правило измерения средней амплитуды и длины волны.

Шероховатость поверхности описана в табл. 24, в которой приводимые величины имеют значимость лишь тогда, когда направление тренда неровностей хотя бы слабо противостоит

Таблица 24

Термины для описания шероховатости
поверхностей нарушений. По [94]

Степень шероховатости	Категория
Полированная	1
С зеркалом скольжения	2
Гладкая	3
Неровная	4
С выраженными выступами	5
Мелкоступенчатая	6
Очень грубая	7

Таблица 25

Термины, используемые для характеристики формы блоков. По [94]

Термин	Описание	Категория
Глыбовые (блочные)	Приблизительно с одинаковой размерностью	1
Плитчатые	Один размер значительно меньше двух других	2
Столбчатые	Один размер значительно больше двух других	3

скольжению. Для того, чтобы сохранить однородность оценок, рекомендуется фотографировать типичные примеры каждого класса в каждом пункте.

Всякую другую информацию о характере нарушений также следует включать в описание. Сюда входят особенности просачивания воды, прочность выветрелых пород по соседству с нарушениями, наличие разбухающих материалов и, что наиболее важно, любые признаки современных движений или неустойчивости.

Размещение нарушений в трехмерном пространстве может быть охарактеризовано с помощью табл. 25 с указанием формы блоков, образуемых при пересечении этих нарушений. Кроме того, следует указывать ориентацию длинных и коротких осей. Размер блока может быть определен с применением терминов табл. 26.

Степень выветривания горных пород в массиве может быть описана в терминах распределения выветрелых материалов в пределах массива и воздействия выветривания на нарушения. Описательные термины приводятся в табл. 27, однако возможны

Термины для характеристики размеров блоков. По [94]

Термин	Размер блока, м ³	Эквивалентное расстояние между нарушениями в разбитой на блоки породе (описательный термин)	Категория
Очень крупный	>8	Чрезвычайно широкое	1
Крупный	0,2—8	Очень широкое	2
Среднего размера	0,008—0,2	Широкое	3
Небольшой	0,0002—0,008	Средней ширины	4
Очень маленький	<0,0002	Меньше среднего	5

Таблица 27

Термины для описания степени выветрелости породы. По [94]

Термин	Описание	Степень	Категория
Свежая поверхность	Видимые признаки выветривания материала отсутствуют	IA	1
Слабо выветрелая	Изменение окраски поверхностей крупных нарушений	IB	1
Слегка выветрелая	Изменение окраски свидетельствует о выветривании материала породы и поверхностей нарушений; материал может быть полностью обесцвечен за счет выветривания и может оказаться относительно более слабым, чем тот же материал в свежем состоянии	II	2
Умеренно выветрелая	Менее половины материала породы разрушено и(или) дезинтегрировано до состояния почвы; свежая или обесцвеченная порода образует массив или присутствует в виде каменных ядер	III	3
Сильно выветрелая	Химически изменено и дезинтегрировано до состояния почвы более половины материала породы; свежая или изменившая цвет порода присутствует в виде блоков или отдельностей	IV	4
Полностью выветрелая	Весь материал разрушен и дезинтегрирован до состояния почвы; первоначальная структура в значительной степени все еще сохраняется	V	5
Почвоподобный	Весь материал породы превратился в почву; текстуры и композиция материала в значительной степени нарушены и изменены в объеме, однако перемещений субстрат не испытывал	VI	6

Описание, классификация и оценка прочности неварушенной породы.
По М. Селби [173]

Описание	Прочность на неограниченное сжатие, МПа	Прочность на точечную нагрузку, МПа	Приближенное значение R_c , полученное с помощью молотка Шмидта (тапа N)	Значение r
Очень слабая порода, крошится от резкого удара острого конца геологического молотка, может быть отрезана ножом — например: мел, каменная соль, лигнит	1—25	0,04—1,0	10—35	5
Слабая порода, острый конец молотка оставляет неглубокие надрезы и выщерблены — уголь, алевролит, кристаллический сланец	25—50	1—2	35—40	10
Порода средней крепости, нож не оставляет царапин на ее поверхности; от удара острием геологического молотка неглубокие выщерблены — аспидный (кровельный) и глинистый сланец, аргиллит, игнимбрит	50—100	2—4	40—50	14
Крепкая порода, ее образец можно отбить лишь сильным ударом тупым концом геологического молотка	100—200	4—8	50—60	18
Очень крепкая порода, требуется много раз ударять геологическим молотком, чтобы отбить ненарушенный образец	>200	>8	>60	20

и их модификации применительно к конкретным ситуациям. Следует также обращать внимание на то, как варьирует степень выветривания в пределах массива.

Номинальная характеристика пород в массиве

Схема М. Селби предназначена для полевой оценки прочности пород в массиве при наличии весьма ограниченного оснащения. Сюда входят измерительная лента, компас-клинометр и какое-либо устройство для испытания породы на прочность, хотя без последнего можно обойтись. Каждый параметр в этой классификации имеет номинальное значение (r), а прочность породы в

**Описание и оценка степени выветрелости пород.
По М. Селби [173]**

Степень выветривания	Класс	Номинальное значение r	Описание
VI	Почвоэлювий	<3	Почвенное образование, содержащее характерные горизонты без каких-либо признаков первоначальной структуры породы
V	Полностью выветрелая	3	Порода обесцвечена и изменена до состояния почвы, однако первоначальная структура в значительной мере сохраняется; возможно присутствие отдельных каменных ядер
IV	Сильно выветрелая	5	Порода полностью изменила цвет; нарушения могут быть открытыми, с обесцвеченными поверхностями, а порода вблизи нарушений может быть изменена до такой степени, что половину ее массы за счет разложения и дезинтеграции можно извлечь с помощью геологического молотка; каменные включения могут присутствовать, но, как правило, неконсолидированные
III	Средневыветрелая	7	Порода обесцвечена в большей части своей массы, но менее чем на $\frac{1}{2}$ общего объема; испытала разложение и дезинтеграцию, изменения прослеживаются по нарушениям, представляющим зоны слабосцементированных продуктов выветривания или почв; соответствующие включения породы
II	Слегка выветрелая	9	Порода может слегка изменять цвет, в частности в окрестностях нарушений, которые могут быть зияющими и иметь слегка обесцвеченные поверхности; нарушенная порода мало отличается от свежей породы
I	Невыветрелая свежая порода	10	Материнская порода, не демонстрирующая каких-либо изменений цвета, потерю прочности или других признаков выветривания

массиве определяется суммой этих оценок. В схеме использованы семь параметров, оценки всех категорий которых получают с помощью таблиц.

Изучаемое обнажение должно быть разделено на ряд одинаковых участков. Следует дать всестороннюю оценку каждого из них. Измерения расстояний между нарушениями и выдержанности последних должны проводиться по горизонтальной и вертикальной поверхностям, причем площадь измеряемого участка

Описание, номиналы и классификация нарушений по их ориентации.
По М. Селби [173]*

Термин	Номинал	Характер нарушений	
		Растяжение (резкое)	Сдвиг (плавный)
Очень неблагоприятное	5	Поверхности наклонены по склону: плоские поверхности 30—80°, единичные поверхности >70°	Поверхности наклонены по склону: плоские поверхности 20°, единичные поверхности 30°
Неблагоприятные	9	Поверхности наклонены по склону: плоские поверхности 10—30°, отдельные поверхности 10—70°	Поверхности наклонены по склону: плоские поверхности 10—20°, единичные поверхности 10—30°
Посредственные	14	Горизонтальные, максимум с наклоном 10° по склону; в крепких породах близвертикальные (80—90°) с плоскими поверхностями	Горизонтальные, максимум с наклоном 10° по склону
Благоприятные	18	От горизонтальных до наклонных (30°), наклон внутрь склона; трещины отдельности не всегда сомкнуты	
Очень благоприятные	20	Поверхности наклонены более чем на 30° внутрь склона, трещины отдельности развиты слабо, сомкнуты	

* Здесь и в табл. 31 рассматривается «качество» нарушений с точки зрения стабильности склона.

поверхности, как правило, должна быть около 10 м². При последовательной оценке номинальных значений каждого элемента рекомендуется вести, по крайней мере поначалу, детальное описание и делать полевые зарисовки для того, чтобы проверить представительность выборок.

Прочность ненарушенной породы в идеальном случае следует определять по данным измерения предела прочности на неограниченное одноосное сжатие. Другие, подходящие для этой цели, методы предусматривают испытания на точечную нагрузку или с помощью молотка Шмидта, или же применение простых оценок согласно табл. 28. Методика ведения испытаний с помощью молотка Шмидта и на точечную нагрузку рассматривается в разд. 6.3. **Степень выветрелости** породы может быть определена по данным табл. 29. Номинальные характеристики для почвоэлювия, значения которых не превышают 3, используются редко, поскольку такие субстраты обычно закрыты растительностью.

Геоморфологическая классификация и номинализация прочности пород в массиве.
По М. Селби [173]

Характеристики	1 Очень крепкая	2 Крепкая	3 Средняя	4 Слабая	5 Очень слабая
Прочность нена- рушенной поро- ды (R, молоток Шмидта типа N) Выветрелость	100—60 Очень крепкая $r=20$	60—50 Крепкая $r=18$	50—40 Средняя $r=14$	40—35 Слабая $r=10$	35—10 Очень слабая $r=5$
Расстояние между нарушениями	Невыветрелая $r=10$ >3 м Сплошная без на- рушений $r=30$	Слабо выветрелая $r=9$ 3—1 м Массивная $r=28$	Средне выветре- лая $r=7$ 1—0,3 м Разбита на блоки и пласты $r=21$	Высокая степень выветривания $r=5$ 300—50 мм Трещиноватая $r=15$	Полностью вы- ветрелая $r=3$ <50 мм Разрушенная раздробленная $r=8$
Ориентация тре- щин отдельности	Очень благопри- ятная: крутые на- клоны внутрь склона; система пересекающихся трещин $r=20$	Благоприятная: умеренные накло- ны внутрь склона $r=18$	Средняя: гори- зонтальная или субвертикальная (только твердые породы) $r=14$	Неблагоприятная: умеренные накло- ны по склону $r=9$	Очень неблаго- приятная: крутые наклоны по скло- ну $r=5$
Ширина трещин отдельности Выход грунтовых вод	$<0,1$ мм $r=7$ Нет	0,1 мм $r=6$ Следы	1—5 мм $r=5$ Слабый ($<25/1$ мин из 10 м^2) $r=4$	5—20 мм $r=4$ Средний (25— $125/1$ мин из 10 м^2) $r=3$	>20 мм $r=2$ Значительный ($>125/1$ мин из 10 м^2) $r=1$
Суммарная оцен- ка	$r=6$ 100—91	$r=5$ 90—71	$r=4$ 70—51	$r=3$ 50—26	$r=1$ 26

В табл. 30 приведены номинальные оценки различного пространственного положения нарушений, однако они могут рассматриваться лишь как некое рабочее приближение, и при их использовании следует руководствоваться данными локальных полевых наблюдений, в частности, данными о предшествующих склоновых нарушениях. В табл. 31 отражены номинальные оценки различных нарушений. Приповерхностное трещинообразование не следует включать в рассмотрение: во внимание нужно принимать лишь глубоко проникающие нарушения. Для определения ширины нарушений хорошо также использовать табл. 31. Измеряемая ширина — это ширина нарушения в обнажении на глубине, по крайней мере, 100 мм. При оценке этого параметра рекомендуется принимать во внимание ряд положений (например, из рассмотрения должны быть исключены «волосные трещины»). Классификация, приводимая в табл. 31, исходит из весьма осторожных оценок. Там же даны номинальные значения, определяющие выдержанность разрыва. При такого рода оценках учитывается эффект заполнения, поскольку процессы, связанные с набуханием заполняющего материала, могут приводить к ослаблению прочности вкрест нарушения. Необходимо также проводить оценку объема фильтрации воды в расчете на каждые 10 м² поверхности породы в течение наиболее влажных сезонов года. Если это неосуществимо, то следует использовать субъективные оценки (см. табл. 31).

6.3. МЕТОДЫ ПОЛЕВЫХ ИСПЫТАНИЙ ПОРОД НА ПРОЧНОСТЬ

Испытание на упругую отдачу с помощью молотка Шмидта

Для оценки прочности пород геоморфологи и специалисты по инженерной геологии используют оба типа (N и L) молотка. М. Дэи и А. Гауди [69] осуществляли такого рода испытания с помощью молотка типа N, а Д. Диэри и Р. Миллер [70] в тех же целях применяли инструмент типа L. При использовании того и другого инструмента должны соблюдаться следующие требования:

а) испытания следует проводить на расстоянии не менее 60 мм от трещин;

б) при каждом испытании молоток должен быть передвинут на новое место;

в) испытываемая поверхность должна быть свободной от отслоений и грязи, однако когда молоток Шмидта используется для определения прочности материала на стенках нарушений, никакой предварительной подготовки поверхности проводить не следует;

г) в каждом конкретном месте должно быть осуществлено не менее 10—15 ударов. М. Селби [173] отмечает, что наиболее надежные результаты получаются в том случае, если из рассмотрения исключаются верхние и нижние 20% показаний и измерения продолжают до тех пор, пока отклонение от среднего значения в оставшемся массиве данных не достигнет ± 3 деления;

д) следует вводить поправки за положение инструмента. График, приведенный на рис. 42 и основанный на данных Д. Днэри и Р. Миллера [70], может быть использован как для внесения поправки за угол удара, так и для преобразования величин ударных измерений в значения сопротивления одноосному сжатию в случае, когда используется молоток типа L. В табл. 32 даны поправочные коэффициенты к значениям упругой отдачи (R) для молотка типа N;

е) следует осуществлять регулярные калибровки инструмента, используя прилагаемый изготовителем эталон;

ж) показания будут варьировать в зависимости от степени влажности образца, следовательно, в идеальном случае все испытания должны проводиться в одних и тех же условиях влажности.

А. Нэвилл [145] подверг критике перевод значений упругой отдачи в значения прочности на неограниченное одноосное сжатие. При выполнении особо важных исследований можно рекомендовать построение собственных калибровочных кривых для полевых испытаний на упругую отдачу (R) с последующим испытанием образцов на прочность при неограниченном одноосном сжатии стандартными инженерными методами.

Д. Зингер и З. Яалон [184] установили следующую линейную регрессию, выражающую зависимость между R и прочностью на сжатие:

$$\log(\delta/9,81 \cdot 10^4) = 0,0387R + 0,826,$$

где R — индекс (число) упругой отдачи; δ — прочность на сжатие (в паскалях).

Когда преследуются чисто сравнительные цели, переводить R в значение прочности на сжатие нет никакой необходимости. Например, схема оценки прочности пород в массиве, предложенная М. Селби [173], предусматривает использование непосредственно значений R .

Испытание на точечную нагрузку

В полевых условиях испытание на точечную нагрузку может проводиться на образцах керна или кусках породы неправильной формы. Для этой цели желательно использовать только керн, причем нагрузку следует прилагать вкрест диаметра керна

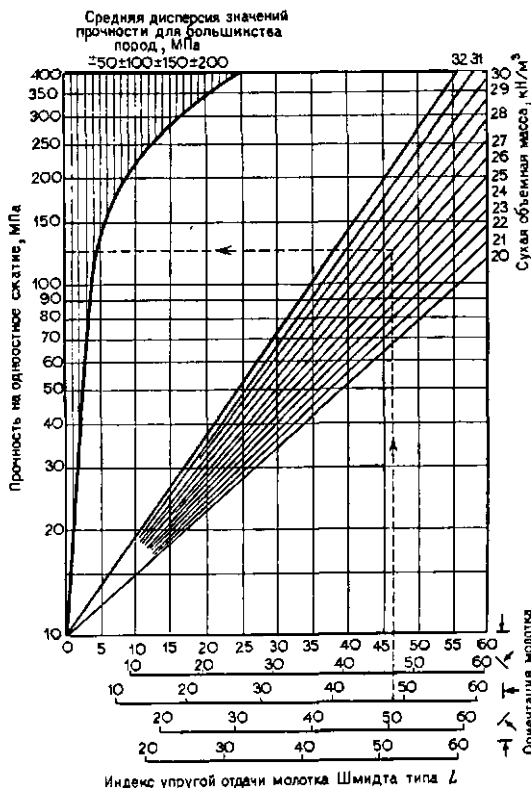


Рис. 42. Соотношение между ориентацией молотка, индексом упругой отдачи и значением прочности породы на одноосное сжатие для молотка типа L

Таблица 32

Поправки, вносимые в значения индекса упругой отдачи при негоризонтальных воздействиях (молоток типа N). По М. Дью и А. Гэуди [89]

	Измеренные индексы упругой отдачи						Ориентация молотка
	10	20	30	40	50	60	
Поправки		-5,4	-4,7	-3,9	-3,1	-2,3	
		-3,5	-3,1	-2,6	-2,1	-1,8	
	+2,4	+2,5	+2,3	+2,0	+1,6	+1,3	
	+3,2	+3,4	+3,1	+2,7	+2,2	+1,7	

при минимальной длине последнего равной 1,5 длины диаметра. При испытаниях на бесформенных глыбах и в случае приложения нагрузки по оси вдоль зерна могут проявиться существенные эффекты формы образца, что приводит к непредсказуемым и ненадежным результатам. Пользуясь этим методом, в целях оценки значения разброса, следует проводить большее число испытаний. Для образцов любой формы длина оси нагружения должна составлять не менее 42 мм.

Чтобы судить о надежности результатов испытаний на точечную нагрузку, следует осуществлять исследование трещиноватости образцов. Если трещина идет от одной точки приложения к другой, то результаты тестирования могут быть приняты к сведению. Если же трещина пересекает какую-то другую плоскость или точки нагружения вдавлены в поверхность породы, вызывая одновременно и вмятину и разрушение, то результаты испытания не следует учитывать.

Существует достаточно ясная корреляция между индексом точечной нагрузки и значением прочности на неограниченное сжатие.

6.4. ОПИСАНИЕ ПОЧВ

При описании почв необходимо сначала определить местонахождение, затем охарактеризовать почвенный профиль, и, наконец, описывается каждый отдельный почвенный горизонт.

Определение местонахождения дают в следующей последовательности: приводят наименование места, принятое обозначение его на картах, высоту, дают региональные и локальные характеристики рельефа. В понятие последней входит рельеф участка земли радиусом около 100 м, включая такие детали, как положение места относительно главных дренажных линий, угол наклона и экспозицию склонов, а также их форму. Должен быть охарактеризован и микрорельеф, т. е. такие элементы рельефа, каждый из которых, взятый по отдельности, не превышает по площади приблизительно 100 м² при разностях высот не более нескольких метров. Необходимо указывать характер погоды перед началом и в момент наблюдений, поскольку это сказывается на состоянии почвенной влаги. Должны быть отмечены любые признаки подтопления, так же как всякого рода свидетельства эрозии или накопления осадков с указанием интенсивности, возраста и агента, вызвавшего эти процессы (вода, ветер, смещение масс). Следует выявить области выходов скальных пород и дать, в соответствии с указаниями, приведенными в разд. 6.1, описание каждого обнажения. Нужно отметить наличие и частоту встречаемости крупных камней и валунов. Необходимо детально описать особенности землепользования и местного растительного покрова. Для огороженных обрабатывае-

мых земель определяют урожайность и стадию вегетационной зрелости растений, для полустественных земель (таких, как лесопарки, парки и неогороженные сельскохозяйственные угодья) указывается общий тип растительных сообществ и система землепользования. Фиксируется состояние поверхности почвы (наличие борозд, взрыхленность, вспаханность) и дата последней вспашки, если таковая известна. Следует отмечать характер поверхности почвы, ее агрегатное состояние (растресканная, нерастресканная, уплотненная) и присутствие обломков пород. Описание литологического состава камней, их размеров, формы и обилия можно давать используя термины, предложенные ниже.

Описание почвенного профиля должно включать масштабную зарисовку шурфов или канав, демонстрирующих расположение горизонтов. Необходимо ясно обозначать вертикальные и горизонтальные соотношения отдельных горизонтов, отмечая максимальную и минимальную глубины нижней границы, а также выдержанность горизонтов. Горизонты должны быть названы в соответствии с их полным описанием. Отобранные образцы необходимо пронумеровать (сверху вниз) и надо обозначить их положение на зарисовке разреза. Следует также указать, была ли это естественная выемка или речь идет об искусственном шурфе или канаве.

Каждый горизонт в пределах почвенного профиля должен быть подробно описан. Необходимо обеспечить максимально полные описания.

Механический состав почвы может быть полностью описан после того, как будут проведены лабораторные анализы и подобрано подходящее структурное наименование в существующей системе (используется почвенной службой Англии и Уэльса [110], Департаментом земледелия США [204]). Ниже дан простой набор тестов для определения в полевых условиях механического состава почвы, основанных на данных К. Шоу [177].

1. Песок — рыхлый из несвязанных зерен, могут быть выделены и различимы на ощупь отдельные зерна; в сухом состоянии рассыпается, при увлажнении может образовывать комки, легко разрушающиеся при прикосновении.

2. Песчанистый суглинок — содержит много песка, но вместе с тем также достаточное количество алевроита и глины, что обеспечивает некоторую связность грунта. На ощупь различимы и выделяются отдельные песчаные зерна. В сухом состоянии можно скатать шарик, который легко рассыпается; комочек, сформированный из мокрого материала, при осторожном обращении не распадается.

3. Суглинок — смесь зерен различной размерности — песка, алевроита и глины; на ощупь шероховат, однако достаточно однороден и слабо пластичен; при сжатии в сухом со-

стоянии образует комочек, который можно взять в руки. Из мокрого суглинка можно скатать шарик, не рассыпающийся в руках.

4. **Пылеватый суглинок** — почва со средним содержанием тонкой песчаной фракции, более чем 50% алеврита и лишь с небольшой примесью глинистых частиц. В сухом состоянии она комковатая, но комки легко разрушаются, образуя рыхлый тонкий порошок (муку). При увлажнении эта почва легко обретает связность и уплотняется; в сухом и во влажном состояниях образует комки, которые можно свободно брать в руки, не разрушая их. Проба на скатывание между пальцами приводит к тому, что шнур не скатывается даже в увлажненном состоянии.

5. **Глинистый (тяжелый) суглинок** — тонкоструктурная почва, распадающаяся на комки или глыбы, в сухом состоянии твердая. В увлажненном состоянии эта почва легко отщипывается пальцами, при скатывании между пальцами образует тонкую, легко разламывающуюся «колбаску», едва способную выдержать свой собственный вес. Если ее размять в руках, то она рассыпается не так легко, образуя тяжелую компактную массу.

6. **Глина** — тонкоструктурная почва, в сухом состоянии, как правило, образует плотные комки и комочки, а в увлажненном становится пластичной и прилипает к рукам. Во влажном состоянии глина при скатывании между пальцами образует длинный гибкий шнур. Некоторые ее тонкодисперсные разновидности с высоким содержанием коллоидных частиц характеризуются рыхлостью и отсутствием пластичности при любой степени увлажненности.

Каменистость почвы может быть описана с учетом размера, формы и окатанности отдельных камней в терминах разд. 6.5. Литологическую характеристику отдельных камней следует давать, используя данные разд. 6.1; табл. 33 предназначена для определения обилия каменного материала. Диаграммы, позволяющие давать визуальную оценку обилия камней, приведены в гл. 13.

Цвет почвы следует определять и фиксировать руководствуясь диаграммой Мунселла — диаграммой классификации цвета почв и пород или какой-то иной подходящей системой цветовой классификации, а при отсутствии таковых для описания цвета почвы можно пользоваться табл. 17. При этом во всех случаях необходимо указывать, о каком состоянии почвы идет речь: цвет увлажненной почвы, цвет поверхности почвенной отдельности — на сломе, воздушно-сухой почвы, цвет почвы на срезе и т. п.

Пестрые (кrapчатые) почвы следует описывать с учетом размера, четкости границ и контрастности отдельных включе-

Термины, используемые для определения содержания камней в почве.
По Дж. Ходгсону [110]

Термин	Содержание, %	Альтернативные термины, используемые там, где применение стандартных терминов по контексту затруднительно
Некаменистая	<1	Мало камней
Очень слабокаменистая	1—5	Среднее количество камней
Слабокаменистая	6—15	Много камней
Умеренно каменная	16—35	Обилие камней
Сильно каменная	36—70	Чрезвычайное обилие камней
Чрезвычайно каменная	>70	

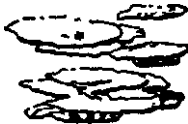




ний. Размеры последних измеряются по оси наибольшей протяженности, исключая случаи линейных форм, которые должны быть описаны подробно. Для определения степени контрастности используются следующие термины: слабая, отчетливая, заметная. Для описания четкости границ употребляются определения: **резкая** — граница тонкая, как лезвие ножа; **ясная** — цветовой переход на участке менее 2 мм; **диффузная** (расплывчатая) — изменение цвета на расстоянии более 2 мм.

Обилие включений описывают с помощью диаграмм оценки процентного содержания (см. гл. 13) и следующих терминов: **отсутствуют**; **немного** — занимают менее 2% поверхности; **обычное** — 2—20% поверхности; **много** — 20—40% поверхности; **очень много** — более 40% поверхности.

При оценке **распределения органического материала** в горизонте необходимо обращать внимание на такие подробности: существует ли его тесная связь с неорганическим материалом, равномерно или неравномерно он перемешан, покрывает ли минеральные зерна в виде пленки или встречается в форме пеллет. Надо отмечать случаи, когда органический материал выстилает или выполняет ходы, проделанные червями, поры или другие пустоты, а также наличие живых или отмерших корней растений.

Структуру почв следует описывать с учетом формы, размера и степени выраженности структурных отдельностей или агрегатов и их пространственного распределения. Необходимо также указывать, какова природа внутренних пор и трещин. Структурные агрегаты — педы (*peds*) являются естественными, относительно постоянными формами, которые сохраняются во время циклов увлажнения и высыхания. Фрагменты отдельности (*clods*) представляют собой менее постоянные образования, возникающие на поверхности или вблизи нее за счет морозного выветривания, а также при обработке почвы. В табл. 34 показаны различные типы структурных агрегатов и приведена система

Термины, используемые при описании размера и формы включений и обломков

Размер	Форма				
	Пластинчатые	Призматические	Угловатые, блоковые	Полуугловатые, блоковые	Зернистые
Тонкие	Менее 2 мм	Менее 20 мм	Менее 10 мм	Менее 10 мм	Менее 2 мм
Средние	2-5 мм	20-50 мм	10-20 мм	10-20 мм	2-5 мм
Крупные	5-10 мм	50-100 мм	20-50 мм	20-50 мм	5-10 мм
Очень крупные	Более 10 мм	Более 100 мм	Более 50 мм	Более 50 мм	Более 10 мм
					

их номенклатуры. Оценка степени развития структурных агрегатов в полевых условиях может проводиться в зависимости от того, легко ли почва разделяется на агрегаты и сколь велика продолжительность существования последних. Эти характеристики зависят от состояния почвенной воды и обычно фиксируются для данного, т. е. в момент наблюдения, состояния почвы. Отсюда важность регистрации состояния почвенной воды. Для описания степени развития структурных агрегатов почвы могут быть использованы следующие определения:

бесструктурная почва — никаких видимых почвенных отдельных (гранулированная почва разделяется на первичные частицы, связная — распадается на отдельные, легко разрушающиеся массы);

почва с плохо развитой структурой — плохо оформленные, неопределенные, слабо связанные структурные отдельные, едва различимые в натуре;

почва с умеренно развитой структурой — хорошо оформленные со средней продолжительностью существования почвенные агрегаты; при очевидности их существования в ненарушенной почве они не выделяются;

почва с хорошо развитой структурой — устойчивые структурные агрегаты, хорошо различимые в ненарушенной почве.

Когда это требуется, могут быть также выделены классы почв с сильным и слабым развитием структурных агрегатов.

Направление, распределение, обилие и степень развития трещин — все это тесно связано с характеристикой почвенных отдельных, и обычно они могут быть выведены из описания последних, хотя может возникнуть необходимость в дополнительных замечаниях.

Устойчивость почвы описывается с точки зрения ее сопротивления разрыву или деформации, максимальной слипаемости, цементации и пластичности. Поскольку все эти свойства зависят от состояния почвенной влаги, важно охарактеризовать последнее.

Твердость почвы определяется устойчивостью к разрушению кубика почвы, имеющего приблизительно 30 мм в поперечнике, и обычно оценивается как сопротивление в вертикальной плоскости. В табл. 35 и 36 приведены категории почв по градациям их твердости, а также условия и особенности образования нарушений.

Для того, чтобы определить максимальную слипаемость, нарушенный образец почвы разминают в руках, затем добавляют воду и месят до тех пор, пока материал не станет максимально вязким, затем оценивают его слипаемость, пользуясь следующими терминами:

нелипкая — после снятия давления, материал не липнет к пальцам;

Классификация почв по их прочности.
По Дж. Ходгсону [110]

Класс	Сила, необходимая для образования нарушений, Н	Используемый метод	Условия разрушения 30-миллиметрового кубика почвы или почвенной отдельности
Рыхлая, сыпучая	0		Почвенный кубик получить невозможно; этот класс почв в определениях прочности почвенных отдельностей не используется ни в мокром, ни в увлажненном состоянии
Очень слабая	<8	Кубик сжимают между большим и указательным пальцами, сила прикладывается к горизонтальным граням, учитывая ориентацию кубика в разрезе	Кубик или отдельность могут быть получены, но они разрушаются при легком усилии
Умеренно слабая	8—20		Распадается при слабом усилии
Умеренно твердая	20—40		Распадается при небольшом усилии; необходимо приложение силы, значительно меньшей, чем максимально возможная для большинства людей
Очень твердая	40—80		Разрушается при медленном приложении силы в 80 Н, т. е. при максимальном усилии, которое могут развить большинство людей сжимая вытянутые указательный и большой пальцы
Умеренно крепкая	80—160	Медленно давить ногой, положив на твердую плоскую поверхность; сдавливать двумя руками	Легко разрушается под ногой, может быть разрушен руками обыкновенным человеком
Очень крепкая	160—800	Постепенное сдавливание ногой кубика, положенного на твердую плоскую поверхность	Разрушается при постепенном сдавливании; прилагаемое усилие соответствует массе среднего человека (около 80 кг)
Жесткая	>800		Выдерживает медленное давление, не разрушаясь под ногой человека

Характеристики разрушения образца увлажненной или мокрой почвы.

По Дж. Ходгсону [110]

Тест	Результат	Класс почвы
Образец почвы (кубик 30 мм в поперечнике) сжимают, постепенно увеличивая давление, между вытянутыми большим и указательным пальцами	Какое-то время кубик сохраняет свою форму и размер, а затем внезапно разрушается на отдельные фрагменты и агрегаты. Кубик сжимается, но при этом развиваются трещины, и кубик разрушается до того, как будет сжат на $\frac{1}{2}$ своей первоначальной толщины. Кубик может быть сжат до $\frac{1}{2}$ своей первоначальной толщины без образования каких-либо трещин или разрывов.	Хрупкая Полудеформируемая
Пригоршню почвы сжимают в руке	Какое-либо течение материала между пальцами отсутствует. Имеет тенденцию течь между пальцами, но и после приложения максимального усилия большая часть материала остается в ладони. Легко течет между пальцами, но после максимального сжатия в ладони остается немного материала. Течет между пальцами подобно слабвязкой жидкости и в ладони остается очень немного (или совсем не остается) материала.	Деформируемая Деформируемая Слаботекучая Умеренно текучая Текучая

слаболипкая — почвенный материал липнет к пальцам, но не остается на них, когда пальцы разнимают;

умеренно липкая — материал липнет к пальцам и остается прилипшим после того, как пальцы раззяты,

очень липкая — сильно липнет к пальцам и по мере того, как пальцы раздвигают, растягивается между ними, причем часть материала остается на пальцах.

Степень цементации можно определить таким образом: находящийся в воздушно-сухом состоянии кубик почвы с поперечным сечением 30 мм помещают на 1 ч в воду, а затем проводят испытания с помощью табл. 37.

Для оценки максимальной пластичности образец почвы разминают в руке, добавляя то количество воды, которое требуется, чтобы почва стала максимально пластичной. Затем формируют «колбаску» (шнур) длиной приблизительно 40 мм и испытывают, как это предложено в табл. 38.

Тесты и термины, используемые при характеристике цементации почв.
По Дж. Ходгсону [110]

Термин	Результат тестирования
Нецементированная	При погружении на 1 ч в воду распадается
Очень слабо цементированная	Растирается между пальцами (сила менее 80 Н)
Слабо цементированная	Не поддается растиранию между пальцами, но может быть развалена усилием ноги на твердой поверхности человеком (сила 80—800 Н)
Сильно цементированная	Выдерживает вес среднего человека, но ломается и крошится под ударом с энергией 3 Дж. Она может быть развита при падении какого-либо предмета (молотка или т. п.) известной массы с высоты 0,3 м
Очень сильно цементированная	Не разрушается под ударом с энергией 3 Дж

Таблица 38

Определение максимальной пластичности почв.
По Дж. Ходгсону [110]

Термин	Тест
Непластичная	«Колбаску» (шнур) длиной 40 мм и толщиной 6 мм скатать между пальцами невозможно
Слабопластичная	Шнур длиной 40 мм и толщиной 6 мм может быть скатан и выдерживает свою массу, однако шнур такой же длины, но толщиной 4 мм своей массы не выдерживает и разламывается
Умеренно пластичная	Шнур длиной 40 мм при толщине 4 мм может быть скатан и выдерживает свою массу, но при толщине 2 мм не выдерживает и разламывается
Сильно пластичная	Шнур длиной 40 мм и толщиной 2 мм может быть скатан и выдерживает свою массу

Следует регистрировать элементы корней и другие остатки растений. При описании размера корней можно употреблять такие термины: **очень тонкий** (диаметр < 1 мм); **тонкий** (1—2 мм); **средней толщины** (2—5 мм); **крупный** (> 5 мм).

В табл. 39 приведены термины, рекомендуемые для описания обилия корней. При этом необходимо указывать, о каких корнях (одревесневших, волокнистых, мясистых) идет речь, и отмечать элементы живых растений (луковицы, корневидца и т. п.), характеризуя в общих чертах их средний размер, распределение и обилие. Различимые остатки отмерших растений

**Термины, используемые для описания количества
содержащихся в почве корней растений.**

По Дж. Ходгсону [110]

Класс частоты	Количество корней на 100 см ²	
	Очень тонкие и тонкие	Средние и крупные
Мало	1—10	1—2
Среднее количество	10—25	2—5
Много	25—200	>5
Обилие	>200	—

Таблица 40

**Термины, используемые при полевых определениях
содержания карбоната кальция в почвах*.**

По Дж. Ходгсону [110]

Почва	CaCO ₃ , %	Звуковые эффекты	Визуальные проявления
Не карбонатная	<0,5	Нет	Нет
Очень слабокарбонатная	0,5—1,0	Едва слышны	Нет
Слабокарбонатная	1,0—2,0	Умеренно слышны	Едва видимое слабое вскипание
Умеренно карбонатная	2,0—5,0	Отчетливо слышны	Вскипание хорошо заметное
Карбонатная	5,0—10,0	Легко слышны	Умеренное вскипание, пузырьки достигают 3 мм
Сильнокарбонатная	>10	Легко слышны	Сильное общее вскипание; легко различимые крупные пузыри

* Имеются в виду наблюдения за реакцией образцов почвы с 10% соляной кислотой. — Прим. п.р.

следует описывать в общих чертах, а в торфяных горизонтах оценивают количество гумифицированного материала, классифицируя торф как волокнистый, полуволокнистый или аморфный.

Содержание карбоната кальция в почвах может быть определено с помощью табл. 40, на основе наблюдения за их реакцией с 10%-ным раствором соляной кислоты.

Следует включать в описание любые признаки специфического почвообразования. Необходимо отмечать присутствие каких-либо кристаллов, выцветов солей, конкреций или стяжений. Сюда должны входить детали, касающиеся их обилия, формы

и состава, а также данные о наличии, местоположении, выдержанности и составе всякого рода корок — лэнов.

Четкость и форма границы со следующим горизонтом описывают, используя следующие термины:

резкая — изменения происходят на участке менее 5 мм;

четкая — изменения происходят на расстоянии 5—25 мм;

ясно выраженная — изменения на расстоянии 25—60 мм;

постепенная — изменения на расстоянии 60—130 мм;

расплывчатая (диффузная) — изменения происходят на расстоянии более 130 мм;

сглаженная — граничная поверхность плоская с небольшими неровностями;

волнистая — граничная поверхность имеет широкие, при их небольшой глубине, относительно правильные «карманы»;

неровная — граничная поверхность имеет «карманы», глубина которых превышает их ширину;

разорванная — прерывистая граница.

Реакцию почвы (степени кислотности или щелочности почвы в значениях pH) лучше всего вести в лабораторных условиях, однако в поле она может быть осуществлена с помощью портативного измерителя с точностью до 0,1 единицы.

Номенклатура почвенных горизонтов

Хотя наименование почвенных горизонтов в какой-то мере зависит от их наблюдаемых характеристик, полное и точное наименование может быть осуществлено лишь после того, как станут известны результаты лабораторных исследований. Номенклатура, приводимая здесь, дается специально в сокращенном виде (аббревиатурой), не содержит количественных показателей и пригодна лишь для предварительных полевых определений.

Слои лесного опада

L — свежий слой, включающий остатки растительного материала, накопившегося в течение предшествующего годового цикла

Органические горизонты

F — частично разложившийся лесной опад, оставшийся от предшествующих лет, в котором отдельные первоначальные структуры различимы невооруженным глазом.

H — хорошо разложившийся лесной опад, в котором первоначальные растительные структуры неразличимы; часто смешан с минеральным материалом.

O — торфяные горизонты, накопившиеся в условиях увлажнения:

Of — волокнистый торф;
Om — полуволокнистый торф;
Oh — аморфный торф;
Op — перемешанный за счет распахки.

Минеральные горизонты

A — минеральный горизонт, сформировавшийся вблизи поверхности и характеризующийся наличием гумифицированного органического материала, не нарушенный распахкой или нарушенный:

Ah — нераспаханный горизонт *A*;

Ar — перемешанный за счет обработки.

E — подповерхностный минеральный горизонт, более светлый по цвету и содержащий меньше органического материала, чем непосредственно его подстилающий; от перекрывающего горизонта отличается более светлой окраской и меньшим содержанием органического материала:

Ea — без ожелезненных пятен или включений;

Eb — преобладает палевый цвет за счет равномерного распределения свободного оксида железа (III).

B — минеральный горизонт, лежащий между *A* и *E*, бесструктурной материнской породы; характеризуется иллювиальным накоплением силикатных глин, железа, алюминия или гумуса (или того и другого) или же превращением первичного материала на месте, растворением и вымыванием карбонатов.*

Bf — четко определяемый горизонт, обогащенный железом и органическим веществом; цвет — от черного до красновато-бурого, хрупкий, мощность менее 5 мм;

Bh — горизонт *B*, содержащий иллювиальный гумус;

Bs — горизонт *B*, обогащенный сесквиоксидами (полугидроксидами и гидроксидами алюминия и железа);

Bt — горизонт *B* с иллювиальными силикатными глинами, встречающимися в виде пленок на поверхности агрегатов или конкреций внутри последних;

Bw — горизонт с признаками изменения за счет внутрипочвенного выветривания, выщелачивания или структурной реорганизации.

C — неконсолидированный или слабо консолидированный минеральный горизонт, в котором сохранена структура исходной породы или же отсутствуют свойства вышележащих горизонтов *A*, *E* и *B*:

Cu — обычно бесструктурный или нестратифицированный минеральный горизонт, без каких-либо признаков сильного оглеения;

* Горизонт вымывания, или иллювиальный. — *Прим. пер.*

Cr — слабо консолидированный, мало измененный субстрат, достаточно связанный, чтобы препятствовать проникновению корней растений;

Ск — горизонт, содержащий новообразованный CaCO_3 в виде конкреций, пленок и включений;

Cy — горизонт, содержащий новообразование гипса.

R — твердая или очень твердая коренная порода (вне трещин)

Часто используются дополнительные обозначения:

G — сильно оглеенный горизонт;

g — умеренно глееватый (умеренно редуцированный) горизонт;

m — непрерывно сцементированный горизонт;

x — горизонт с хрупкими сцементированными прослоями (фрагипэн)*.

6.5. ОПИСАНИЕ ОСАДКОВ И ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Здесь, как и в случае почв, предусматривается три уровня описания. На первом уровне определяют местоположение по схеме, рекомендованной для почв в начале разд. 6.4.

Описание разреза или обнажения обязательно надо начинать с его локализации, особенно в тех случаях, когда рассматриваемый разрез один из многих близко расположенных разрезов или же когда он является частью профиля. Соотношение разреза с **локальными формами рельефа** приобретает особую значимость, когда речь идет о разрезах в рыхлых наносах. Следует отмечать **ориентацию исследуемых поверхностей** и их соотношения с соседними участками. Специально должно быть обращено внимание на всякого рода возможные **корреляции между разрезами**. Надо уметь оценивать **степень и ее качество обнаженности**, особенно в случаях слабой обнаженности. При необходимости развернутых сопоставительных работ должны быть тщательно идентифицированы временные и быстро уничтожаемые разрезы. Все эти сведения желательно отразить на **детальной полевой зарисовке** (где будут также показаны границы всех выделенных элементов и все участки с плохой обнаженностью или где таковая отсутствует). Должен быть выбран **метод систематической нумерации образцов** (например, нумерация сверху по разрезу, с соответствующими дополнительными буквенными обозначениями при отборе двух или более образцов). При этом все места отбора образцов отмечают на полевой зарисовке.

Каждая выделенная литологическая единица (или литологическая разность) требует полного описания в терминах, приводимых в следующих параграфах. При этом самым тщатель-

* Твердость этого слоя и относительно низкий коэффициент фильтрации воды вызван в основном сильным уплотнением, а не высоким содержанием глины или цементацией. — *Прим. пер.*

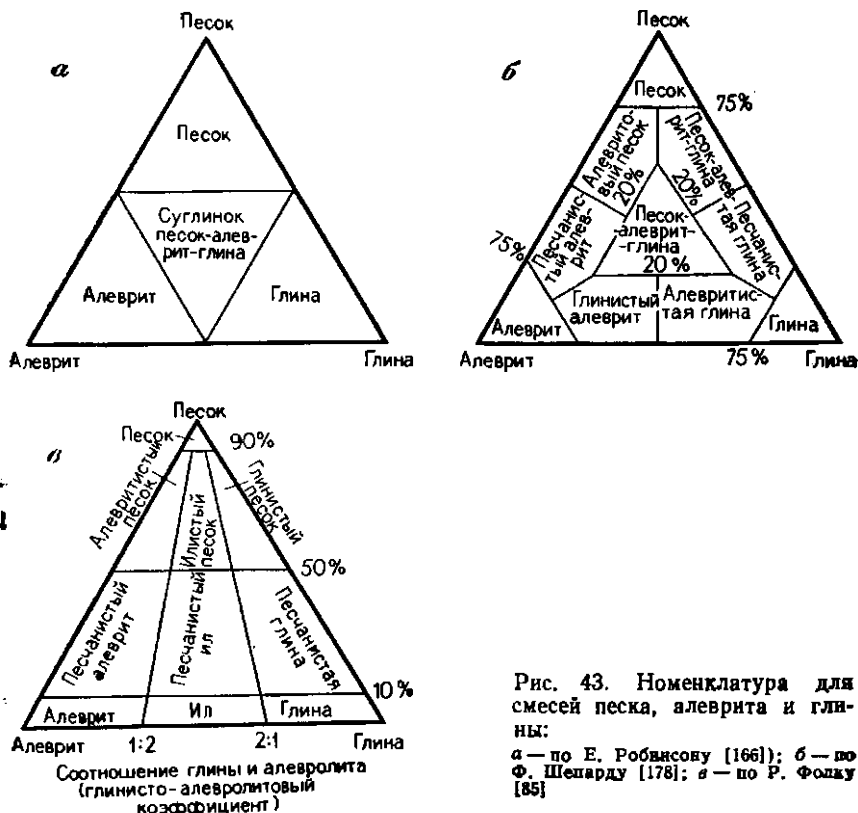


Рис. 43. Номенклатура для смесей песка, алеврита и глины:

а — по Е. Роббасову [166]; б — по Ф. Шепарду [178]; в — по Р. Фолку [85]

ным образом должны фиксироваться все необычные признаки, наблюдаемые в данном разрезе. Описание поверхностных осадков и выветрелых пород можно осуществлять с использованием терминов, рекомендованных для описания почв.

Размерность отдельных частиц, обломков или хорошо сортированных осадков следует характеризовать с помощью соответствующих терминов одной из шкал размерности, приведенных в табл. 41. В случае плохо сортированных осадков и осадочных пород можно воспользоваться рис. 43. Когда отложения содержат значительный процент матернала гравийной размерности, могут быть рекомендованы термины, которые даны на рис. 44. Процентное содержание каждой компоненты осадка может быть вычислено в поле с помощью рис. 110. Степень сортированности в полевых условиях определяется на основании рис. 45.

Механические свойства, там где это нужно, следует описывать с точки зрения прочности отложений, их липкости, цемен- тации и пластичности. В качественных терминях прочность может быть оценена с использованием тестов и определений, при-

Шкалы размерности частиц*

мм	φ	По К. Уэнтворту [212]	Бюро по исследованию почв США	ASTM**	По [35]			
2048	—11	Валуны	Гравий	Крупная галька				
1024	—10							
512	—9							
256	—8							
128	—7	Крупная галька		Гравий	Гравий			
64	—6	Галька						
32	—5							
16	—4							
8	—3	Гранулы						
4	—2							
2	—1							
1	0	от						
0,5	1	Песок г	Песок г	Песок	Песок			
0,25	2	с	с	с	с			
		т	т	т	т			
0,125	3		—0,1—					
0,0625	4	от	от 0,05—	—0,076—	—0,06—			
0,0313	5	Алеврит						
0,0156	6	Алеврит	Алеврит	Алеврит	Алеврит			
0,0078	7							
0,0039	8							
0,0020	9							
0,00098	10	Глина	Глина	Глина	Глина			
0,00049	11							
0,00024	12							

* от — очень грубый, к — крупный, с — средний, т — тонкий, от — очень тонкий.

** Американское общество по испытанию материалов. — Прим. пер.

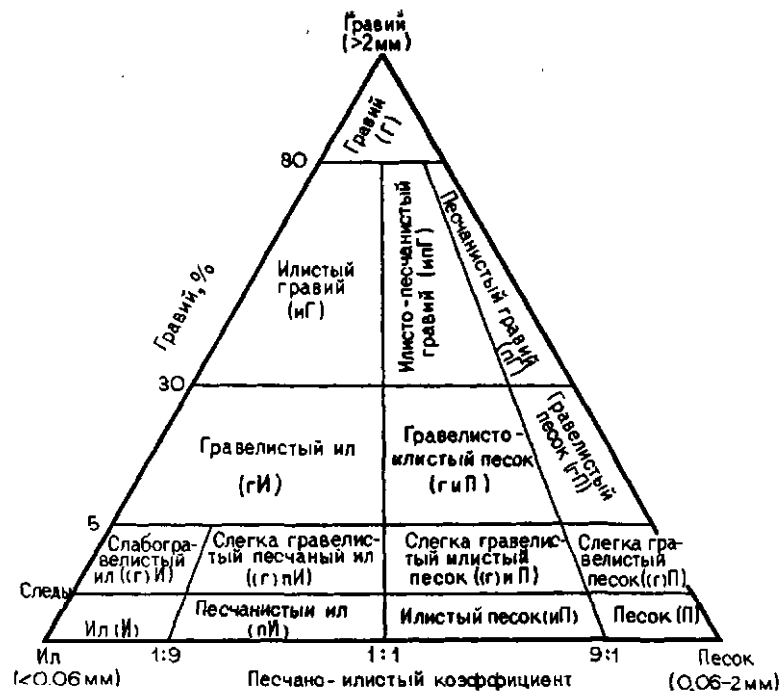


Рис. 44. Номенклатура для смесей гравия, песка и ила. По Р. Фолку [85]

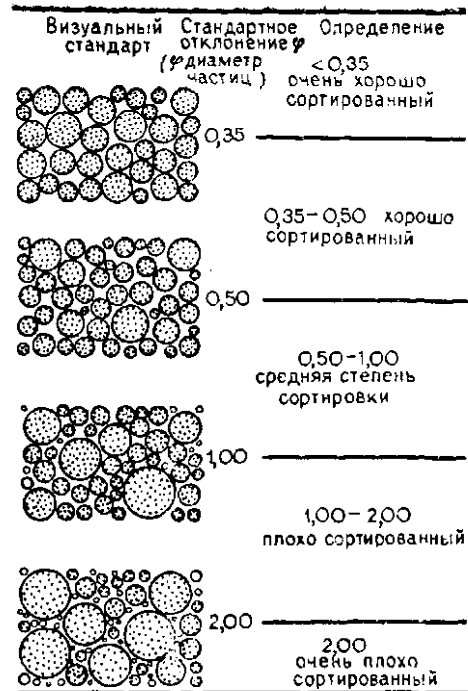


Рис. 45. Диаграмма для определения в полевых условиях степени сортированности осадка. По Р. Фолку [86]

Оценки и термины, используемые при описании осадков. По [94]

Осадок	Прочность	
	Термин	Определение
Крупнозернистый	Затвердевший	Отламывается только при ударе острым концом геологического молотка, даже в смоченном состоянии; звенит при ударе молотком
	Сильно цементированный	Не растирается между пальцами и не разламывается руками
	Слабо цементированный	Поддается растиранию между пальцами и разламывается руками; при ударе острым геологического молотка рассыпается на куски.
	Плотный	Может быть извлечен только с помощью острого орудия; 50-миллиметровый колышек с трудом удастся вдавить в него более чем на 50—100 мм
Тонкозернистый	Рыхлый	Может быть извлечен лопаткой; 50-миллиметровый деревянный колышек входит в осадок легко
	Твердый	Хрупкий или очень прочный
	Жесткий	Не поддается формовке в пальцах
	Крепкий	Формируется только при сильном сдавливании между пальцами
Торф	Мягкий	Легко прилипает к пальцам
	Очень мягкий	Течет между пальцами, если его сжать в руке
	Сыпучий (рыхлый)	Непластичный, крошится под пальцами
	Плотный	Плотноволокнистый, волокна плотно спрессованы друг с другом
	Губчатый	Легко сжимается, пустоты не заполнены
	Пластичный	Формуется руками, размазывается между пальцами

веденных в табл. 42. Для верхних значений шкалы прочности более приемлемы тесты, приводимые в табл. 19 или 28. В табл. 35 даны альтернативные тесты для определения прочности почв.

Липкость, цементация и пластичность могут быть описаны по схеме, указанной на с. 103 и в табл. 37 и 38 соответственно. Следует, кроме того, отмечать, какова природа цемента и его распределение в соотношении с другими литологическими и структурными особенностями. Когда речь идет о специальных геотехнических исследованиях, необходимо отбирать образцы для лабораторных испытаний.

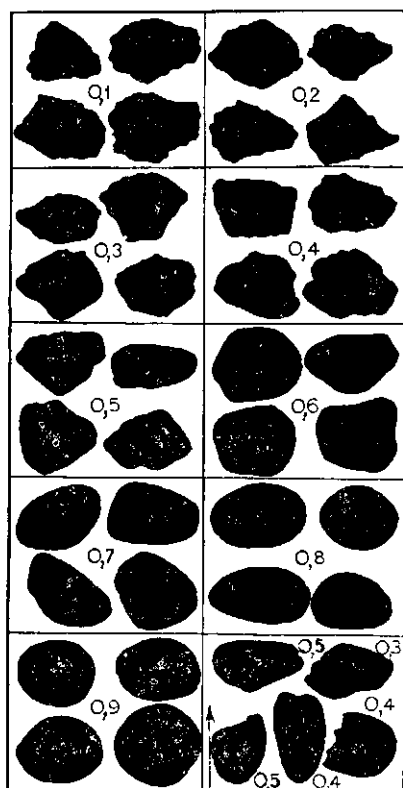
Цвет осадков определяют, используя цветовые таблицы, например таблицу классификации цветов пород Мунселла или схему цветовой классификации пород Американского геологического союза. При отсутствии цветowych таблиц можно воспользоваться определениями, которые даны в табл. 17. В тех случаях, когда окрашивание неоднородно, необходимо тщатель-

но отмечать распределение цветовых оттенков, используя терминологию, рекомендованную на с. 99 для описания пятнистости почв. Рекомендуется определять цвет как свежей, так и выветрелой породы.

Следует регистрировать тип составляющих осадок частиц, а там, где присутствует более одного типа зерен, необходимо определять относительное содержание главных типов, отмечая также аксессуарные породы, о фоссилиях и в меньшей пы и их содержание. Когда степени о тяжелых минералах, то их необходимо идентифицировать со всей максимальной точностью, которую позволяют время и их размеры. Когда дело касается фоссилий, то полезно отмечать также их положение: отвечает ли оно их естественному положению при жизни или ориентации течениями, встречаются ли эти ископаемые поодиночке или группами. Для подсчета содержания каждой компоненты можно использовать рис. 110. Табл. 12—15 играют вспомогательную роль при описании обломков и гальки.

Рис. 46. Рисованная схема для визуальной оценки степени окатанности гальки. По У. Крамбейну [131]

Рис. 47. Рисованная схема для визуальной оценки окатанности песчаных зерен. По М. Пауэрсу [158]



Расколотые гальки



При описании **формы** составляющих осадок частиц указываются степень их окатанности, форма и характер поверхности. В полевых условиях окатанность частиц может быть оценена визуально путем сравнения со стандартной схемой. Две такие диаграммы-схемы показаны на рис. 46 и 47. Та, что предложена У. Крамбейном [131], предназначена для описания гальки диаметром 16—32 мм. В том упрощенном виде, в каком она приведена на рис. 46, а также в случае, когда речь идет о частицах значительно большего или меньшего размера, чем показанные на рисунке, схема может демонстрировать неудовлетворительную сравнимость.

Схема определения степени окатанности, предложенная М. Пауэрсом [158] и представленная на рис. 47, предназначена только для исследования частиц песчаной размерности. Формулы расчета индексов окатанности, основанные, главным образом, на измерении кривизны граней, даны в конце этой главы.

Форма, т. е. соотношение между длинами осей, лучше всего оценивается путем непосредственных измерений и расчетов индексов формы, аналогичных тем, что приведены в конце главы. На рис. 48 и 49 даны две альтернативных классификации форм частиц.

Наличие и тип изборозженности (шероховатости) поверхностей отдельных зерен также должны быть отмечены. Более мелкие зерна обследуют с помощью лупы, отмечая наличие штриховки, матирования, полировки, борозд движения, знаков течения и т. п. При этом необходимо указывать, являются ли отмеченные особенности общими для всех типов зерен или присущи только каким-то конкретным типам. Следует отмечать так же любые признаки коррозии (изъеденности) зерен или их окатанности.

Необходимо фиксировать наличие всякого рода **включений** и **конкреций**, описывая их форму и состав и отмечая их концентрацию и локализацию.

Степень выветрелости, а также степень измененности характеризуют, используя термины, приведенные в табл. 27 или 28. Описание степени выветривания неконсолидированных осадков может быть сделано по схеме, предложенной для почв, с использованием терминов разд. 6.4.

Внешнюю геометрию каждого элемента разреза следует рассматривать, имея в виду мощность напластования, природу расслоенности и характер межслойных границ. **Мощность напластования** может быть проанализирована с помощью терминов, показанных на рис. 50. Термины, приведенные на рис. 51, могут оказаться полезными для описания **расслоенности**, не требующего каких-либо генетических определений. Альтернативно в отдельных случаях используют такие термины, как пластинчатая, линзовидная, линейная, клиновидная, неправильная.

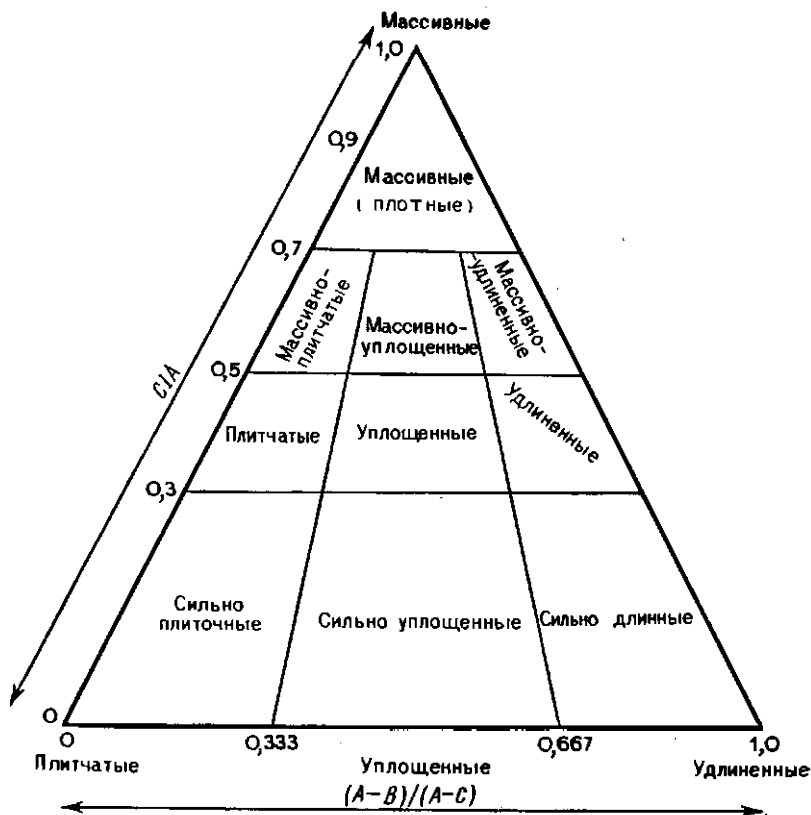


Рис. 48. Классификация частиц по их форме. По Е. Сниду и Р. Фолку [187]

A — длина длинной оси; B — длина средней оси; C — длина короткой оси



Рис. 49. Классификация частиц по форме. По Т. Зингу [221], с дополнением по Р. Бреверу [27]

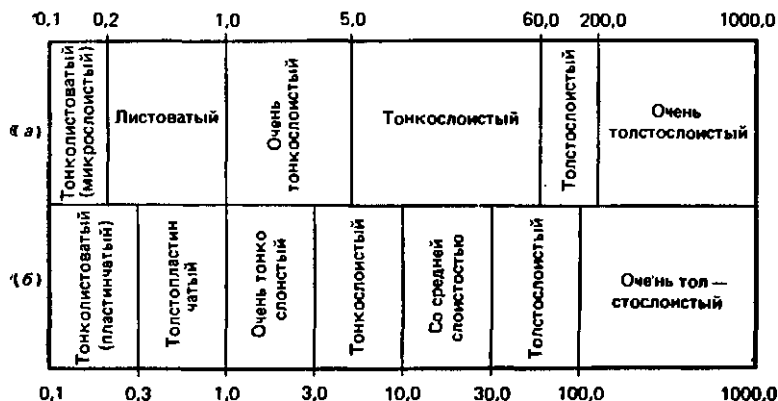


Рис. 50. Альтернативные способы наименования пласта по мощности слоев:
 а — по Е. Мак-Ки и Г. Уэйру [140]; б — по Р. Ингрэму [118]

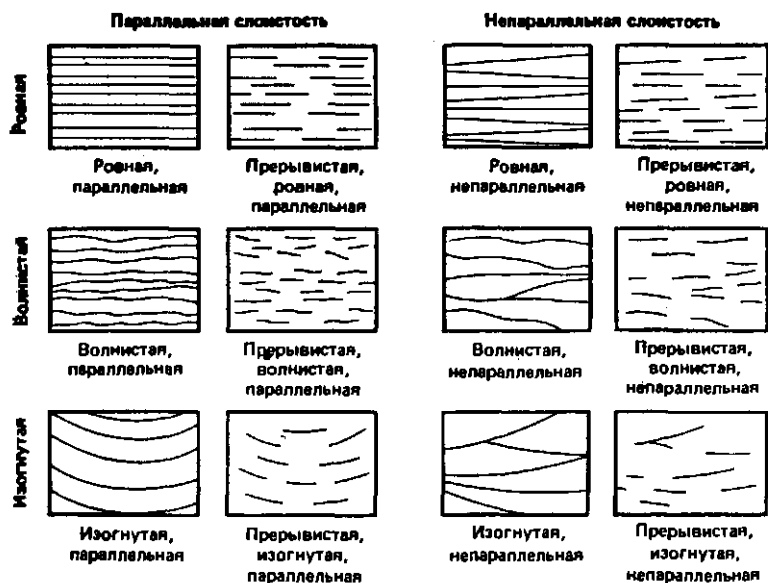


Рис. 51. Термины, используемые для описания характера расслоенности осадочных пород. По К. Кейпбеллу [43]

Природа границ может быть определена в терминах, предложенных на с. 99 для характеристики отчетливости и формы границы. Когда речь идет об осадках, то в противоположность почвам полезно выделять два типа градационных границ:

смешанная градационная граница — постепенный переход осуществляется в результате смещения двух определенных конечных членов, и изменения происходят при относительном изобилии материала каждого из них;

непрерывно градационная граница — переход развивается как прогрессивное непрерывное изменение — от одного типа материала к другому без смещения их краевых частей.





В качестве дополнительных терминов в описании формы границ могут быть включены следующие: в виде ряби, эродированная, с языковидным выклиниванием, несогласная и согласная; эти определения используют там, где они более уместны.

Необходимо отмечать наличие любых «карманов» или линз материала, отличного по характеру от окружающих пород, которые могут быть включены в пачки. Там, где это уместно, следует фиксировать форму, размеры и указывать природу каждой такой особенности.

Для регистрации типов осадочных текстур, встречающихся в той или иной пачке, могут быть использованы термины, включенные в нижеследующий контрольный перечень:

Неорганические текстуры

Состав	Зерна	Обломки	Раковины
Тип слоистости	Косая	Слоистость с рябью	
	Градационная	Диагональная	Линзы
	Ритмическая	Сланцеватость	Полосы
Знаки на поверхностях напластования	Линейность течения	Знаки ряби	Трещины усыхания
	Отпечатки выемки	Следы выпавания	
	Знаки размыва	Волноприбойные знаки и знаки струйчатости (знаки промывны)	
Деформационные текстуры	Отпечатки нагрузки	Конволютная слоистость	Кластические дайки
	Промойны	Текстура срыва	Складкообразование
	Разломообразование	Явления мерзлого грунта	
	Текстуры течения	Текстуры за счет выделения воды	
Текстуры органического происхождения	Вертикальныеходы — следы жизнедеятельности беспозвоночных	Ископаемые следы движения беспозвоночных на поверхности напластования	

Отличительный признак	Тип А	Тип В	Тип С	Тип S
Микросложность	Сохраняется только на подветренной стороне	Непрерывная от наветренной до подветренной стороны	Непрерывная от наветренной до подветренной стороны	Непрерывная от наветренной до подветренной стороны
Осадок	Песок и алеврит с очень тонкими фракциями у подошвы поверхности скатывания	Песок и алеврит, очень тонкие фракции сосредоточены у подошвы поверхности скатывания и в понижениях	Песок и алеврит ограничены наветренной стороной; в понижениях латерально переходят в очень тонкий материал	Никакой селективной концентрации песка, алеврита или более тонких частиц в каких-либо частях ряби
Морфология ряби	Асимметрия, амплитуда варьирует	Асимметрия, амплитуда варьирует	Асимметричная, амплитуда уменьшается к верхам надсерии	Симметричная, синусоидальный профиль
Сортировка серии по размерности	Несортированная	Несортированная	Сортированная, от тонкого песка и алеврита у подошвы до алеврита и тонкой фракции сверху	Несортированная
Отношение взвешенных наносов к твердому стоку волочения	Низкое, постоянное	Среднее, постоянное	Среднее, постоянное	Высокое, постоянное
Стабильность силы течения	Стационарное	Стационарное	Ослабляющее	Ослабляющее
				

Измерение и детальное описание осадочных текстур необходимо в том случае, когда нужно интерпретировать обстановку осадконакопления. Так, косослоистые пачки и со знаками ряби следует описывать, используя одну из предлагаемых ниже схем.

Существует три общеупотребительных схемы классификации косослоистых пачек. Схемы А. Джоплинга и Р. Уолкера [125] и Е. Мак-Ки и Г. Уэйра [140], представленные в табл. 43 и на рис. 52 соответственно, легко применимы в полевых условиях, однако в них представлены не все типы косой слоистости, и они не позволяют проводить точные генетические интерпретации. Уточнение схемы Е. Мак-Ки и Г. Уэйра может быть осуществлено за счет использования следующих качественных определений:

Форма пачки	Линзообразная	— пачка ограничена конвергирующими поверхностями, из которых по крайней мере одна искривлена
	Пластинчатая	— пачка ограничена плоскими, в общем параллельными поверхностями
	Клиновидная	— пачка ограничена плоскими конвергирующими плоскостями
Залегание	С погружением или без него	
Симметрия	Симметричная	-- косые слои (пласты) на противоположных сторонах осевой плоскости соотносимы по размеру и форме
	Асимметричная	
Кривизна косых слоев	Выпуклые, вогнутые или прямые	
Наклон	С крутым наклоном	— угол наклона 20° и более
	С пологим наклоном	— угол наклона менее 20°
Величина	Мелкомасштабная	— косые слои длиной менее 0,3 м
	Среднемасштабная	— косые слои длиной 0,3—6,0 м
	Крупномасштабная	— косые слои длиной более 6 м

Классификация, предложенная Дж. Алленом [2], более полная, но труднее осуществима в полевых условиях. Чтобы облегчить ее применение в полевых исследованиях, на рис. 53 приведены диаграммы, иллюстрирующие основные описательные термины. Пользуясь этими диаграммами, можно провести полевое описание главных особенностей каждой текстуры. Условные обозначения (табл. 44) могут быть использованы для идентификации типов косой слоистости, а затем путем соотнесения с генетической классификацией табл. 45 может быть осуществлена предварительная их интерпретация. Главные типы классификации Дж. Аллена изображены на рис. 54.

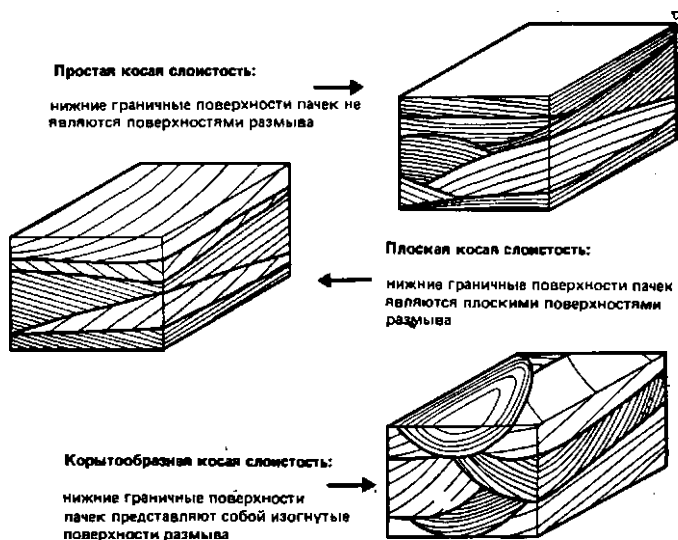


Рис. 52. Типы косой слоистости и термины, используемые для ее описания.
По Е. Мак-Ки и Г. Уэйру [140]

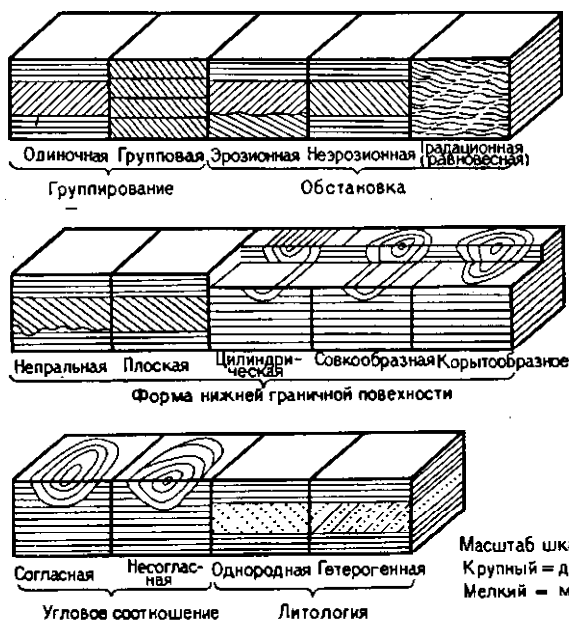


Рис. 53. Описательные термины, используемые для характеристики косой слоистости в классификации Аллена

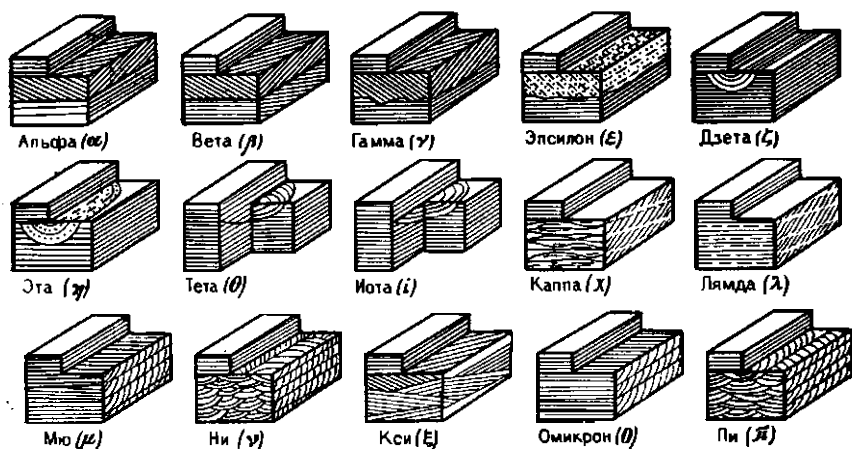


Рис. 54. Иллюстрация типов косой слоистости. По Дж. Аллену [2]

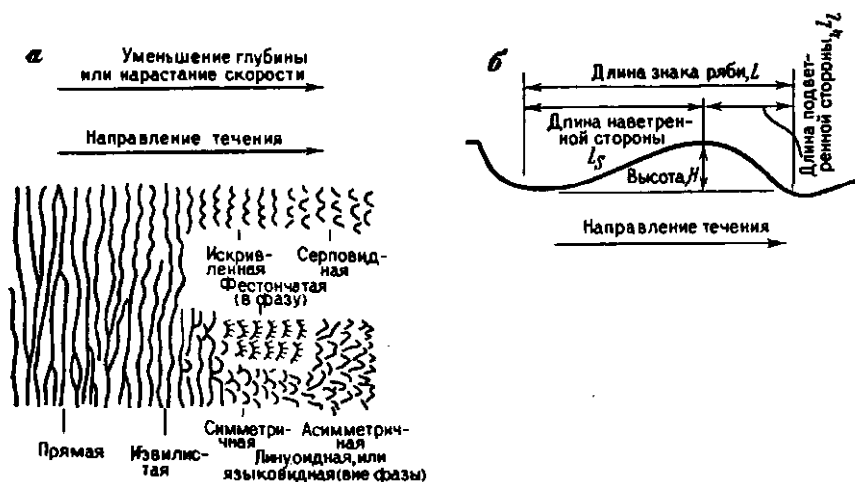


Рис. 55. Понятия, используемые при описании знаков ряби в плане (а) и в разрезе (б). По Дж. Аллену [4]

Условные обозначения, используемые при идентификации типов косой слоистости в классификации Аллена [2]*

Одиночная или группированная	а) одиночная — до 2 градаций (крупномасштабная);
Обстановка	б) группированная — до 7 градаций
Нижняя граничная поверхность	а) неэрозионная — альфа (α); б) эрозионная — до 3 градаций
Литология	а) плоская — до 4 градаций; б) неправильная — гамма (γ); в) цилиндрическая — дзета (ζ); г) ковшеобразная — эта (η); д) корытообразная — до 5 градаций
Угловые соотношения	а) однородная — бета (β); б) гетерогенная — эпсилон (ϵ)
Крупно- или мелкомасштабная	а) согласные — иота (ι); б) несогласные — тета (θ)
Обстановка	а) крупная — до 7 градаций; б) мелкая — до 8 градаций;
Обстановка	а) эрозионная до 9 градаций; б) неэрозионная — кси (ξ)
Нижняя граничная поверхность	а) эрозионная — до 10 градаций; б) градационная — до 11 градаций
Нижняя граничная поверхность	а) плоская — омикрон (\omicron); б) совкообразная — пи (π)
Нижняя граничная поверхность	а) плоская — мю (μ); б) совкообразная — ню (ν)
Нижняя граничная поверхность	а) неправильная — каппа (κ); б) плоская — лямбда (λ)

* Изображение этих типов дано на рис. 54.

Описание знаков ряби следует проводить пользуясь терминологией, приведенной на рис. 55, с определением рисунка и высоты знаков ряби. Полезная информация о происхождении знаков ряби может быть получена на основании подсчета индексов ряби. Предложенные ниже необходимые измерения позволяют вычислить индексы, которые, согласно У. Таннеру [194], являются наиболее совершенным отличительным признаком ряби различного происхождения. На рис. 56 показаны различные комбинации индексов ряби, которые могут быть использованы в целях установления ее происхождения.

Измерения

Максимальная длина ряби в одной пачке	L_{\max}
Минимальная длина ряби в одной пачке	L_{\min}
Расстояние по гребню между двумя бифуркациями	l_b
Длина гребня от одного до другого конца	C
Множественные измерения длины ряби	L_1, L_2 и т. д.
Расстояние, параллельное гребню, по которому может быть видна кривизна	l_d
Отклонение линии гребня от прямой на расстоянии l_d	d
Горизонтальное заложение наветренной стороны	L_s

Группа I	Группа II	Группа III
Описание		
Одиночные пачки, в основном крупномасштабные, ограничены плоскими или неправильными поверхностями	Одиночные пачки, в основном крупномасштабные, выполняют понижения цилиндрической, совкообразной или корытообразной формы	Сгруппированные, мелко- или крупномасштабные
Типы		
Альфа Бета Гамма Эпсилон Кси	Дзета Эта Тета Иота	а) мелкомасштабная: каппа, лямбда, мю ню; б) крупномасштабная: омикрон, пи
Происхождение		
За счет миграции одиночных кос или отелей с изогнутыми или линейными внешними поверхностями скатывания; в большинстве случаев это отложения намывного берега	За счет врезания и заполнения изолированных русел, ям или промоин	За счет миграции пачек разной формы, мелко- и крупномасштабной асимметричной ряби; размеры и форма ряби зависят от размеров и формы пачек, образующих надсерию

Горизонтальное заложение подветренной стороны L_{\max}
 Высота знака ряби H

Индексы

$$\text{Индекс ряби (RI)} = \frac{\text{длина ряби}}{\text{высота ряби}} = \frac{L}{H}$$

Индекс симметрии знаков ряби (RSI) =

$$= \frac{\text{длина горизонтальной проекции наветренной стороны}}{\text{длина горизонтальной проекции подветренной стороны}} = \frac{L_S}{L_L}$$

Индекс параллелизма знаков ряби № 1 (PI₁) =

$$= \frac{\text{длина изогнутой части гребня} \times \text{минимальная длина знака ряби}}{\text{среднее значение длины ряби} \times \text{максимальная длина знака ряби}} =$$

$$= \frac{l_d \cdot L_{\min}}{L \cdot L_{\max}}$$

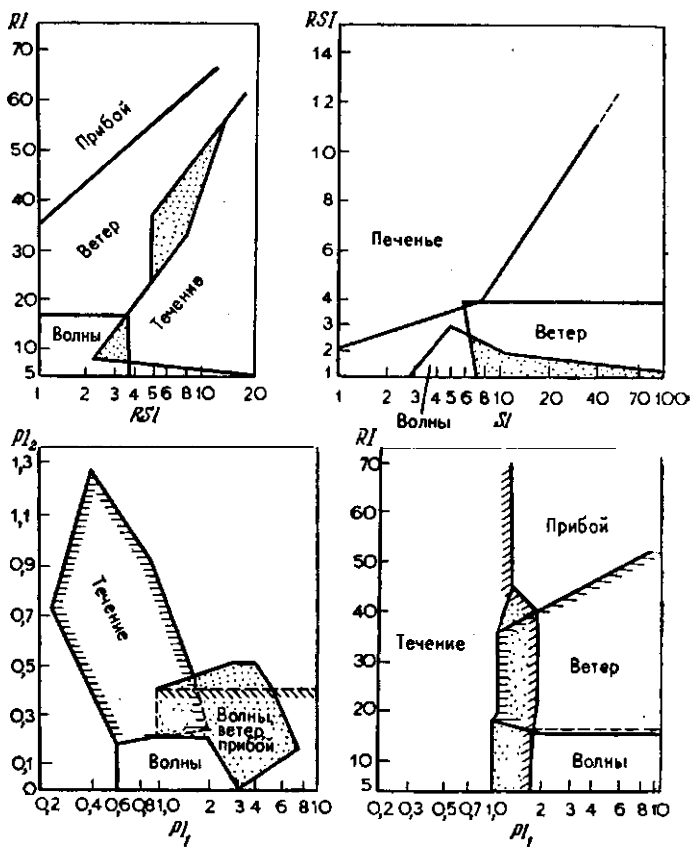


Рис. 56. Соотношения между различными комбинациями индексов ряби и условиями осадконакопления. По У. Таннеру [194]

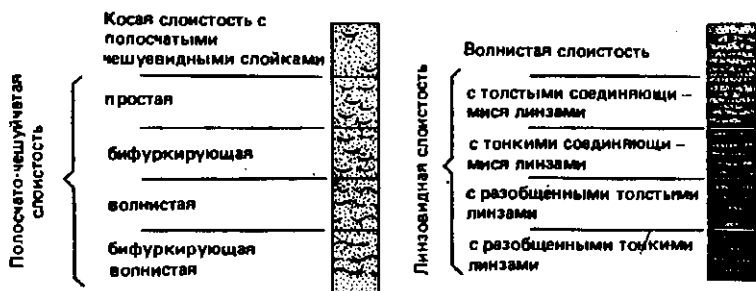


Рис. 57. Термины, используемые при описании полосчатой и линзовидной текстур. По Г. Рейнеку и Ф. Вундерлиху [160]

Индекс параллелизма № 2 (PI_2) =

$$= \frac{\text{максимальная длина ряби} - \text{минимальная длина ряби}}{\text{средняя длина знака ряби}} =$$

$$= \frac{L_{\max} - L_{\min}}{L}.$$

Индекс прямизны (SI) = $\frac{\text{длина изогнутой части гребня}}{\text{отклонение изгиба от прямой линии}} = \frac{l_d}{d}.$

Индекс выдержанности (CI) = $\frac{\text{длина гребня}}{\text{средняя длина знака ряби}} = \frac{C}{L}.$

Бифуркационный индекс (BI) =

$$= \frac{\text{расстояние между двумя бифуркациями по гребню}}{\text{средняя длина знака ряби}} = \frac{l_b}{L}.$$

Полосчатая или линзообразная текстуры могут быть описаны в терминах, приведенных на рис. 57.

Индексы формы частиц

Формулы для расчета различных параметров, определяющих форму частиц, приводятся ниже, причем схемы вычисления каждого параметра рассматриваются по отдельности.

Сферичность. Индексы двумерной сферичности даны Г. Уэйделом [209], $\varphi_w = d_c/D_c$, и Н. Райли [162], $\varphi_r = (D_1/D_c)^{1/2}$, где d_c — номинальный диаметр сечения, т. е. диаметр круга, равного проекции частицы на плоскость; D_c — диаметр наименьшей окружности, в которую вписывается частица; D_1 — диаметр вписанного круга.

Расчеты Г. Уэйдела и Н. Райли базируются на измерениях площади максимального сечения. Согласно У. Крамбейну [131], существуют два индекса трехмерной сферичности:

$$\psi_1 = (BC/A^2)^{1/3}; \quad \psi_k = \left\{ \left(\frac{B}{A} \right)^2 \frac{C}{B} \right\}^{1/3}$$

(последний представляет собой альтернативную форму, которая может быть получена непосредственно из соотношения осей, используемого в классификации формы Т. Зинга [221]), а третий индекс, по Е. Сниду и Р. Фолку [187],

$$\psi_p = (C^2/AB)^{1/2},$$

где A — длина длинной оси; B — длина средней оси; C — длина короткой оси.

Уплощенность. Отношение окатанности, по К. Уэнтурту [211],

$$F_{w1} = (A+B)/2C.$$

Отношение уплощенности, согласно тому же автору [211],

$$F_{w2} = (A+B+C)/3,$$

а по А. Кайо [42],

$$F_c = \frac{A+B}{2C} \cdot 100,$$

где A — длина длинной оси; B — длина средней оси; C — длина короткой оси.

Удлиненность (вытянутость). Индекс двумерного удлинения определен Е. Лэпплсом и Дж. Роумингером [67] следующим образом:

$$E_p = W_p/L_p,$$

а индекс трехмерного удлинения, согласно Ф. Шайдерхону [171],

$$E_s = B/A,$$

где W_p — ширина проекции частицы; L_p — длина проекции частицы; A — длина длинной оси; B — длина средней оси.

Окатанность. Индексы окатанности включают: отношение окатанности, по К. Уэнтурту [213],

$$P_r = r_s/D;$$

индекс окатанности Кайо [42]

$$P_1 = 2r_s/A;$$

степень окатанности, по Г. Уэйделлу [208],

$$P_b = \sum \frac{r}{R} / N;$$

и индекс окатанности Оума [152]

$$X = 3\bar{r}/(A+B+C),$$

где r_s — радиус наименьшего угла; r — радиус каждого угла; \bar{r} — средний радиус всех углов; R — радиус наибольшего вписанного круга; D — средний радиус частицы, равный $(A+B)/4$ (где A — длина длинной оси, B — длина средней оси); а N — число углов частицы.

Следует отметить, что расчеты по методу Уэйделла и Оума требуют измерения всех углов.

Прочие индексы формы. Сюда входят индексы предложенные Н. Флемингом [84] (приблизительный или истинный номинальный диаметр, $D_s = (ABC)^{1/3}$), Р. Фолком [87] (объем, $V = (\pi/6)ABC$; максимальная площадь проекции, $MPA = (\pi/4)AB$), а также А. Ривьерой и Ф. Вилли [163]: морфологический индекс $K = \frac{1}{3} \left(\frac{A}{C} + \frac{2r}{C} + \frac{B}{C} \right)$, где A — длина длинной оси; B — длина средней оси; C — длина короткой оси; r — радиус наименьшего угла.

В эту главу включен вспомогательный материал, используемый при измерениях флювиальных процессов и предварительной оценке данных полевых наблюдений. Многие из относящихся сюда приемов описаны в книге под ред. А. Гауди [96]. В четырех первых разделах речь идет об определении расхода воды, а в трех последних — об аспектах формирования русловых наносов. В разд. 7.1 даны общие рекомендации по определению скорости потока в гидрометрическом створе методом скорость — площадь и советы по использованию отдельных способов измерений. В разд. 7.2 раскрываются приемы, с помощью которых могут быть вычислены в поле коэффициенты сопротивления; вопросы использования этих коэффициентов рассмотрены в разд. 7.1. Методика определения скорости с помощью солевых индикаторов-трассеров дана в разд. 7.3, а применение гидрометрических устройств — в разд. 7.4. Разд. 7.5 посвящен методам оценки скорости транспортировки наносов. Следующий раздел касается соотношений между формой русла, расходом воды и режимом потока, а в разд. 7.7 рассматриваются методы измерения электропроводности.

7.1. МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ ПОТОКА В ГИДРОМЕТРИЧЕСКОМ СТВОРЕ

Ниже описываются приемы и даются рекомендации по применению метода скорость — площадь [40]. Далее идет материал по конкретным методам измерения скорости. И, наконец, в общих чертах рассматривается применение методов определения скорости для оценки пиковых расходов воды (паводков).

Рекомендации по определению скорости в гидрометрическом створе методом скорость — площадь

При выборе места гидрометрического поста существенно следующее:

а) участок речного русла должен быть прямолинеен и иметь однородные сечение и уклон. Когда речь идет об участке ограниченной длины и измерениях с помощью измерителя течения (вертушки), длина измеряемого участка вверх по течению должна вдвое превышать длину участка вниз по течению;

б) глубина должна быть достаточной в том смысле, чтобы было обеспечено эффективное погружение вертушки или поплавков;

в) русло должно быть чистым и не загромождено деревьями, а также не должно иметь каких-либо преград.

Необходимо учитывать некоторые дополнительные моменты:

а) доступность места наблюдений;

б) ложе реки не должно подвергаться изменениям в течение всего периода измерений; если предполагаются в дальнейшем повторные измерения, следует убедиться в стабильности ложа реки и ее берегов;

в) каков бы ни был расход воды, он должен целиком вливаться в пределы определенного русла или русел, при сохранении ими достаточно постоянных границ с определенными геометрическими размерами;

г) пункт наблюдений должен быть удален от места впадения притоков, излучин, естественных и искусственных преград, так или иначе нарушающих течение потока;

д) русло должно быть свободно от водной растительности;

е) места, где расположены водовороты, обратные течения или зоны мертвой воды, должны быть исключены;

ж) ориентация отрезка русла, выбранного для створа, должна быть такой, чтобы поток, насколько это возможно, был перпендикулярен к господствующему направлению ветров.

Если выбор места, удовлетворяющего всем этим условиям, оказывается невозможен, то нежелательные характеристики должны быть сведены к минимуму. Однако при этом следует избегать мест, подверженных непостоянным возвратным течениям, вызванным сужением поперечного профиля русла ниже по течению. Поймы, если их нельзя избежать, должны иметь минимальную ширину, быть по возможности ровными, без каких-либо канав и промоин, и свободными от кустарника и деревьев. Когда приходится проводить измерения вблизи моста, предпочтительнее делать это выше него, исключая те ситуации, когда там возможно скопление бревен, льда или других препятствий: в этом случае измерения следует вести ниже моста.

Для водотоков с сезонным ледяным покровом должны приниматься во внимание следующие дополнительные обстоятельства:

а) лед должен быть достаточно крепким, чтобы выдерживать вес людей и оборудования;

б) выбор пункта измерений должен делаться с учетом того, чтобы свести к минимуму возможность появления талого или шлаковидного льда. Поэтому предпочтителен выбор участка выше, а не ниже по течению от полыни;

в) те участки, где отмечается многослойность ледяного покрова, следует исключить.

Число используемых вертикалов зависит от ширины водотока, но в общем для некоторых самых малых рек рекомендуется как минимум иметь 20 вертикалов, причем они должны быть расположены приблизительно на равном расстоянии друг от друга

поперек русла с учетом характерных точек его профиля. В нормальных условиях это позволяет свести ошибку к значению менее 2%. При этом поток, проходящий через сечение между каждой парой вертикалов, не должен составлять более 5% общего расхода потока.

Площадь поперечного сечения следует определять путем измерения глубины в серии тесно сближенных вертикалов, причем их положение и расстояния между ними должны подбираться так, чтобы максимально обеспечить точность определения профиля русла. Ошибка в определении расхода воды может быть уменьшена, если в построении поперечного сечения используются данные по непрерывному профилю ложа и на этой основе вычисляются площади сечения между вертикалами. В целом интервалы между вертикалами не должны превышать $1/15$ ширины в случае правильного профиля ложа и быть не более $1/12$ ширины потока, если речь идет о неправильном профиле ложа. Эти ограничения могут быть, однако, несколько сглажены в отношении очень небольших рек с правильными сечениями. Везде, где это возможно, для определения глубины и скорости следует использовать одни и те же вертикалы.

Определение скорости течения с помощью вертушки

При использовании точечных измерений среднюю скорость следует определять в соответствии с отсчетными линиями, приведенными в табл. 46. Везде, где это возможно, надо проводить два и более измерений в пределах каждого вертикала. Два пункта дадут ошибки в определении скорости приблизительно 5%, тогда как при наличии пяти пунктов измерений ошибка составляет всего лишь 3% [122]. Для того чтобы определить значение средней истинной скорости течения у вертикала с приемлемой точностью бывает достаточно 30 с, когда же скорости очень низки, на это требуется 60 с. При использовании в каждом вертикале более четырех точек это время может быть уменьшено, но в любом случае остается как минимум 10 с.

При использовании интеграционного метода скорость погружения и поднятия вертушки должна составлять менее 5% средней скорости потока в его поперечном сечении и в любом случае не должна быть меньше 0,04 м/с. Чтобы учесть ту часть вертикала вблизи ложа потока, которая в расчетах не участвует, необходимо вводить поправку. Высота этой части вертикала зависит от типа измерителя течения, но для более крупных водотоков она обычно составляет 0,15—0,25 м. Поправки, приводимые на рис. 58 [122], должны вводиться с учетом общего числа парных проводок вертушки.

Способы осреднения и применимость методов измерения скорости потока

Глубина пунктов измерения	Способ осреднения	Применение
0,6 D	$\bar{v} = v_{0,6}$	D небольшая
0,5 D	$\bar{v} = k_1 v_{0,5}$	»
Непосредственно у поверхности	$\bar{v} = k_2 v_{\text{поверхн.}}$	Створы, где отмечаются резкие подъемы воды
0,5 D	$\bar{v} = 0,88 v_{0,5}$	Ледяной покров, D < 1 м
0,6 D	$\bar{v} = 0,92 v_{0,6}$	Ледяной покров, D < 0,5 м
0,2 D и 0,8 D	$\bar{v} = 0,5(v_{0,2} + v_{0,8})$	D > 0,5 м (0,3 м, если используется малогабаритное устройство)
0,2 D, 0,6 D и 0,8 D	$\bar{v} = 0,25(v_{0,2} + 2v_{0,6} + v_{0,8})$	D > 0,5 м
0,15 D, 0,5 D и 0,85 D	$\bar{v} = (v_{0,15} + v_{0,5} + v_{0,85})/3$	Ледяной покров
0,2 D, 0,6 D, 0,8 D поверхность и ложе	$\bar{v} = 0,1(v_{\text{поверхн.}} + 3v_{0,2} + 3v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_{\text{ложе}})$	Свободное ото льда и водной растительности
0,2 D, 0,4 D, 0,6 D 0,8 D, поверхность и ложе	$\bar{v} = 0,1(v_{\text{поверхн.}} + 2v_{0,2} + 2v_{0,4} + 2v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_{\text{ложе}})$, или планиметрирование изотак данного поперечного сечения	Большое количество льда, значительное развитие водной растительности

Примечание. D — глубина; \bar{v} — средняя скорость в вертикале; v_n — скорость в n-ом сегменте глубины (D) от поверхности; $k_1 \approx 0,95$, но подлежит проверке с помощью метода распределения скорости; k_2 обычно равен 0,84—0,90, при том что для гладкого ложа характерно значение $k_2 = 0,88—0,90$. Могут встречаться и экстремальные значения, поэтому желательно проводить расчеты для каждого отдельного сечения, коррелируя на каждой стадии «поверхностную скорость» со скоростью на глубине 0,6 D или со средней скоростью, полученной методом интегрирования.

Определение скорости с помощью поплавков

Продолжительность одной проводки поплавка должна составлять, как минимум, 20 с, причем для измерений следует выбирать прямолинейный участок русла длиной не менее 100 м. Для перевода среднего из серии измерений значений скорости в значение средней скорости в вертикале должен вводиться соответствующий коэффициент. Значение последнего в большинстве случаев находится в пределах 0,80—1,0 и подбирается в зависимости от локальных условий. Для поверхностных поплавков, подповерхностная часть которых составляет 0,6 глубины (D) от поверхности, этот показатель равен 1,0, а при значении 0,5D соответственно 0,96.

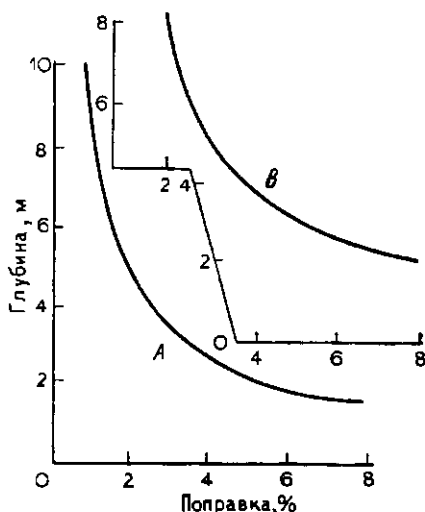


Рис. 58. Поправка, вводимая в общее число проводок при определении интеграционным методом скорости течения с помощью вертушки

В предположении логарифмического распределения скорости в вертикале кривая А отвечает случаю, когда непрообованная часть вертикала составляет 0,15 м; кривая В отвечает случаю, когда она составляет 0,2 м. По П. Яасону [122]

Средняя скорость в вертикале может быть также вычислена из наблюдаемой скорости вертикальной рейки поплавка путем умножения значения этой скорости на коэффициент, считанный с графика на рис. 59. Линии на графке соответствуют различным значениям P , который определяют с помощью того же рисунка. Средняя скорость в сечении (\bar{v}) для русел с округлым поперечным сечением может быть вычислена из значения максимальной поверхностной скорости, наблюдаемой с использованием поплавков (v') из $\bar{v} = kv'$, где k — коэффициент, зависящий от глубины (D): $k = 0,715D^{0,072}$. Можно найти и дополнительные рекомендации по применению поплавков [37, 40].

Расчеты скорости по формулам

Скорость потока может быть вычислена по любой формуле так называемого установившегося течения. Рассмотрим наиболее часто используемые методы таких расчетов.

Формула Маннинга*: $\bar{v} = R^{2/3} S^{1/2} / n$, где \bar{v} — средняя скорость потока в русле, м/с; R — гидравлический радиус (м) равен $A/P \approx$ глубине для русел, широких относительно их глубины; A — площадь поперечного (живого) сечения, м²; P — смоченный периметр живого сечения русла, м; S — наклон водной поверхности (как градиент, т. е. м/м); n — коэффициент сопротивления Маннинга. Методика расчетов n приводится в разд. 7.2.

* Эта формула, предполагающая сечение однородным по шероховатости, по сути справедлива лишь для искусственных водотоков и мало пригодна для естественных водотоков, даже если речь идет о собственно русловом движении. — *Прим. пер.*

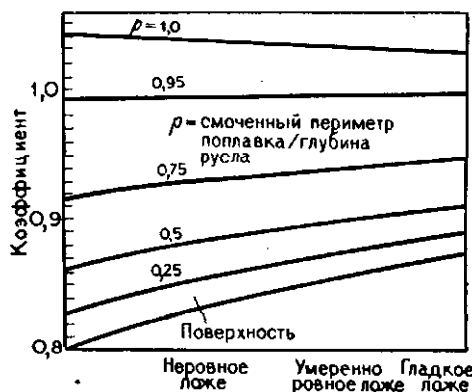


Рис. 59. Поправочный коэффициент, вводимый при определении средней скорости в вертикале по наблюдаемым значениям скорости поплавков с вертикальной рейкой. По [37]

$R^{2/3}$ для данных значений R приведены в табл. 47, поскольку расчет значения $R^{2/3}$ не всегда легко выполнить с помощью карманного калькулятора. Номограмма для решения уравнения Маннинга [49] дана на рис. 60. При пользовании номограммой проводят линию от соответствующего значения гидравлического радиуса к значению n Маннинга, отмечают точку пересечения этой прямой с осевой линией. Затем последнюю точку соединяют

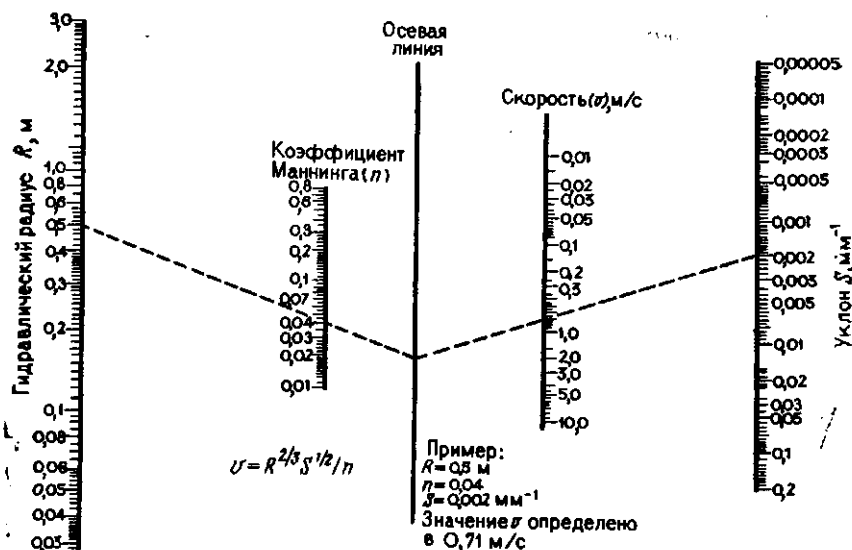


Рис. 60. Номограмма, используемая при решении уравнения Маннинга. По В. Чау [49].

Объяснение способа применения см. в тексте

1/6 и 2/3 степени числа, используемые в гидравлических расчетах

R	$R^{1/6}$	$R^{2/3}$	R	$R^{1/6}$	$R^{2/3}$
0,05	0,6070	0,1357	2,75	1,1836	1,9629
0,10	0,6813	0,2154	2,80	1,1872	1,9866
0,15	0,7289	0,2823	2,85	1,1907	2,0102
0,20	0,7647	0,3420	2,90	1,1942	2,0336
0,25	0,7937	0,3969	2,95	1,1976	2,0569
0,30	0,8182	0,4481	3,00	1,2009	2,0801
0,35	0,8395	0,4966	3,05	1,2042	2,1031
0,40	0,8584	0,5429	3,10	1,2075	2,1261
0,45	0,8754	0,5872	3,15	1,2107	2,1489
0,50	0,8909	0,6300	3,20	1,2139	2,1715
0,55	0,9052	0,6713	3,25	1,2171	2,1941
0,60	0,9184	0,7114	3,30	1,2202	2,2165
0,65	0,9307	0,7504	3,35	1,2232	2,2389
0,70	0,9423	0,7884	3,40	1,2263	2,2611
0,75	0,9532	0,8255	1,40	1,0577	1,2515
0,80	0,9635	0,8618	1,45	1,0639	1,2811
0,85	0,9733	0,8973	1,50	1,0699	1,3104
0,90	0,9826	0,9322	1,55	1,0758	1,3393
0,95	0,9915	0,9664	1,60	1,0815	1,3680
1,00	1,0000	1,0000	1,65	1,0870	1,3963
1,05	1,0082	1,0331	1,70	1,0925	1,4244
1,10	1,0160	1,0656	1,75	1,0978	1,4522
1,15	1,0236	1,0977	1,80	1,1029	1,4797
1,20	1,0309	1,1292	1,85	1,1080	1,5070
1,25	1,0379	1,1604	1,90	1,1129	1,5340
1,30	1,0447	1,1911	1,95	1,1177	1,5608
1,35	1,0513	1,2215	2,00	1,1225	1,5874
2,10	1,1316	1,6399	3,45	1,2292	2,2832
2,15	1,1361	1,6658	3,50	1,2322	2,3052
2,20	1,1404	1,6915	3,55	1,2351	2,3271
2,25	1,1447	1,7171	3,60	1,2380	2,3489
2,30	1,1489	1,7424	3,65	1,2408	2,3706
2,35	1,1530	1,7676	3,70	1,2437	2,3922
2,40	1,1571	1,7926	3,75	1,2464	2,4137
2,45	1,1611	1,8174	3,80	1,2492	2,4351
2,50	1,1650	1,8420	3,85	1,2519	2,4564
2,55	1,1688	1,8665	3,90	1,2546	2,4777
2,60	1,1726	1,8908	3,95	1,2573	2,4988
2,65	1,1764	1,9150	4,00	1,2599	2,5198
2,70	1,1800	1,9390	4,05	1,2625	2,5408

прямой с соответствующим значением уклона и по оси скоростей считают значение скорости.

Уравнение Шези: $v = C(RS)^{1/2}$, где C — коэффициент сопротивления течению Шези. Методы определения C рассмотрены в разд. 7.2.

Уравнение Дарси — Вейсбаха: $\bar{v}^2 = 8gRS/f$, где g — гравитационная постоянная, м/с²; f — коэффициент сопротивления Дарси —

Вейсбаха (f может быть выведен из формулы Коулбрука — Уайта — см. с. 137). Применение этого уравнения для выведения значения средней скорости описано ниже.

Коэффициенты сопротивления Шези и Маннинга связаны зависимостью $C = R^{1/6}/n$.

Значения $R^{1/6}$ для данных значений R также приведены в табл. 47.

Эта формула, применяемая в большинстве случаев, при необходимости может быть модифицирована в формулу Павловского:

$$C = R^y/n,$$

где $y = 2,5n^{1/2} - 0,13 - 0,75R^{1/2}$ ($n^{1/2} - 0,10$); последняя формула имеет силу при $0,1 < R < 3,0$ м и при $0,011 < n < 0,04$. Она может быть аппроксимирована: $y = 1,5n^{1/2}$ для $R < 1,0$ м и $y = 1,3^{1/2}$ для $R > 1,0$ м.

Коэффициент сопротивления Дарси — Вейсбаха (f) связан зависимостью с C и n : $n = R^{1/6}(f/8g)^{1/2}$; $C = (8g/f)^{1/2}$.

Имеется и более полное рассмотрение формулы установившегося потока [49].

Определение пика расхода воды по методу измерения уклона

Этот метод, согласно М. Беисону [14], необходимо использовать для определения расхода воды после прохода паводковой волны. Участок измерения должен отвечать следующим условиям:

- а) иметь однородное живое сечение;
- б) быть свободным от всякого рода препятствий, нарушений и не испытывать влияния возвратных течений;
- в) его длина должна не менее чем в 75 раз превышать его среднюю глубину;
- г) и не менее чем в 5 раз превышать среднюю ширину;
- д) длина участка должна быть не менее 300 м;
- е) уклон поверхности потока должен составлять не менее 0,15 м на протяжении избранного участка.

Поперечное сечение русла делят на части (1, 2, ..., n), причем последние подбирают так, чтобы коэффициент сопротивления Шези (C_i) в пределах каждой части мог бы считаться постоянным (рис. 61).

Для каждой части определяют площадь живого сечения (A_i) и гидравлический радиус (R_i). Расход воды для каждой части определяют из уравнения:

$$Q_i = \bar{v} A_i = C_i A_i R_i^{0,5} S^{0,5},$$

где Q_i — расход воды для каждой части поперечного сечения водотока; \bar{v} — соответствующая средняя скорость потока; S — сред-

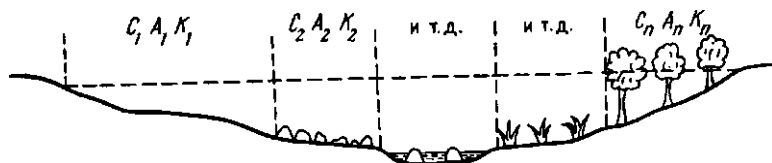


Рис. 61. Разделение поперечного сечения на отдельные внутренние однородные сегменты при определении расхода с учетом уклона потока на данной гидрометрической станции

ний уклон для всего измеряемого участка; $C_j A_j R_j^{0,5}$ — водопротусная способность (K_j) каждой части поперечного сечения.

Расход воды в данном живом течении в целом равен:

$$Q = S^{0,5} \sum_{j=1}^{j=n} K_j.$$

Если поперечные сечения в начале и конце измеряемого участка русла различны, следует использовать среднестатистическое значение водопротусной способности:

$$K_j = (K_{j1} K_{j2})^{0,5}.$$

7.2. ПОЛЕВЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Для полевых определений коэффициентов сопротивления могут быть использованы многие из описанных в предыдущих разделах методов. При выборе метода, наиболее подходящего для того или иного случая, необходимо учитывать тип и размеры русла, пользуясь следующей схемой их классификации:

а) для русел, ложе которых выстлано грубым (крупнее песка) материалом, применяют метод визуального сравнения, основанный на использовании фотографий [13, 49]. Мы здесь, однако, эти фотографии не приводим из-за ограниченности места, поэтому тем, кто пожелает воспользоваться этим методом, следует обратиться к первоисточникам. Кроме того, можно воспользоваться формулами (см. с. 137) зависимости сопротивления от размера частиц материала, слагающего ложе;

б) когда речь идет о руслах с песчаным ложем, может быть использована методика Саймонса и Ричардсона [180, 181, 182], как это показано на с. 138;

в) для небольших русел любого типа может использоваться компонент-метод Коузена [63], рассмотренный на с. 138;

г) в случае русел любого размера можно использовать определения В. Чау [49], приведенные на с. 140.

Хотя большинство этих методов предусматривает определение коэффициента шероховатости Маннинга (n), они могут использоваться для выведения других коэффициентов сопротивления по формулам, приводимым в разд. 7.1. Для более основательного рассмотрения вопросов, связанных с определением коэффициентов сопротивления, следует обращаться к работе Д. Саймонса и Ф. Шентюрка [183].

Определение коэффициентов сопротивления по размерности грубого материала, выполняющего ложе потока

Целый ряд уравнений может быть сведен к виду, аналогичному тому, что предлагает А. Стриклер [191]: $n = kd^{1/6}$, где n — коэффициент Маннинга; d — мера размерности частиц материала (м), в виде частного процентильного значения кумулятивного распределения частоты встречаемости зерен определенного размера (т. е. d_{50} — 50-я процентиль, или ее среднее значение); k — коэффициент.

Ниже приводятся некоторые наиболее часто встречающиеся значения k (по данным Д. Саймонса и Ф. Шентюрка [183] и Д. Брея [25]).

d	k	
d_{50}	0,0594	(d , м)
	0,0410	(d , м)
d_{01}	0,0132	(d , мм)
	0,0569	(d , м)
d_{90}	0,0385	(d , м)
	0,0523	(d , м)
d (однородный песок)	0,0474	(d , мм)

Простой вариант общей зависимости

$$n = 0,113d_{75}^{0,5}/D^{0,33},$$

где D — глубина воды, м.

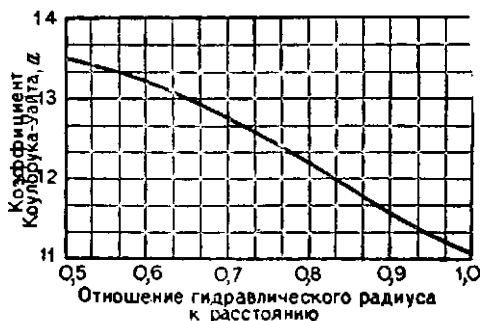
Более сложное уравнение [135] предусматривает использование мер, принятых в Великобритании:

$$n = 0,0926R^{1/6}/[a + 2,0 \log(R/d)],$$

где R — гидравлический радиус, футы; a — коэффициент, величина которого зависит от того, по какой оси измеряется размер частиц материала, слагающего ложе, и какая процентиль встре-

Рис. 62. Выведение коэффициента a в уравнении Коулбрука — Уайта. По [108].

Y_b — максимальное расстояние от периметра (обычно ложа) до точки, где скорость имеет максимальное значение



чаемости взята в расчет, в соответствии со следующей зависимостью:

	Минимальный диаметр	Максимальный диаметр
d_{84} (футы)	0,76	1,16
Взвешенный размер частиц, p_w (футы), где	0,50	0,90
$p_w = 0,6d_{84} + 0,3d_{80} + 0,1d_{10}$		

Коэффициент трения Дарси — Вейсбаха (f) может быть вычислен из уравнения Коулбрука — Уайта [108] в виде:

$$1/f^{0,5} = 2,03 \log (aR')/3,5d_{84},$$

где d_{84} — 84-я процентиль кумулятивного распределения частоты встречаемости для среднего диаметра частиц твердого стока у ложа потока; R' — эффективный гидравлический радиус, учитывающий вариации степени шероховатости ложа в пределах поперечного сечения; R' вычисляют из уравнения

$$R' = A/[P_b + (Y_l/\sin \theta_l) + (Y_r/\sin \theta_r)],$$

где A — площадь поперечного сечения, m^2 ; P_b — смоченный периметр ложа, m ; Y_l и Y_r — перпендикулярные расстояния от точки с максимальной скоростью течения до левого и правого берега соответственно; θ_l и θ_r — наклоны левого и правого берегов; a — коэффициент, значение которого определяют по рис. 62.

Вычисления с помощью этого метода ведут по четырем этапам:

- на 1 этапе, зная поперечное сечение, вычисляют R' ;
- на 2 этапе, согласно объяснению к рис. 62, вычисляют R'/Y_b ;
- на 3 этапе с рис. 62 считывают значение a ;
- на 4 этапе с помощью первого уравнения определяют f .

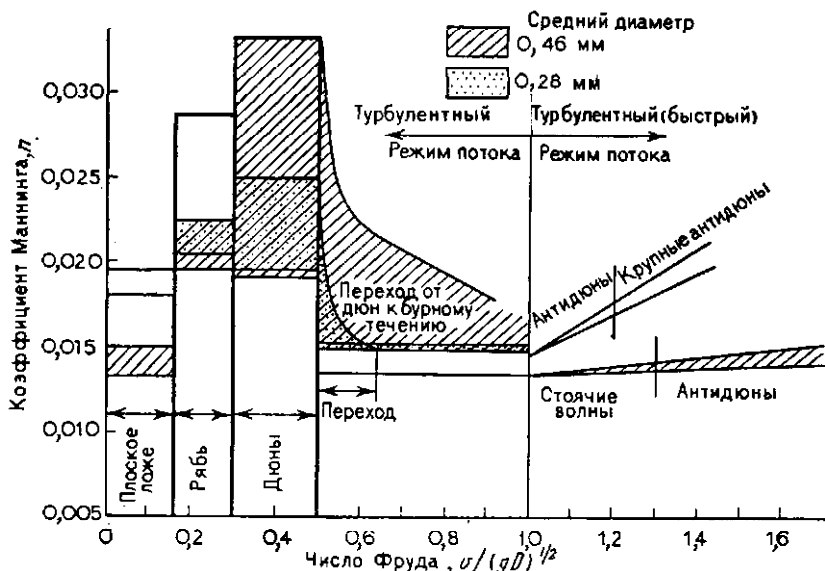


Рис. 63. Изменение коэффициента Маннинга (n) в зависимости от числа Фруда для водотоков с песчаным ложем. По Д. Симонсу и Е. Ричардсону
 Режим потока (стрелка, направленная влево) следует читать как ламинарный

Определение коэффициента сопротивления для водотоков с песчаным ложем

Диапазон величин, в пределах которых находится значение сопротивления, может быть определен с помощью следующей процедуры [180—182]:

на 1 этапе определяют средний диаметр частиц, составляющих ложе;

на 2 этапе из уравнения $F = v/(gd)^{1/2}$ находят число Фруда (F): v — скорость течения, м/с; g — гравитационная постоянная, м/с², D — глубина воды, м;

на 3 этапе с помощью рис. 63 устанавливают пределы коэффициента Маннинга (n) для соответствующего размера осадка, значения F и соответствующие формы ложа.

Необходимо отметить, что сопротивление напору уменьшается с увеличением расхода воды, так как ложе при этом выполаживается; некоторые значения, показательные в этом отношении, демонстрирует рис. 70.

Компонент-метод определения сопротивления

Этот метод, предложенный У. Коуэном [63], не применим для крупных рек (с гидравлическим радиусом более 5 м). Используя его, следует избегать повторных оценок или дублирующих расчетов более чем одной компоненты.

По формуле вычисляем:

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) m_5,$$

где n_0 — исходное значение для прямолинейного однородного русла, выработанного в соответствующем материале; n_1 учитывает эффект нарушений поверхности (выступов и впадин); n_2 — эффект изменений формы и размеров поперечного сечения; n_3 — включает влияние препятствий; n_4 — влияние растительности; m_5 — влияние меандрирования русла. Следует отметить, что последняя компонента выступает в качестве множителя.

Значения приведенных компонент таковы:

<i>Материал,</i>		<i>Степень шероховатости поверхности, n_1</i>	
Грунт	0,020	Гладкая	0,000
Горные породы	0,025	Слегка деформированная	0,005
Тонкий гравий	0,024	Умеренно деформированная	0,010
Крупный гравий	0,028	Изрезанная (сильно деформированная) поверхность горных пород	0,020
<i>Изменения поперечного сечения, n_2</i>		<i>Относительное влияние препятствий (обломков, корней, камней и т. д.), n_3</i>	
Постепенное	0,000	Незначительное	0,000
Изредка чередующееся	0,005	Слабое	0,010—0,015
Часто меняющееся	0,010—0,015	Заметное	0,020—0,030
		Значительное	0,040—0,060
<i>Развитие растительности, n_4</i>		<i>Степень меандрирования, m_5 (множитель)</i>	
Отсутствует	0,000	Незначительное (извилистость < 1,2)	1,00
Низкое	0,005—0,010	Заметное (извилистость 1,2—1,5)	1,15
Среднее	0,010—0,025	Значительное (извилистость > 1,5)	1,30
Высокое	0,025—0,050		
Очень высокое	0,050—0,100		

Определение сопротивления путем сравнения с описаниями

Описания, приводимые в табл. 48 и 49, могут использоваться для естественных русел. Там, где это уместно, даны минимальные, нормальные и средние значения коэффициента Маннинга (n). Табл. 48 предназначена для малых рек и пойм. Табл. 49 используется, когда речь идет о больших реках и реках, ложе которых выполнено крупным материалом, или о руслах, выработанных в коренных породах. Поскольку тип шероховатости ложа

Коэффициент шероховатости Маннинга (n) для малых рек и пойм.
По В. Чау [49]

Долины рек	n
Малые водотоки (полная ширина русла < 30 м)	
А. Равнинные реки	
1. Чистое прямое русло в стадии максимальной емкости без каких бы то ни было порогов, перекатов или глубоких омутов	0,025—0,030—0,033
2. То же, но с большим числом камней и водорослями	0,030—0,035—0,040
3. Чистое, извилистое русло с отдельными заводами и отмелями	0,033—0,040—0,045
4. То же, но с отдельными камнями и водной растительностью	0,035—0,045—0,050
5. То же, но в более низкой стадии заполнения, с менее эффективными уклонами и сечениями	0,040—0,048—0,055
6. То же, что (4), с большим числом камней	0,045—0,050—0,060
7. Участки реки с медленным течением, глубокими омутами, заросшие водными растениями	0,050—0,070—0,080
8. Сильно заросшие участки с глубокими заводами	0,075—0,100—0,150
9. Потоки с очень плотным древостоем и растительностью	0,075—0,100—0,150
Б. Горные потоки с руслами, свободными от растительности, обычно с обрывистыми берегами, прибрежная растительность затопляется в стадии высокого стояния	
1. Ложе, выстланное гравием, крупной галькой и небольшими валунами	0,030—0,040—0,050
2. Галечное ложе с крупными валунами	0,040—0,050—0,070
Поймы	
А. Пастбища, свободные от кустарника	
1. С низким травостоем	0,025—0,030—0,035
2. С высоким травостоем	0,030—0,035—0,050
Б. Культивируемые площади	
1. Не засеянные	0,020—0,030—0,040
2. Зрелые грядковые посевы	0,025—0,035—0,045
3. Зрелые площадные посевы	0,030—0,040—0,050
В. Кустарник	
1. Редкий кустарник, сильно заросший сорняками	0,035—0,050—0,070
2. Светлый кустарник и деревья (зимой)	0,035—0,050—0,060
3. То же (летом)	0,040—0,060—0,080
4. Кустарник средней плотности (зимой)	0,045—0,070—0,110
5. То же (летом)	0,070—0,100—0,160
Г. Деревья	
1. Плотно растущие ивы, летом	0,110—0,150—0,200
2. Вырубки с пнями без новой поросли	0,030—0,040—0,050
3. То же, но с густой новой порослью	0,050—0,060—0,080

Долины рек	n
4. Плотный древостой с небольшим количеством поваленных деревьев, слабый под- рост, уровень воды в паводковую стадию ниже ветвей деревьев	0,080—0,100—0,120
5. То же, но вода в паводки достигает ветвей	0,100—0,120—0,160

Таблица 49

Значение коэффициента Маннинга (n) для главных водотоков и рек с ложем, выполненным крупным материалом, или русел, выработанных в коренных породах. По В. Чау [49]

Водотоки	n
Главные водотоки (полная ширина русла 30 м)	
1. С правильными профилями без валунов или кустарника	0,025—0,060
2. С неправильными и неровными профилями	0,035—0,100
Русла с относительно грубым материалом ложа и русла, выработанные в коренных породах	
Гравий, 4—8 мм в диаметре	0,019—0,020
8—20 мм	0,020—0,022
20—60 мм	0,022—0,027
Галька и валуны, 60—110 мм в диаметре	0,027—0,030
110—250 мм	0,030—0,035
Гладкие однородные русла в коренных породах	0,025—0,035—0,040
Неровные с нарушениями русла в коренных породах	0,035—0,040—0,050

варьирует в речных руслах от дюн через переходные формы к плоскому ложу или стоячим волнам, магнитуда n уменьшается приблизительно на 50% (см. рис. 70).

7.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСХОДА ПО ИЗМЕРЕНИЯМ КОНЦЕНТРАЦИИ РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ-ИНДИКАТОРОВ

Основные формулы, которые бывают необходимы при использовании этого метода, даны здесь в качестве своего рода «памятки». Детальное рассмотрение и описание методики таких наблюдений представлено в ряде работ [51, 96, 122].

Введение индикатора с постоянной скоростью

$$Q = TN,$$

где Q — расход; T — скорость введения индикатора; $N = C_1/C_2$ (C_1 — концентрация вводимого индикатора в инъецируемом растворе, C_2 — концентрация индикатора в исследуемом сечении).

Если в естественных условиях индикатор присутствует в речной воде в концентрации C_0 , то $N = C_1/(C_2 - C_0)$.

Метод мгновенного ввода индикатора-трасера

$$Q = (C_1 - C_0) V / \int_0^t (C_t - C_0) dt,$$

где V — объем вводимого индикатора; C_1 — концентрация вводимого индикатора; C_0 — естественная концентрация индикатора; C_t — концентрация индикатора, измеренная в период времени (t), потребный для прохождения его волны.

Расстояние вниз по течению до места опробования

Полное перемешивание достигается тогда, когда расстояние от пункта введения индикатора до точки опробования (L) меньше значения, выводимого из уравнения

$$L = 0,13[(0,7C + b)/g](b^2/d),$$

где C — коэффициент сопротивления Шези (см. с. 132); b — средняя ширина потока; d — средняя глубина потока, м; g — гравитационная постоянная, м/с².

7.4. ГИДРОМЕТРИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ

Измерения расхода воды с помощью постоянных гидрометрических сооружений выходит за рамки этого раздела. Включение некоторых основных формул продиктовано тем, что они могут быть использованы в случае, когда требуется установить временные гидрометрические станции — на время полевого сезона. За более детальным рассмотрением методики и используемых формул следует обращаться к работам Ф. Эккера с соавторами [1] и [38]. Здесь же рассматриваются зависимости, применимые к водосливам с резкими гранями, поскольку именно они являются наиболее подходящими для установки временных гидрометрических станций.

Коэффициенты расхода для водосливов с V-образным сечением. По [38]

Напор, м	Сечение 90°	Сечение 1/2 90°	Сечение 1/4 90°	Напор, м	Сечение 90°	Сечение 1/2 90°	Сечение 1/4 90°
0,05	0,6080	0,6153	0,6508	0,22	0,5847	0,5908	0,6021
0,06	0,6032	0,6114	0,6417	0,23	0,5846	0,5904	0,6014
0,07	0,5994	0,6084	0,6352	0,24	0,5846	0,5901	0,6008
0,08	0,5964	0,6060	0,6298	0,25	0,5846	0,5898	0,6002
0,09	0,5937	0,6040	0,6256	0,26	0,5846	0,5896	0,5997
0,10	0,5917	0,6021	0,6219	0,27	0,5846	0,5892	0,5992
0,11	0,5898	0,6005	0,6187	0,28	0,5847	0,5890	0,5988
0,12	0,5885	0,6989	0,6162	0,29	0,5847	0,5888	0,5984
0,13	0,5876	0,5976	0,6139	0,30	0,5848	0,5885	0,5980
0,14	0,5868	0,5964	0,6119	0,31	0,5849	0,5882	0,5976
0,15	0,5861	0,5955	0,6102	0,32	0,5850	0,5881	0,5972
0,16	0,5857	0,5946	0,6085	0,33	0,5850	0,5880	0,5968
0,17	0,5853	0,5938	0,6070	0,34	0,5851	0,5879	0,5964
0,18	0,5851	0,5930	0,6057	0,35	0,5852	0,5877	0,5960
0,19	0,5850	0,5923	0,6047	0,36	0,5853	0,5875	0,5956
0,20	0,5849	0,5918	0,6038	0,37	0,5854	0,5874	0,5952
0,21	0,5848	0,5913	0,6029	0,38	0,5855	0,5872	0,5948

V-образные водосливы

Расход (Q) определяют из уравнения

$$Q = (8/15) (2g)^{1/2} C_d \operatorname{tg}(\theta/2) H^{5/2},$$

где g — гравитационная постоянная, м/с²; C_d — коэффициент расхода (табл. 50); θ — угол между гранями лотка; H — высота напора воды, м.

При использовании этой зависимости следует иметь в виду следующие ограничения:

- а) H должна быть не менее 0,05 м, но не более 0,38 м;
- б) кульминационная высота (P) должна быть более 0,45 м;
- в) H/P не должно превышать 0,4;
- г) ширина подводящего канала (B) не должна превышать 0,9 м;
- д) H/B не должно быть более 0,20.

Водосливы с прямоугольным сечением

В этом случае расход определяют из уравнения

$$Q = (2/3) (2g)^{1/2} C_d b h_d^{3/2},$$

где b — ширина лотка; h_d — высота напора в створе + 0,0012 м; что касается других значений, то они те же, что вышерассмотр-

ренные для V-образных водосливов; C_d — вычисляют из уравнения

$$C_d = 0,602 + 0,083 h/p,$$

где h — высота напора воды в створе, м; p — высота водослива.

При использовании этой зависимости учитываются следующие ограничения:

- а) отношение h/p не должно превышать 1,0;
- б) высота напора (h) должна находиться в пределах 0,03—0,75 м;
- в) ширина водослива (b) должна быть не менее 0,3 м;
- г) высота водослива должна быть не менее 0,10 м.

7.5. ПРОЦЕССЫ РАЗМЫВА И ТРАНСПОРТИРОВКИ НАНОСОВ

Зависимости, используемые в исследованиях процессов транспортировки наносов, в большинстве случаев слишком сложны с точки зрения оперативности их применения в полевых условиях, кроме того, получаемые при этих расчетах оценки скорости транспортировки наносов редко соответствуют полевым наблюдениям. Поэтому включенный в этот раздел материал главным образом предназначен служить основой предварительных определений и оценок полевых данных. Более детально этот вопрос рассмотрен в работах У. Грэфа [97] и Д. Саймонса и Ф. Шентюрка [183].

На рис. 64 представлена кривая Хьюльстрёма [109], демонстрирующая зависимость между размером частиц и скоростью эрозии и седиментации и выявляющая значение средней скорости, при которой начинается перемещение осадка или начинается его осаждение. График имеет то ограничение, что может использоваться только для осадков, однородных в гранулометрическом отношении, хотя часто находит применение при выведении приближительных значений и в случае смешанных наносов. Простой вид имеет уравнение для определения скорости влекомых наносов — уравнение Дюбуа [97]. Объем влекомых доинных наносов на единицу ширины потока в единицу времени (g_s) определяют из уравнения: $g_s = \chi \tau_0 [\tau_0 - (\tau_0)_{\text{крит.}}]$, где χ — характерный седиментационный коэффициент; τ_0 — напряжение сдвига, равное γDS , кг/м²; γ — удельный вес воды (Н/м³); D — глубина, м; S — уклон русла (как градиент, м/м); $(\tau_0)_{\text{крит.}}$ — напряжение сдвига при критических условиях, в момент начала движения.

Напряжение сдвига (τ_0) может быть вычислено по данным непосредственных измерений и расчетов, $(\tau_0)_{\text{крит.}}$ и χ могут быть считаны с рис. 65 [220] для соответствующего среднего размера частиц.

На рис. 66 приведена кривая Шилдса [179], демонстрирующая зависимость между функцией вовлечения Шилдса (F_s) и

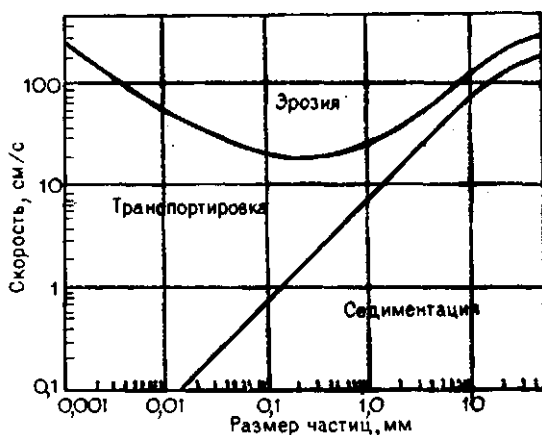


Рис. 64. Зависимость Хьюлстрема между размером частиц наноса и скоростями эрозии и седиментации

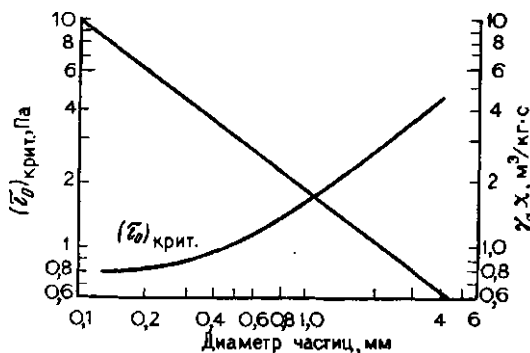


Рис. 65. Определение параметров в уравнении Дюбуа
 γ_s — плотность наноса

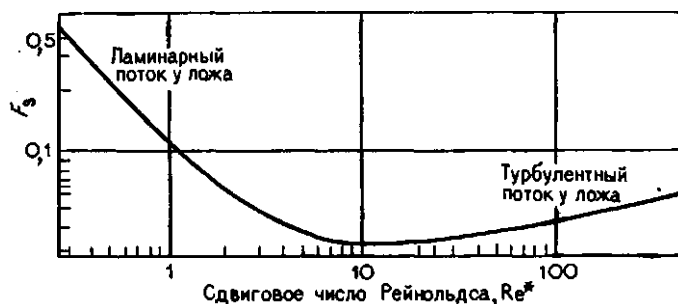


Рис. 66. Функция вовлечения Шилдса (F_s , предельное напряжение безразмерного сдвига) как функции сдвигового числа Рейнольдса, Re^*

сдвиговым числом Рейнольдса (Re^*); последнее определяется из уравнения:

$$Re^* = du^*/\nu,$$

где d — размер зерна; u^* — скорость сдвига, равная $(\tau_0/\rho)^{1/2}$; ρ — плотность; ν — кинематическая вязкость.

Для полностью турбулентного потока в удовлетворительном приближении $F_s \approx 0,06$. Функция вовлечения может быть использована для оценки транспортировки донных наносов по эмпирической функции Эйнштейна [78]

$$\Phi = g_s/\omega d,$$

где g_s — расход наноса, отнесенный к единице ширины; d — размер частиц наноса; Φ — функция влекомого донного наноса; ω — скорость выпадения частиц, равная $G(gd(S_s-1))^{1/2}$, где

$$G = \{0,6667 + [36\nu^2/gd^3(S_s-1)]^{1/2} - [36\nu^2/gd^3(S_s-1)]^{1/2},$$

здесь $G \approx 2/3$, когда $d \geq 1,6$ мм для зерен с плотностью в воде 2,6; g — гравитационная постоянная; S_s — отношение плотности твердого вещества к плотности флюида; ν — кинематическая вязкость (0,013 см²/с при 10 °С; 0,008 см²/с при 30 °С).

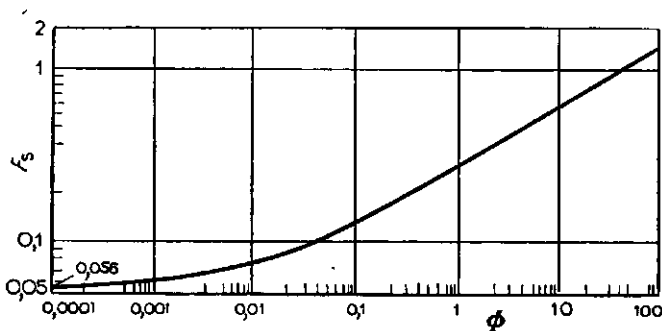


Рис. 67. Функция влекомых наносов Эйнштейна (Φ), как функция вовлечения Шилдса (F_s). По Ф. Гендерсону [107]

Эта функция представлена на рис. 67 (по Ф. Гендерсону [107]) как функция F_s .

Оценки движения наносов могут быть также осуществлены на основе зависимостей Багнольда [9] и Мейер-Питера и Мюллера [143]. Эти зависимости показаны (по М. Карсону и М. Киркби [46]) на рис. 68. Безразмерный сдвиг (θ) определяют из уравнения:

$$\theta = Rs/\Delta d,$$

где R — гидравлический радиус; s — уклон ложа; $\Delta = (\rho - \rho_{H_2O})/\rho_{H_2O}$; ρ — плотность наноса; ρ_{H_2O} — плотность воды; d — диаметр зерна.

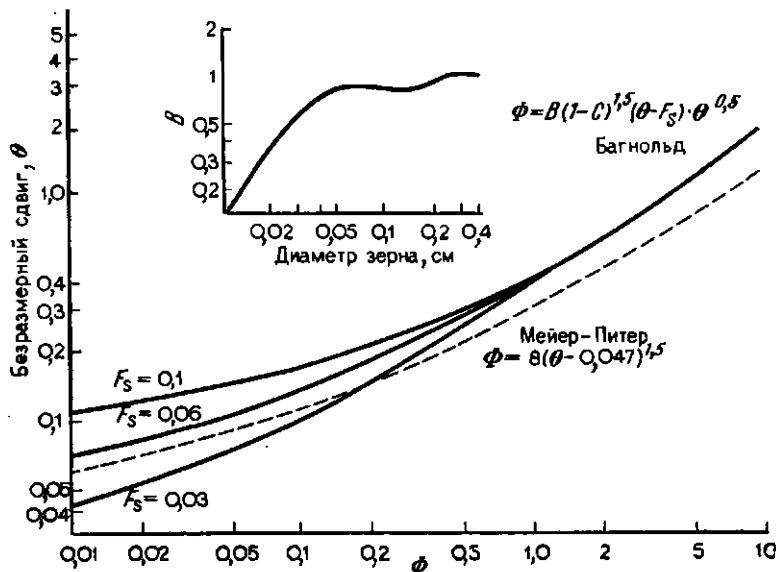


Рис. 68. Функция транспортировки наноса Багнольда [9] и Мейера-Питера и Мюллера [143].

Объяснение врезки см. в тексте

Функция Багнольда пропорциональна параметру B . Кривые основного графика отвечают $B=1,0$; на врезке B дан как функция диаметра зерна; c — концентрация наноса. Безразмерный перенос наноса связан с переносом наноса, отнесенным к единице времени (ϕ), уравнением

$$\phi = s / (g \Delta d^3)^{1/2}.$$

Более сложный вариант того же подхода принадлежит Р. Багнольду [11].

Аналитическая функция влекомых донных наносов предложена также Г. Эйнштейном [78]. Она, по-видимому, имеет самый широкий диапазон применения, однако сложна и для полевых определений не пригодна. Существует модифицированная методика Эйнштейна, с помощью которой может быть определено общее количество наносов; контрольный перечень измерений, предназначенных для полевых исследований, чтобы этот метод мог быть использован, предложен ниже [55, 91]:

- 1) ширина потока;
- 2) средняя глубина;
- 3) средняя скорость течения;
- 4) средний размер частиц материала, слагающего ложе;
- 5) температура воды;

- б) для образцов взвешенных наносов проводят измерения:
 - а) размера частиц,
 - б) глубины избранного вертикала,
 - в) концентрации взвешенного наноса,
 - г) глубины опробования.

7.6. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ФОРМОЙ ЛОЖА, ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ПОТОКА И РАЗМЕРОМ ЧАСТИЦ

В этот раздел включен материал, обеспечивающий предварительный полевой анализ и интерпретацию текущих процессов и палеогидравлических особенностей. В этой связи было предложено большое число других зависимостей, рассмотренных в работах Дж. Аллена [35], Г. Дьюри [75], А. Джоулинга [124], Дж. Саутарда [188] и Ф. Этриджа и С. Шумма [79].

На рис. 69 показано распределение форм ложа в зависимости от среднего диаметра выпадения частицы донного наноса (d) и энергии потока (P), где

$$P = \gamma D S v,$$

и где γ — плотность воды, кг/м^3 ; D — глубина потока, м; S — уклон русла (как градиент, м/м); v — скорость, м/с .

Эта зависимость может использоваться для предсказания форм ложа, вероятных для данных условий потока, или для определения энергии потока, т. е. D , S или v , по данным об осадочных текстурах. Альтернативная интерпретация предложена Дж. Саутардом [188], Дж. Алленом [5] и Дж. Богарди [23].

Связь формы ложа и характеристик потока с увеличением скорости течения показана на рис. 70, а для потоков с ламинарным (lower) режимом, а на рис. 70, б — для потоков с турбулентным (upper) режимом. Эти рисунки могут использоваться при приблизительных определениях сопротивления потоку для прогнозирования по другим наблюдаемым характеристикам вероятной при конкретных условиях течения формы ложа.

В палеогидравлических исследованиях для расчетов сдвигового смещения в период движения по данным о максимальном размере частиц наноса может быть использован рис. 71. Представленная на этом рисунке зависимость в смысле применимости имеет ряд ограничений, обусловленных тем, что она является компиляцией лишь части данных, имевшихся в распоряжении отдельных авторов. Так, в отношении регрессии имеется большой разброс значений. Определив с помощью рисунка сдвиговое напряжение, можно вычислить глубину русла из следующей зависимости:

$$\tau_0 = \gamma R S,$$

где τ_0 — напряжение сдвига; γ — плотность жидкости, приблизительно равная 1000 кг/м^3 для воды без заметного содержания взвешенных наносов; R — гидравлический радиус (м), прибли-

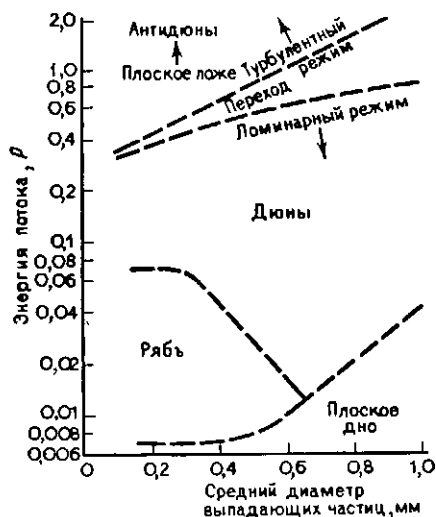


Рис. 69. Зависимость между диаметром влекомых наносов и формой ложа. По Д. Симмонсу и Е. Ричардсону [182]

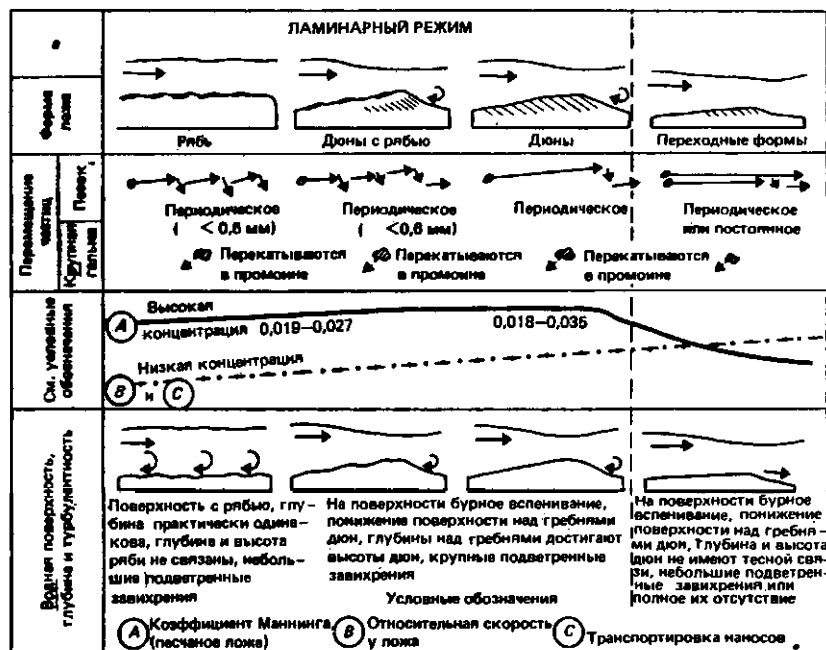


Рис. 70. Характеристики потока, перемещение наносов и формы ложа в зависимости от увеличения скорости течения [103]:

а — ламинарный (lower) режим; б — турбулентный (upper) режим

а		ТУРБУЛЕНТНЫЙ РЕЖИМ			
Крупная галька	форма поже				
		Переходная	Плоское поже	Стоячие волны	Антидюны
Песок	Перемещение частиц				
		Периодическое или постоянное	Постоянное	Постоянное	Периодическое
См. условные обозначения к а		Перекачивание в промоине	Постоянное или перекачивание в промоине	Постоянное	Периодическое или постоянное
			0,010-0,015	0,012-0,015	0,013-0,020
Водная поверхность, глубина и турбулентность					
		Бурное вскипание на поверхности, понижение поверхности над гребнями дюн, глубины и высота дюн не имеют тесной связи, подветренные завихрения малы или отсутствуют	Ровная водная поверхность, одинаковые глубины, крупномасштабная турбулентность отсутствует	На поверхности волны, глубина больше над гребнями стоячих волн, крупномасштабная турбулентность отсутствует	Периодическое дробление поверхностных волн, глубина больше над гребнями стоячих волн, волны разрываются, когда поверхность снижается ниже гребня, крупномасштабная турбулентность в моменты разрыва волн

Рис. 70. (Продолжение)



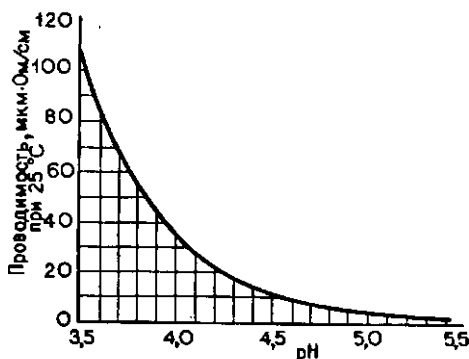
Рис. 71. Размер частиц и среднее напряжение сдвига для грубых донных материалов. По В. Бакеру и Д. Риттеру [12]

зительно равный глубине для широких рек; S — гидравлический уклон, приблизительно равный уклону русла и уклону потока, при котором происходит выпадение осадка.

7.7. ИЗМЕРЕНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДИМОСТИ ПРИ КАЧЕСТВЕННОМ АНАЛИЗЕ ВОДЫ

Этот раздел включает сведения, позволяющие вести полевые измерения удельной проводимости с поправкой за температуру и pH и осуществлять калибровку измерителей проводимости. За

Рис. 72. Поправка за рН, вводимая в измерения электропроводимости. По Б. Финлейсону [83]



более детальной информацией следует обращаться к работам А. Эдвардса с соавторами [76] и Б. Финлейсона [83]

Поправка за температуру

При отсутствии автоматического введения поправки за температуру эта поправка может быть вычислена с помощью одного из нижеприведенных методов.

Метод приближенного определения: $L_R = L_T - 0,02(T - R)L_T$, где L_R — проводимость при температуре приведения; L_T — проводимость при данной температуре; R — температура приведения, °C; T — данная температура, °C.

При температурах, близких к нулю этот метод выведения поправки за температуру не пригоден.

Более точный метод: $L_R = L_T / [1 + a(T - R)]$, где a — температурный коэффициент (в %/°C), варьирующий в пределах от 1,5 до 2,4%/°C; он может быть определен экспериментально по данным измерения проводимости при двух данных температурах (t_1 и t_2), а вычисляются из уравнения:

$$a = (L_{t_2} - L_{t_1}) / [L_{t_1}(t_2 - R) - L_{t_2}(t_1 - R)].$$

В лабораторных условиях в качестве температуры проведения берут 25 °C; в полевых условиях более приемлема температура 10 °C.

Поправка за рН

Концентрация ионов водорода в воде оказывает заметное влияние на электропроводимость последней; при значениях рН ниже 5,5 (т. е. в кислых водах) необходимо в величину электропроводимости вводить соответствующую поправку. Поправка, которая должна быть вычтена из величины электропроводимости при температуре приведения 25 °C при измеренном значении рН, дана на рис. 72.

Калибровка и проверка показаний измерителей проводимости

Показания измерителей проводимости могут быть проверены в полевых условиях путем сравнения этих данных с уже известными. Ниже приведены значения активной удельной проводимости при различных концентрациях KCl и температуре 25°C; 0,1 моль KCl = 7,455 г/л.

Концентрация, моль	Удельная проводимость, мкм·Ом/см
0,0001	14,94
0,0005	73,90
0,001	147,00
0,005	717,80
0,01	1413,00
0,1	12900,00
1,0	111900,00

Ниже приводится дополнительная справочная табл. 51

Таблица 51

Постоянные, используемые в гидравлических расчетах

Температура воды, °C	Плотность	Удельный вес, Н/м ³	Вязкость, Н·с/м ²	Кинематическая вязкость, м ² /с
0,0	0,9999	9805,4	0,001 794	0,000 001 794
4,0	1,0000	9806,5	0,001 586	0,000 001 567
10,0	0,9997	9803,8	0,001 310	0,000 001 310
15,6	0,9990	9797,5	0,001 129	0,000 001 131
21,1	0,9980	9786,6	0,000 982	0,000 000 984
26,7	0,9966	9774,0	0,000 861	0,000 000 864
37,8	0,9931	9739,4	0,000 682	0,000 000 687

Глава 8. Гляциальные процессы

Эта глава охватывает широкий круг рекомендаций, касающихся методов исследования в областях активного оледенения, которые могут быть использованы геоморфологами (в соответствии с материалом книги под ред. А. Гауди [96]). Три первых раздела в основном посвящены проблемам съемки. Сюда входит рассмотрение условий заложения закрепленных пунктов, или точек наблюдения (разд. 8.1), принципов разбивки опорной сети (разд.

8.3) для мониторинга поверхностной скорости ледника и скоростей поверхностных деформаций. В разд. 8.2 речь идет о снеговой и ледовой съемках. В разд. 8.4 рассмотрены детали элементарного метода определения скорости движения поверхностного слоя ледника; разд. 8.5 включает способы установления ориентации трех главных осей деформации и определения соответствующих компонент скорости поверхностной деформации. При исследованиях послойной твердости снега может быть использован зонд-твердомер, что в благоприятных условиях позволяет локализовать летнюю поверхность ледника предшествующего года без закладки специальных снежных шурфов. Поскольку зонд калиброван относительно плотности, его можно применять для изучения плотности в областях развития фириа. Измерение аккумуляции на леднике отражено в разд. 8.6. Твердость снега и ее соотношение с прочностью рассматриваются в разд. 8.7. Измерениям абляции посвящен разд. 8.8. Минимум гляциометеорологических измерений, необходимый при любых исследованиях ледников, обзорно дан в разд. 8.9; минимум необходимых исследований расхода воды приведен в разд. 8.10. При более полном и детальном рассмотрении методики ведения работ на гидрологических станциях и способов измерения количества поступающих осадков следует обращаться к материалу гл. 7. В гл. 12 в краткой форме даны замечания, касающиеся требований, предъявляемых к отбору проб воды на химический и физический анализы. Измерения температуры ледникового льда являются необходимой частью большинства гляциологических исследований, однако в идеале они требуют применения заранее прокалиброванного термисторного зонда, замороженного в скважину. Работы У. Харрисона [104], Д. Клэссена [53], Р. Хука и Б. Коси [114] дают представление об использовании этого метода. Грубые измерения температуры в открытой скважине могут быть осуществлены с помощью термометра или температурного зонда, опускаемых в скважину, причем нежелательная конвекция может быть исключена путем размещения дисков на тресе выше и ниже зонда [200]*.

8.1. ВЫБОР И МАРКИРОВКА ЗАКРЕПЛЕННЫХ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПУНКТОВ ПРИ СЪЕМКЕ ЛЕДНИКОВ

Г. Естрем и А. Стэили [151] рекомендуют маркировать опорные репера на поверхности ледника таким образом, чтобы они были легко различимы со станций наблюдения на стабильных

* При измерении температуры в верхних 10—15 м можно использовать заливенные ртутные почвенные термометры; термометрия скважин требует применения электротермометров. — *Прим. пер.*

склонах над ледником, и на фотоснимках. Аналогично реперы должны быть легко обнаруживаемы как с ледника, так и на любом аэрофотоснимке.

Реперы, окружающие ледник, должны быть расположены так, чтобы они были хорошо заметны как с ледника, так и с других пунктов. Для их размещения по возможности выбирают отчетливо видные выступы рельефа, хотя при выборе мест заложения в первую очередь следует принимать во внимание их доступность.

Если выбранный пункт плохо различим, надо соорудить пирамидку из камней с флажком на ее вершине. Для того, чтобы выбранный пункт можно было рассмотреть на аэрофотоснимке и при визуальном осмотре сверху, его следует маркировать при помощи кусков белой ткани шириной не менее 1 м и длиной 5 м, размещая их в виде латинской заглавной буквы «L» так, чтобы пункт находился во внутреннем углу «L».

Опорные пункты на леднике необходимо маркировать по-разному — в зависимости от того, находятся ли они в области питания или в области абляции. Когда речь идет о последней, рейки, используемые для разного рода измерений, следует маркировать с помощью больших флагов — белых на запыленном леднике и черных на чистом. Чтобы распознавать рейки при взгляде сверху, их местоположение можно отмечать, размещая на поверхности ледника два перекрещивающихся ряда камней и помещая вежу в место их пересечения. Ориентация этих каменных выкладок должна подбираться так, чтобы она не совпадала с ориентацией каких-либо естественных элементов поверхности ледника. В областях питания ледника закрепленные пункты маркируют, нанося специальным порошком-красителем или сажей окружности или полуокружности вокруг (радиус окружности около 10 м при толщине линии 1 м).

В качестве средства дополнительного контроля служат точные измерения расстояний между рейками с тем, чтобы в случае, когда маркеры становятся плохо различимы, можно было бы провести релокации пунктов наблюдения.

8.2. СНЕГОВАЯ И ЛЕДОВАЯ СЪЕМКИ

Символы, показанные на рис. 73, могут использоваться для картирования границ между различными типами льда. Условные обозначения для моренных образований даны в гл. 2. Поверхностный снег может быть описан во всех деталях с использованием схемы, приводимой в разд. 8.6, а исчерпывающий набор условных обозначений, позволяющих картировать эти данные, а также представлять их в виде профилей, можно найти в [203].

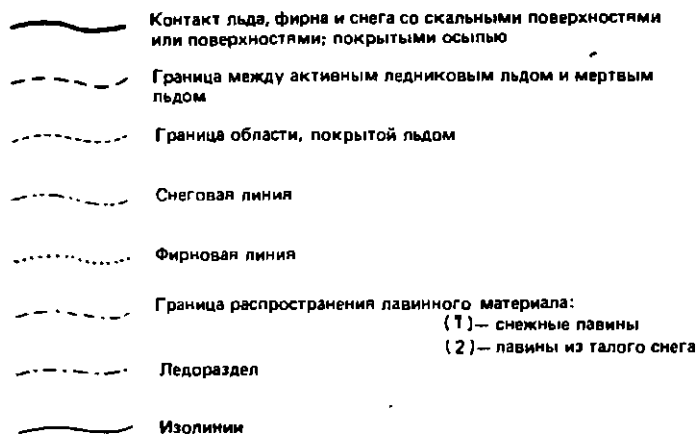


Рис. 73. Символы, используемые при картографировании ледников. По Т. Блакату и Ф. Мюллеру [19]

При картировании рыхлых наносов и коренных пород используют коричневую закраску, а для льда и снега — голубую или синюю.

8.3. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО РАЗМЕЩЕНИЮ РЕЕК НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА

Установленные на поверхности ледника вехи могут использоваться для многих целей, в частности, для измерений аккумуляции, абляции, поверхностной скорости ледника и скорости поверхностных деформаций. В первых двух случаях решающим условием является стабильность вех, а при выполнении двух последних особое внимание следует уделять обеспечению идеального крепления их с движущимся ледниковым льдом. Приводимые ниже указания базируются на рекомендациях Г. Ёстрема и А. Стэнли [151].

Там, где рейки используются для определения баланса массы ледника, идеальным было бы равномерное и достаточно плотное покрытие сетью вех всей поверхности ледника. На практике это достигается редко, и в качестве альтернативного варианта может быть принято построение геометрически правильной опорной сети. На поверхности долинных ледников вехи следует располагать по линии, идущей вдоль геометрической оси ледника, дополняя их через равномерные интервалы поперечными профилями, причем последние должны идти под прямым углом к центральной линии. Точность результатов измерений в очень большой степени зависит от эффективности опорной сети. Число пунктов наблюдений в значительной мере определяется временем, необходимым на установку вех, снятие отсчетов и прочую работу.

В общем в областях питания требуется большая плотность сети, поскольку варнации аккумуляции и абляции здесь особенно велики. Для большинства ледников характерно некое постоянство от года к году аккумуляции и абляции, что дает возможность при длительных наблюдениях обеспечивать представительность измерений на обширных площадях при меньшем числе закрепленных пунктов. Сеть, предназначенная для измерения скорости движения поверхностного слоя ледника, обычно включает серию взаимно пересекающихся, равномерно распределенных в пределах областей питания и абляции профилей. Вехи, используемые для определения ориентации трех главных осей деформации и величины соответствующих компонент деформации следует закладывать так, как это показано в разд. 8.5, причем центральная вежа может одновременно служить и для измерения поверхностной скорости ледника.

Нумерация

Рейки центральной линии следует нумеровать, начиная от края ледникового языка по направлению к фирновой области, используя последовательность чисел 100, 200, 300 и т. д. по возрастающей. Левое плечо поперечной линии с центром на отметке 200 следует нумеровать, добавляя последовательные нечетные числа, т. е. при движении влево от пункта 200 получают номера 201, 203, 205 и т. д. Правое плечо той же поперечной линии нумеруют с использованием четных чисел. Рейки дополнительных продольных и поперечных линий легко вписываются в эту схему, и такая логическая разбивка позволяет выявлять плохо видимые вехи.

Замена недостающих вех

Новые вехи следует устанавливать как можно ближе к месту расположения утраченных, сохраняя первоначальную нумерацию; дополнительная цифра перед номером вехи показывает число таких замен. Так, первая замена вехи под номером 103 обозначается как 1103, вторая — 2103 и т. д. Коль скоро старые вехи будут обнаружены вновь, заменяющие их новые должны быть тут же сняты.

Дублирование вех

Когда перестановка вехи становится затруднительной, на известном расстоянии рядом с ней может быть установлена дублирующая. Последняя должна быть отмечена флажком и иметь номер исходной вехи, но с дополнительным буквенным обозначением. Так, А 103 указывает, что речь идет о первом дубликате рейки 103; второй дубликат обозначается как Б 103 и т. д.

Удлинение реек

Трубчатые алюминиевые вехи могут быть надставлены с помощью 30-сантиметровых стальных трубчатых вкладышей. Надставка реек должна быть отмечена в их нумерации. Так, первая надставка вехи 103 обозначается как 103/1, вторая — 103/2 и т. д.

Установка реек

Наилучшим для изготовления снегомерных реек из распространенных материалов считается алюминий, хотя в областях с гумидным климатом, где сильные ветры и большая масса инея делают необходимым использование более крепких материалов, могут потребоваться стальные колья. Оптимальная длина рейки 4—5 м. Для облегчения снятия показаний на рейке необходима точная нарезка и круговая маркировка каждого метра расстояний. В идеальном случае такая маркировка обеспечивается неглубокой круговой засечкой.

В фирновой области снегомерные рейки следует заглублять в снег так, чтобы они достигли летней поверхности предшествующего года. Чтобы предотвратить вертикальное оседание или, по крайней мере, свести его к минимуму, до того, как трубчатая рейка будет установлена, в ее основание вкладывают пробку или деревянную затычку. При бурении скважины крупного диаметра перед установлением рейки туда вводится диск большего, чем у рейки диаметра.

При вбуривании реек в ледниковый лед приходится сначала пробурить скважину, а затем провести вмораживание рейки. Предотвратить заедание ледового бура можно, заливая в скважину антифриз. Лучше всего вести бурение в холодный период, так как это позволяет избежать проникновения в скважину талой воды и последующего ее замерзания.

Когда установка реек совпадает с началом сезона абляции, их необходимо заглублять так, чтобы оставались видными только 10—20 см. Если же установка осуществляется в конце сезона абляции, выступающая над поверхностью часть рейки должна составлять 2—2,5 м. В случае, когда плотно вмороженной остается часть менее 1,5 м, вверх по леднику, на расстоянии 1 м от исходной рейки, должна быть вбурена новая, причем точная локализация последней должна быть обеспечена заранее — задолго до того, как старая выйдет из строя.

8.4. ИЗМЕРЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОЙ СКОРОСТИ ЛЕДНИКА

Определение скорости движения поверхностного слоя ледника может быть выполнено по стандартной методике с измерением горизонтальной и вертикальной составляющих скорости [154].

Обычно в лед вбуривают деревянные или алюминиевые рейки и через определенные интервалы времени фиксируют их положение (рейки при этом следует размещать в порядке, предусмотренном для измерений баланса массы ледника). В области абляции следует обращать внимание на достаточность глубины скважин с тем, чтобы в течение лета не происходило вытанывание рек. В области питания необходимо принять меры, обеспечивающие твердое закрепление вех, обязательное для измерений вертикальной компоненты. Измерения скорости могут быть совмещены с определениями поверхностных деформаций (см. разд. 8.5), при этом для измерения скорости движения используют центральный пункт съемочного участка.

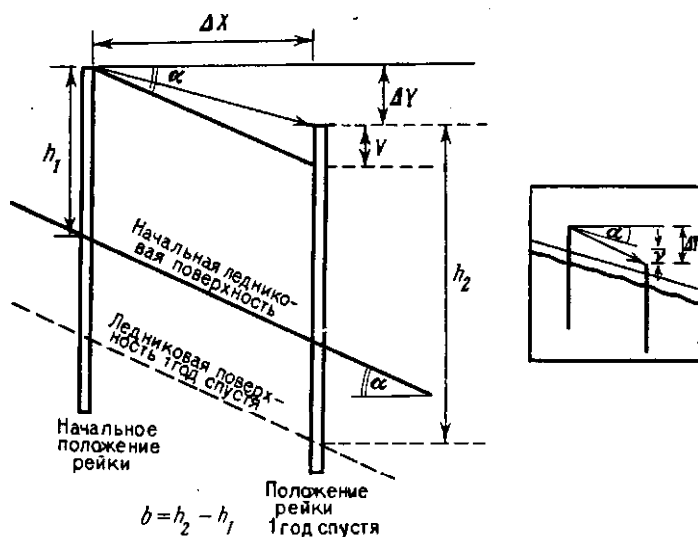


Рис. 74. Измерения, необходимые для определения скорости движения ледника. По У. Патерсону [154].

Дано размещение вешек в области абляции; на врезке — ситуация в области питания (соответственно должны осуществляться измерения и расчеты)

На рис. 74 показаны такого рода измерения. Горизонтальное и вертикальное смещения (ΔX и ΔY соответственно) вершины рейки измеряют относительно осей, фиксированных в пространстве. Горизонтальная компонента скорости (U) равна ΔX . Ее мониторинг осуществляется методом повторных триангуляций в течение нескольких дней. В области абляции вектор скорости движения ледника направлен вверх, и вертикальное смещение определяется зависимостью

$$\Delta Y = \Delta X \operatorname{tg} \alpha - V,$$

где V — величина смещения поверхности ледника (смещение направлено вверх) за единицу времени. Отсюда вертикальная компонента (V) определяется из зависимости

$$V = \Delta X \operatorname{tg} \alpha - \Delta Y.$$

Поскольку вертикальная компонента невелика, повторные измерения высоты маркирующего репера должны разделяться интервалами, по крайней мере, в несколько месяцев. Компонента, перпендикулярная к поверхности, вычисляется из

$$v = -V \cos \alpha = \Delta Y \cos \alpha - \Delta X \sin \alpha,$$

где v обычно положительна и направлена вниз. В точке, удаленной на некоторое расстояние от центральной линии ледника, X равно горизонтальной компоненте скорости в направлении центральной линии (U).

$$U = \Delta X \sec A,$$

где A — угол между направлением горизонтальной составляющей вектора скорости и центральной линией. Изменение высоты (Δh) поверхности ледника у пункта наблюдений за какой-то период времени может быть определено из

$$\Delta h = b - v,$$

где b — баланс массы, т. е. прирост массы льда за единицу времени.

8.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ДЕФОРМАЦИИ НА ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА

Дж. Най [147] детально рассматривает методы измерений и расчетов, необходимых для определения величины и ориентации трех главных осей деформации у поверхности ледника и скорости деформации по ним. Квадратное построение, включающее пять реек, следует размещать на поверхности ледника так, как это показано на рис. 75. Ось X этого замкнутого полигона идет вдоль одной из диагоналей квадрата и направлена вниз по леднику. Ось Z направлена поперек течения ледника, т. е. под прямым углом к оси X . Ось Y перпендикулярна к поверхности ледника. Рейки следует размещать так, чтобы по своей геометрии полигон максимально приближался к квадрату, причем измерению подлежат как ориентация, так и длины всех линий. Плановое и вертикальное положение вершины центральной рейки следует фиксировать методом триангуляции с помощью теодолита и (или) методом обратной засечки на закрепленные пункты на краю ледника. Это позволяет рассчитать скорость движения льда в точке наблюдения за скоростью деформации с использованием метода, описанного в разд. 8.4.

Измерение расстояний между рейками, протяженности линий и определение ориентации каждой из них следует повторять через соответствующие интервалы времени. Интервал повторения приходится варьировать в зависимости от объема исследований, времени, отведенного на решение конкретной задачи, принятых способов измерения и разрешающей способности выявления временных вариаций скорости деформации. Дж. Най [147], проводивший исследования на Аустердальсбрин в Норвегии, повторял измерения приблизительно через 5—6 дней. Исследователи, работавшие на Аляске, использовали интервал повторения в 11 дней. Когда скорости деформации очень малы, интервал между повторными измерениями может достигать одного года, хотя при использовании сложных методов измерения необходимая точность достигается и при интервале в один день [112]. При решении большинства задач длина линий должна составлять не ме-

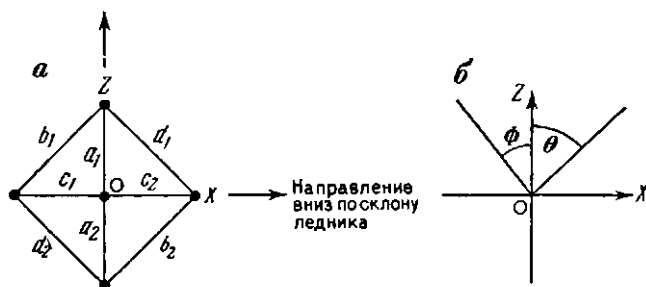


Рис. 75. Схема размещения реек (а) и система записи (б) при деформационных измерениях. По Дж. Наю [147].

a_1 , a_2 , b_1 и т. д. — измеренные расстояния между рейками

нее 50 м, а в идеале — как минимум 100 м. Измерения следует вести с помощью стальной измерительной ленты, причем особенно строго надо следить за постоянством ее натяжения. Каждый раз должна использоваться одна и та же точка на рейке, причем одновременно измеряют ее выступающую высоту и наклон.

Когда возникает необходимость перебурить рейку, отсчеты следует повторить непосредственно до и после этой процедуры. Надо обеспечить жесткое крепление реек во льду, причем перебуривание реек осуществляют задолго до того, как произойдет их вытаивание и соответственно ослабление.

При измерении длин восьми линий (a^1 , a^2 , b^1 , b^2 , c^1 , c^2 , d^1 , d^2) могут быть получены восемь значений скорости деформации и уравнения $\varepsilon = (1/\Delta t) \ln(l_1/l_2)$, где l_1 и l_2 — длины начального конечного звена для каждого последовательного отрезка (линии). а Δt — временной интервал.

Восемь значений \dot{e} может быть сведено к четырем значениям \dot{e} в соответствии с ориентацией $\theta = 0, 45, 90$ и 135° , где θ измеряется по часовой стрелке от OZ (рис. 8.3, б).

$$\dot{e}_0 = (a_1 + a_2)/2; \quad \dot{e}_{45} = (b_1 + b_2)/2;$$

$$\dot{e}_{90} = (c_1 + c_2)/2; \quad \dot{e}_{135} = (d_1 + d_2)/2.$$

Эти четыре значения приводят к точке A в центре квадрата, исходя из предположения о линейности изменений скорости деформации по площади квадрата.

Остаточное (v) следует вычислять из

$$v = (\dot{e}_0 + \dot{e}_{90} - \dot{e}_{45} - \dot{e}_{135})/4.$$

Тогда

$$\dot{e}_x = -1/4\dot{e}_0 + 1/4\dot{e}_{45} + 3/4\dot{e}_{90} + 1/4\dot{e}_{135};$$

$$\dot{e}_{zx} = \quad \quad \quad 1/2\dot{e}_{45} \quad \quad \quad -1/2\dot{e}_{135};$$

$$\dot{e}_z = 3/4\dot{e}_0 + 1/4\dot{e}_{45} - 1/4\dot{e}_{90} + 1/4\dot{e}_{135}.$$

Стандартные ошибки (С. О.) таковы:

$$3^{0,5}|v| \text{ для } \dot{e}_x; \quad 3^{0,5}|v| \text{ для } \dot{e}_z; \quad 2^{0,5}|v| \text{ для } \dot{e}_{zx}.$$

Величины и направления главных компонент вектора скорости деформации могут быть вычислены так:

$$\dot{e}_1 = 0,5(\dot{e}_x + \dot{e}_z) - [0,25(\dot{e}_x - \dot{e}_z)^2 + \dot{e}_{zx}^2]^{1/2};$$

$$\dot{e}_2 = -(\dot{e}_x + \dot{e}_z);$$

$$\dot{e}_3 = 0,5(\dot{e}_x + \dot{e}_z) + [0,25(\dot{e}_x - \dot{e}_z)^2 + \dot{e}_{zx}^2]^{1/2}.$$

Главная компонента скорости деформации (\dot{e}_2) лежит в вертикальной плоскости и есть \dot{e}_y . Две другие компоненты скорости деформации \dot{e}_1 и \dot{e}_3 находятся в горизонтальной плоскости X, Z . Главная ось скорости деформации — ось \dot{e}_3 , если $\dot{e}_z > \dot{e}_x$, или \dot{e}_1 , если $\dot{e}_z < \dot{e}_x$.

Угол между OZ и главной осью (φ) вычисляется из

$$\operatorname{tg} 2\varphi = 2\dot{e}_{zx}(\dot{e}_x - \dot{e}_z), \quad -\pi/4 < \varphi < \pi/4.$$

Значение φ определяют по рис. 75.

8.6. ИЗМЕРЕНИЕ АККУМУЛЯЦИИ

Аккумуляция на леднике может быть измерена в процессе снегомерной съемки методом зондирования или с помощью измерений в снежных шурфах.

Измерение глубины снежной толщи методом зондирования

Чтобы адекватно оценить непрерывно меняющуюся глубину снежной толщи, необходимая густота сети опробования должна составлять около 100 пунктов на 1 км. В идеальном случае пункты наблюдения должны быть равномерно распределены по всей площади ледника либо должна быть заложена серия профилей. Профили закрепляют реперами, разнесенными так, как это описано в разд. 8.3. Зондирование вдоль таких профилей следует проводить с интервалом в 50 м и точностью до 1 см. Результаты измерений глубины снега следует тотчас наносить на карту, с тем чтобы выявить участки, где глубина снега значительно варьирует и где поэтому требуются дополнительные зондирования.

Целесообразнее начинать зондирование от края ледникового языка, поскольку снеговой покров здесь наиболее тонок, а предшествующая летняя поверхность представлена ледниковым льдом, т. е. легко поддается определению. Выше по склону ледника летняя поверхность может выявляться хуже, особенно если лето было довольно прохладным; по-видимому, целесообразно, имея в виду облегчить съемку на будущий год, маркировать летнюю поверхность текущего года.

Зондирование в области питания более значимо в количественном отношении и более емкое по времени: до 3/4 общих затрат рабочего времени приходится на измерения в этой области.

Исследования снежных шурфов

Исчерпывающее рассмотрение проблем изучения снежных шурфов выходит за рамки этой книги, ниже приведены лишь общие указания. Тот, кто решит воспользоваться этим методом, должен быть хорошо знаком с главными процессами, за счет которых осуществляется трансформация снега в ледниковый лед. Краткое описание процессов формирования льда можно найти у Г. Селигмана [6] и У. Патерсона [154]; полезный иллюстрированный глоссарий, предназначенный для описания типов снега и льда, издали Т. Армстронг с соавторами [6].

Количество шурфов зависит от целей работы. Как минимум их должно быть заложено три: нижний отрыт в фирновой области, второй — в средней части ледника и третий — в верхней. Перед началом закладки шурфа необходимо определить с помощью снегового зонда мощность снега: шурф должен быть глубже приблизительно на 0,5 м летней поверхности предшествующего года. До его закладки следует решить и то, какая из стенок станет лицевой, т. е. останется нетронутой и будет служить для отбора проб и измерений. Предпочтение должно быть отдано наиболее затененной стороне. Шурф следует отрывать доста-

**Типичные значения плотности снега и льда.
По У. Паттерсону [154]**

Тип снега/льда	Плотность, г/см ³
Свежевыпавший снег	0,01—0,07
Сырой свежевыпавший снег	0,01—0,2
Уплотненный снег	0,2—0,3
Глубинная изморозь	0,2—0,3
Снег, уплотненный действием ветра	0,35—0,4
Фирн	0,4—0,85
Сильно мокрый снег и фирн	0,7—0,8
Ледниковый лед	0,85—0,91

точно большим: рабочее пространство у его дна должно составлять как минимум 1 м². Если шурфы приходится закладывать поблизости от уже существующих рек, то их располагают ниже по течению ледника на приемлемом расстоянии от репера: согласно рекомендациям на расстоянии 5—10 м. При отсутствии вехи вблизи места закладки шурфа, ее следует установить, имея в виду облегчение нахождения шурфа, если последняя понадобится. Отрыв шурф, следует как можно быстрее провести замеры температуры снега, чтобы убедиться в отсутствии таяния. Плотность снега на глубине 0,5 м ниже летней поверхности предшествующего года определяют с помощью стандартного снегоотборника и весов. Типичные значения плотности снега и льда приведены в табл. 52. Перечень свойств, подлежащих регистрации при описании поверхности снежного покрова, имеет следующее содержание.

Природа поверхностных осадков

- | | |
|--------------------|---|
| Поверхностный иней | — поверхностный слой из ледяных кристаллов, преимущественно в форме чешуй, иголок и т. п., образовавшийся в основном за счет конденсации на снегу |
| Изморозь | — белый пушистый снег, состоящий из относительно редких листочков и плоских кристаллов, образование которых связано с сублимацией (состояние твердое или мягкое). |
| Гололедная корка | — явно бесструктурный, плотный, стекловидный, выглядящий аморфным лед, образовавшийся за счет быстрого замерзания переохлажденной воды |

Шероховатость поверхности

Гладкая, волнистая, с вогнутыми бороздами, выпуклыми неровностями, со случайными выступами неровностей

Проницаемость поверхности снежного покрова

Ее следует измерять, отмечая глубину отпечатка, образовавшегося под действием веса человека, стоящего на одной ноге или одной лыже.

Оценка содержания жидкой воды в снегу. По [203]

Категории снега	Характеристика
Сухой снег (Wa) Влажный (Wb)	Слепить снежок не удастся Количество воды небольшое, на глаз жидкая вода не заметна, но снежок лепится
Мокрый (Wc) Сильно мокрый (Wd)	Видна жидкая вода Обилие жидкой воды, хотя она свободно не сочится
Талый (We)	При легком сдавливании из снега сочится вода

Таблица 54

Оценка размера снежных зерен. По [203]

Категория снега	Размер зерен, мм
Очень тонкозернистый (Da)	$< 0,5$
Мелкозернистый (Db)	$0,5-1,0$
Среднезернистый (Dc)	$1,0-2,0$
Крупнозернистый (Dd)	$2,0-4,0$
Очень крупнозернистый (De)	$> 4,0$

Таблица 55

Оценка снега по форме снежных зерен. По [203]

Категория снега	Характеристика
Свежевыпавший снег (Fa)	Кристаллы неизменные или слегка преобразованные, хорошо распознается их первоначальная форма
Зачастую напоминает войлок (Fb)	Кристаллы в состоянии прогрессирующего преобразования, однако элементы исходных кристаллов все еще хорошо различимы
Гранулярный, зерна округлой формы (Fc)	Округлые, часто удлинённые зерна, с признаками таяния или без таковых
Гранулярный, зерна имеют отчетливые грани, истинные кристаллы (Fd)	Часто примешаны округленные зерна или кристаллы конической формы
Глубинная изморозь (Fe)	Кристаллы конической формы, не обязательно вполне развившиеся с характерными входящими углами и выступами

Оценка снега по прочности. По [203]

Категория снега	Характеристика
Очень мягкий	Свободно погружается кулак (рука в перчатке)
Мягкий	Свободно проходят концы 4 пальцев руки в кожаной перчатке
Средней твердости	Проходит один палец руки в кожаной перчатке
Твердый	Проходит карандаш
Очень твердый	Проходит нож

Таблица 57

Твердость снега, прочность на сдвиг и соответствующие описательные термины. По [203]

Категория снега	Твердость на вдавливание, R (кг/с)	Прочность на сдвиг, K (г/см ²)
Очень мягкий	0—2,0	0—10,0
Мягкий	2,0—15,0	10,0—75,0
Средней твердости	15,0—50,0	75,0—250,0
Твердый	50,0—100,0	250,0—500,0
Очень твердый	100,0	500,0

Для отдельных горизонтов снеговой аккумуляции нужно отмечать плотность снега, содержание свободной воды (табл. 53), размер и форму зерна (табл. 54 и 55), прочность на сдвиг (табл. 56), твердость снега (табл. 57), температуру и наличие загрязнений.

Летняя поверхность предшествующего года может быть отмечена присутствием слоя пыли или внезапным изменением плотности, твердости или формы зерен. Когда речь идет об арктических ледниках, то в качестве летней поверхности может быть принята подошва слоя глубиной изморози [154].

8.7. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТВЕРДОСТИ СНЕГА НА ВДАВЛИВАНИЕ

Такого рода измерения твердости и прочности снега основано на определении глубины проникновения стандартного конического пенетromетра (конуса-твердомера). Угол при вершине конуса должен быть 60°, а диаметр его 40 мм.

Твердость снега на вдавливание $R = (\psi + qQ + P) + (Phn/x)$, где ψ — масса первого элемента твердомера, кг; q — число 1-мет-

ровых удлинительных штанг; Q — масса 1-метровой удлинительной штанги; P — масса груза (молотка); h — высота падения груза, см; n — число ударов на единицу глубины; x — глубина проникновения комплекта штанг, см. Интерпретация результатов облегчается, если их наносить на график как производную интервала глубины и значения твердости на вдавливание, т. е. в виде зависимости $xR/\text{глубина}$. В табл. 57 даны описательные термины и соответствующие значения твердости снега на вдавливание. Там же приводятся приближенные значения прочности на сдвиг.

Модифицированная формула для определения твердости снега, более полно учитывающая передачу усилия в точке приложения зонда-твердомера, предложена Х. Габлером [101]. Эмпирически выведенный коэффициент C , определяемый отношением высоты падения груза и глубины проникновения, следует вводить в последний член вышеприведенного уравнения.

Отсюда, $R_c = (w + qQ + P) + C(Phn/x)$.

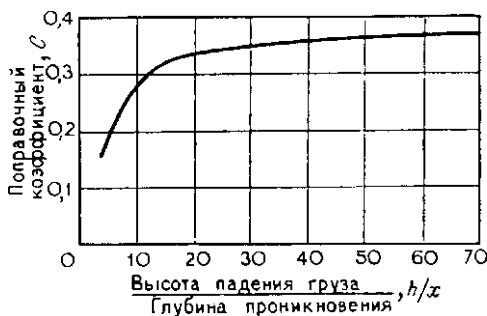


Рис. 76. Поправочные коэффициенты, вводимые в уравнения твердости снега на вдавливание. По Г. Гублеру [101]

Значение поправочного коэффициента C может быть считано по графику на рис. 76.

8.8. ИЗМЕРЕНИЕ АБЛЯЦИИ

Обычно изучение абляции проводят на основе повторных наблюдений за снижением поверхности у рек, установленных на леднике. Для получения надежных и согласованных результатов необходимо соблюдать следующие правила.

Когда речь идет о гляциологических рейках, забуренных в лед, измерения должны проводиться от вершины рейки вниз к поверхности ледника. Последнюю можно определять по нижней плоскости пешии, положенной на лед поперек направления течения льда так, чтобы она касалась рейки.

Там, где лед все еще покрыт снегом, измерения должны вестись с учетом видимой длины веши и глубины снега. Глубину снега рассчитывают как среднее по трем измеренным глубинам, полученным с помощью зопда на расстояниях 1—2 м от веши. Рекомендации по определению высоты снежной поверхности даны в разд. 8.6. Такие определения должны регулярно проводиться в течение всего лета для оценки плотности снега.

8.9. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Метеорологические наблюдения следует проводить рано утром и вечером, так чтобы они не мешали основным гляциологическим работам. Желательно, чтобы время наблюдений максимально приближалось к местному стандарту. Может быть предложен минимум необходимых наблюдений.

Температура воздуха и влажность. Идеальным было бы использование термогигрографа в сите Стевенсона. Одновременно должны осуществляться отметки времени и проводиться проверка по ртутному термометру.

Облачный покров. Суточный облачный покров следует фиксировать в десятых долях, отмечая высоту облаков и вариации степени облачности.

Осадки. Для измерения дождевых осадков и снега (последний должен быть предварительно растаян) следует использовать стандартный дождемер. При обильных снегопадах необходимо определять глубину выпавшего снега и его плотность. Должна быть разбита сеть дожде-снегомерных постов, и по крайней мере на одном из них измерения должны проводиться ежедневно.

Скорость и направление ветра. Определения скорости (в м/с) и направления ветра должны проводиться дважды в день, как правило, одновременно с измерениями температуры. Для выполнения этой задачи идеально подходит портативный анемометр. При его отсутствии можно воспользоваться небольшим клочком бумаги, определив приблизительно скорость по скорости его падения на землю.

Солнечная радиация. Желательно для этой цели использовать радиометр, однако при его отсутствии следует регистрировать часы солнечного сияния и вычислять коэффициент отражательной способности поверхности ледника (альбедо). Определение величины падающего радиационного потока может быть осуществлено с помощью эмпирических зависимостей [20].

8.10. ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДА ВОДЫ

Всякий раз, когда это возможно, следует проводить мониторинг расхода воды и расхода наносов в пределах данного ледникового бассейна. Такого рода измерения обычно осуществляются

ежедневно, одновременно с метеорологическими наблюдениями; наиболее удобно делать это, используя расчетное (номинальное) сечение. Методы подсчета расходов для данного поперечного сечения приводятся в гл. 7. Взвешенные наносы (суспензионный твердый сток) и твердый сток у ложа также следует регистрировать ежедневно (эти вопросы тоже рассматриваются в гл. 7).

Когда представляется такая возможность, расход следует дополнительно регистрировать поздним утром и ранним вечером, чтобы оценить нормальное временное изменение расхода воды в ледниковых потоках. Одновременно, если это возможно, следует проводить измерения количества нанесенного материала. Весьма желательно, чтобы по крайней мере одно главное событие было проконтролировано с интервалом в 1 ч. Такая ежечасная регистрация должна быть осуществлена в течение одного «нормального» 24-часового интервала времени, так как это дает в дальнейшем возможность в дни, когда условия могут считаться «нормальными», ограничиться при построении кривых расхода воды и расхода наносов тремя или четырьмя наблюдениями в сутки.

Глава 9. Эоловые процессы

Эта глава содержит материал, предназначенный для изучения и анализа эоловых процессов в соответствии с А. Гауди [96]. В первом разделе в качестве основы для полевых расчетов и анализов приводятся главные зависимости, определяющие вовлечение материала в ветровой перенос и сам этот процесс. Во втором разделе в общих чертах описываются характерные особенности эоловых образований, призванные помочь в их идентификации, и рассматривается материал, позволяющий классифицировать аккумулятивные эоловые формы.

9.1. СООТНОШЕНИЯ СКОРОСТИ ВЕТРА, СКОРОСТИ ВОЛОЧЕНИЯ, ВОВЛЕЧЕНИЯ МАТЕРИАЛА В ПЕРЕНОС И ТРАНСПОРТИРОВКИ ОСАДКА

Зависимости, приводимые в этом разделе, включены в качестве основы для предварительного изучения и анализа полевых данных. Более детальные оценки этих соотношений можно найти в пособиях, аналогичных работам Р. Багнольда [8] и Р. Кука и А. Уоррена [60]. В данном разделе приводится также график, демонстрирующий зависимость атмосферной видимости от концентрации пыли в атмосфере, который может быть использован для полевых определений концентрации пыли.

Скорость волочения (v_*), или градиент скорости, вычисляют из уравнения:

$$v_* = Kv_z / \log(z/k),$$

где v_z — скорость на высоте z ; k — высота, где скорость равна нулю; K — постоянная фон Кармана, приблизительно равная 0,04, но варьирующая в зависимости от температурного градиента. Скорость на высоте z может быть выведена из

$$v_z = 5,75v_* \log(z/k),$$

где v_* — скорость волочения; k — шероховатость поверхности, приблизительно равная $0,081(\log d)/0,18$ для песчаных поверхностей (где d — средний диаметр зерна, см), для относительно гладких поверхностей $K \approx d/30$ и приближается к $d/10$ для грубых поверхностей.

Критическая скорость (v_{*i}), при которой начинается перемещение частиц [8], или пороговая скорость волочения, может быть выведена из уравнения

$$v_{*i} = A[(\sigma - \rho)gd/\rho]^{1/2},$$

где σ — плотность зерен, г/см³; ρ — удельная плотность флюида (воздуха), приблизительно равная $1,22 \cdot 10^{-3}$ г/см³; g — гравитационная постоянная, см/с²; d — средний диаметр частиц, см. Коэффициент Багиольда (A) для частиц диаметром более 0,1 мм приблизительно равен 0,1. Он является функцией числа Рейнольдса (B), которое получают из формулы

$$B = v_* r / \nu,$$

где r — шероховатость поверхности ($\approx d$); ν — кинематическая вязкость воздуха (см²/с), равная отношению вязкости к плотности. На рис. 77 изображена зависимость A и B , по экспериментальным данным [98].

Комбинируя формулы для v_z и v_{*i} , получаем

$$v_z \approx 5,75A[gd(\sigma - \rho)/\rho]^{0,5} \log(z/k).$$

Пороговая скорость выпадения (v_{*i}), ниже которой перемещение материала прекращается, вычисляется из уравнения

$$v_{*i} = 680d^{0,5} \log(30/d).$$

Зависимость между пороговой скоростью флюида, пороговой скоростью выпадения и размером частиц показана на рис. 78.

Р. Багиольд [7] приводит следующую формулу для полностью песчаного потока в единицу времени на единицу расстояния поперек движения:

$$q = C(d/D)^{0,5}(\rho/g)\alpha(v - v_i)^3,$$

где q — общее количество наноса (в тоннах на метр ширины в час); C — коэффициент, который для практически однородного

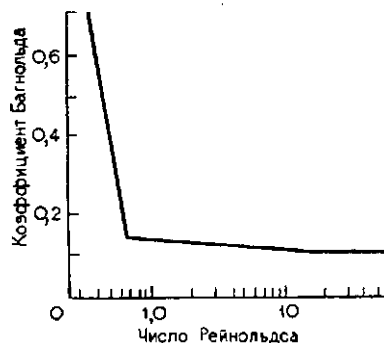


Рис. 77. Соотношение между параметром Багнольда (А) и числом Рейнольдса (В), основанное на экспериментальных данных. По Р. Грилею [98]

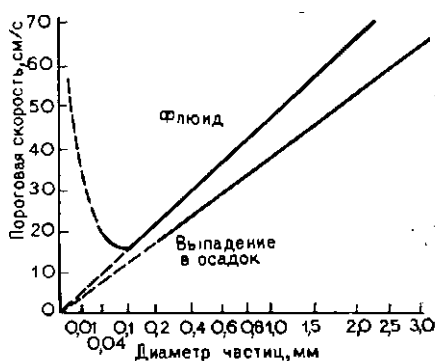


Рис. 78. Вариации пороговых скоростей флюида и выпадения в зависимости от размера частиц. По Р. Багнольду [8]

песка принимает значение 1,5, для песка, сортированного по природе, 1,8, для плохо сортированного песка 2,8, для галечной поверхности 3,5; d — размер зерна, мм; D — стандартный размер зерна, равный 0,25 мм; ρ — удельная плотность воздуха; g — гравитационная постоянная; α — постоянная, равная $0,174/\log(z/k)$; v — скорость ветра на высоте измерения; v_t — пороговая скорость флюида при перемещении песка; z — высота, на которой измеряется скорость, м; k — высота, на которой скорость равна нулю.

Для скорости ветра, измеряемой на высоте 1 м над земной поверхностью, эта зависимость для среднего дюнного песка имеет вид

$$q = 1,5 \times 10^{-9} (v - v_t)^3.$$

Графически эта зависимость представлена на рис. 79; другие зависимости для тех же ситуаций рассматриваются Г. Вильямсом [214], С. Фрайбергером и Г. Дианом [88].

Два варианта зависимости атмосферной видимости от концентрации пыли в атмосфере, по У. Чепилу и Н. Вудрафу [47] и Э. Робинсону [165], показаны на рис. 80. Они могут быть использованы для оценки концентрации пыли в атмосфере по наблюдаемой атмосферной видимости.

9.2. ЭОЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ

В этот раздел включен вспомогательный материал, полезный при изучении эоловых отложений и форм рельефа. Ниже приводятся в виде перечня [95, 139] характеристики эоловых отложений, чтобы помочь в идентификации отложений предположитель-

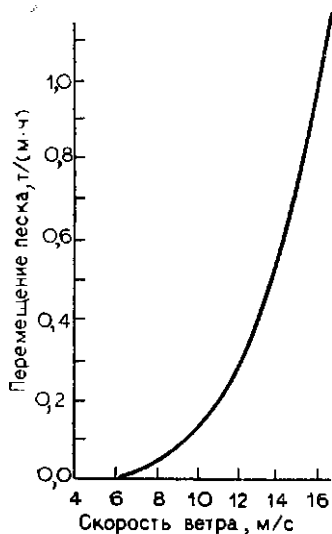


Рис. 79. Соотношение между величиной перемещения песка и скоростью ветра, измеренной на высоте 1 м над землей для «среднего» дюнного песка. По Р. Багнольду [8].

Диаметр зерна этого обычно нормально сортированного песка составляет 0.25 мм. Количественное соотношение ρ/g для этого «среднего» песка имеет значение $1,25 \cdot 10^{-4}$.

но эолового генезиса. Далее идет материал, касающийся определения форм, образовавшихся как результат эоловой аккумуляции.

Характеристика эоловых отложений

а) песчаные тела, как правило, светлоокрашенные и равнозернистые, с резкими границами; часто ортокварцитовые;

б) серия песков и песчаников, варьирующих по мощности от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров;

в) передовые слои с углом наклона от 0 до 34° (если они уплотнены, с меньшим наклоном). Ориентация наклонов может быть одно- и разномодальной [95, 138];

г) обычно резко косослоистые осадки, как правило, с плоскопластинчатой и плоскоклиновидной косою слоистостью; корытообразная косая слоистость встречается редко (см. рис. 6.11, гл. 6);

д) тонкие прослойки-пластины, как правило, плоские, на поверхностях крутопадающих передовых слоев, эпизодически встречается рябь. Рябь неизменно имеет высокие индексы (см. с. 119—123, обычно более 15) с параллельными гребнями и ложбинами.

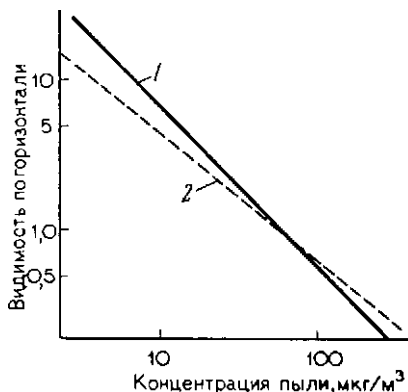


Рис. 80. Соотношение между концентрацией пыли на высоте 1,8 м над земной поверхностью и видимостью по горизонтали

1 — по Э. Робинсону; 2 — по У. Чеплу и Н. Вудрафу

Согласно Р. Стоуну и Г. Саммерсу [190], длина волны ряби (в см)

$$L = 63,8D^{-0,75},$$

где D — средний диаметр зерна, мм;

е) отдельные прослои хорошо сортированы, особенно при более тонком размере зерен. Как правило, наблюдаются резкие различия в размерности максимально крупных зерен между соседними прослоями;

ж) зерна имеют обычно размерность от алевритистой (60 мкм) до крупнопесчаной (2000 мкм) с преобладанием 125—300 мкм. Максимально допустимый для эоловой транспортировки размер частиц — около 1 см, однако зерна размером более 5 мм встречаются редко;

з) процентное содержание алеврит-глинистой фракции обычно значительно ниже 5% либо сводится к нулю (помимо аутогенной глины);

и) более крупные песчаные зерна отличаются хорошей окатанностью;

к) глинистые оболочки очень редки, обычно им сопутствуют признаки отложения в водной среде;

л) кварцевые пески на небольших глубинах обычно легко рассыпаются или слегка сцементированы гематитом. Локальное изменение окраски (обесцвечивание) красных, покрытых пленкой гематита зерен, до зеленого или белого цвета не характерно;

м) слюда, как правило, отсутствует;

н) адгезионной ряби (ряби приминания) сопутствует увеличенное содержание глины, обычно присутствие гипса или ангидритового цемента;

о) кварцевые зерна, не сцементированные кальцитом, под микроскопом обычно демонстрируют штрихованные и изъеденные поверхности.

Характеристики эоловой стратификации даны в разд. 6.6; более полно этот вопрос излагается в работе Р. Хантера [115]; Е. Мак-Ки [138, 139] и К. Гленн [95] рассматривают седиментарные характеристики обычных типов дюн.

Классификация аккумулятивных эоловых форм

Эоловые образования могут быть классифицированы по их масштабу (табл. 58). Эта классификация включает совокупность данных, приводимых И. Уилсоном [215, 216], Р. Куком и А. Уорреном [60], и, вероятно, дает диапазон экстремальных значений обычно встречающихся эоловых образований. Формы II порядка* могут быть подразделены на свободные дюны и дюны, свя-

* Речь идет о формах, изображенных на рис. 81 и 82. — *Прим. пер.*

Классификация эоловых образований по их масштабу

Порядок	Наименование	Ориентация	Длина волны	Амплитуда
I	Драа	Продольная или поперечная	300—500 м	40—450 м
II*	Дюна	Продольная или поперечная	3—600 см	0,1—100 см
III	Аэродинамическая рябь	Продольная или поперечная	15—250 см	0,2—5 см
IV	Импактная рябь Извилистость вторичной ряби	Поперечная Продольная	0,5—200 см 1—3000 см	0,001—100 см 0,05—100 см

* Подразделение образований II порядка дано в табл. 59 и на рис. 81—83.

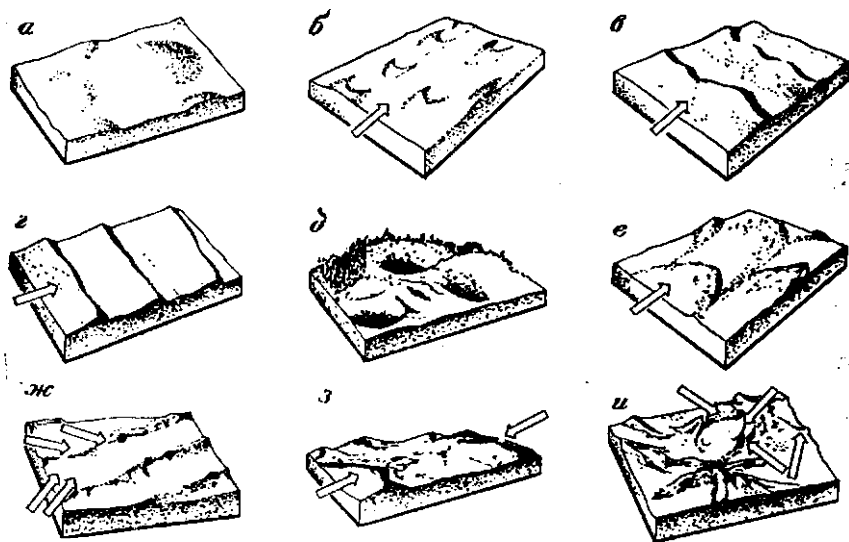


Рис. 81. Блок-диаграммы эоловых форм рельефа (а—и)

занные с какими-то препятствиями. В табл. 59 и рис. 81—83 рассмотрены свободные дюны — простые, составные и сложные. Дюны простые — это индивидуальные образования, составные

**Терминология, используемая для определения основных
типов дюн и других эоловых образований.
По Е. Мак-Ки [139]**

Форма	Число поверхностей скатывания	Термины, используемые при наземных исследованиях форм, поверхностей скатывания и внутренней структуры	Обозначение на рис. 81	Термины, используемые при изучении их рисунка и морфологии по космическим аэрофотоснимкам
Покровообразные с широкой плоской поверхностью	Нет	Покров	Нет, плоская поверхность	Покров*
Тонкая вытянутая полоса	Нет	Песчаная полоса	Нет, плоская	Песчаная полоса*
Кольцевой или эллипсоидальный холм	Нет**	Купол	а	Куполообразная форма
Серповидный в плане	Одна	Бархан	б	Бархан
Ряд связанных серповидных в плане образований	Одна	Барханондная гряда	в	Барханондная гряда
Асимметричная	Одна	Поперечная гряда	г	
Вал, окаймляющий округлую дефляционную депрессию	Одна или более	Дюна выдувания***	д	Не распознаваемая форма
U-образная в плане форма	Одна или более	Параболическая дюна***	е	Параболическая дюна
Симметричная гряда	2	Линейная (копьевидная) дюна	ж	Линейная форма
Асимметричная гряда	2	Реверсионная дюна	з	Реверсионная дюна
Центральный пик с тремя и более отрогами	3	Звездчатая дюна	и	Звездчатая

* Могут включать холмы и другие образования, слишком малого размера, чтобы они могли быть различаемы на космоснимках.

** Внутренняя структура может обнаруживать тип эмбриобархана с одной поверхностью скатывания.

*** Дюны, контролируемые растительностью.

Рис. 82. Широко распространенные типы составных дюн. По Э. Мак-Ки [139]:

а — слившиеся барханные гряды; *б* — параболические дюны внутри более крупной параболической дюны; *в* — слившиеся звездчатые дюны; *г* — линейные дюны на крупной линейной гряде; *д* — мелкие барханы на крупном бархане

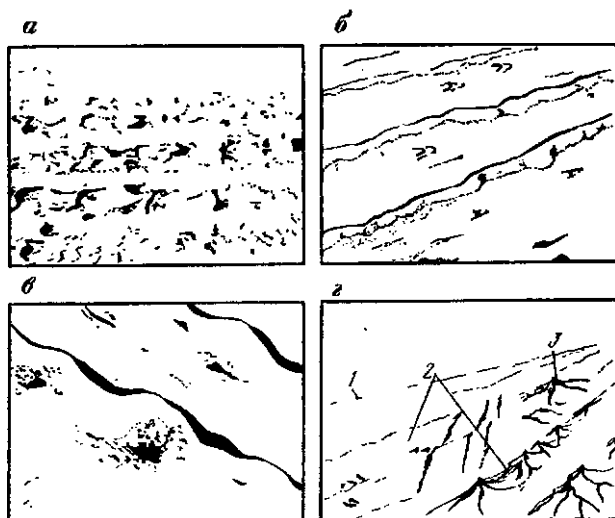
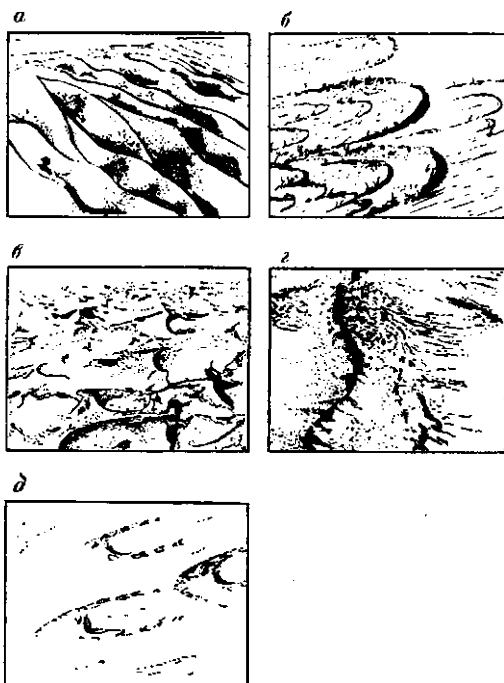


Рис. 83. Примеры сложных дюн. По Э. Мак-Ки [139], Р. Куку и А. Варрену [60]:

а — звездчатые дюны на линейной; *б* — линейные дюны с барханами в междюнных пространствах; *в* — дюны выдувания на поперечной дюне; *г* — зигбар, драа и рурд (1, 2 и 3 соответственно)



Рис. 84. Классификация дюн, связанных с препятствиями. По Р. Куку и А. Варрену [60]

возникают там, где эшелонированы несколько дюн одного и того же типа, а сложные состоят из двух или более дюн разного типа. На рис. 84 показаны дюны, связанные с препятствиями.

Глава 10. Береговые процессы

Эта глава включает материалы, необходимые при изучении процессов, происходящих в эстуариях, прибрежной и мелководной морских зонах. В разд. 10.1 дается перечень необходимых наблюдений за береговыми процессами согласно схеме LEO (Littoral Environment Observations), принятой в Инженерной службе США. Разд. 10.2 включает вопросы, связанные с различными аспектами ветровой и волновой динамики, а в разд. 10.3 приводится материал, касающийся изучения осадков и солености. Методика измерений при изучении береговых процессов подробно рассматривается в книге под ред. А. Гаудин [96].

10.1. СХЕМА LEO ИНЖЕНЕРНОЙ СЛУЖБЫ США

Эта схема широко используется при наблюдении за береговыми процессами, с ее помощью может быть осуществлено полное описание таких процессов в отдельных пунктах и в конкретный период времени.

Все детали схемы LEO и методика ее применения подробно изложены Д. Бергом [15], и Р. Бруно и Л. Хиипакка [32]. Рассмотрим перечень данных, подлежащих обязательной регистрации, и рекомендации по методике исследований.

1. Пункт наблюдения

2. Дата

3. Время наблюдения (по 24-часовой системе отсчета)

4. Наблюдения за прибором:

а) **период волны:** время (в секундах) прохождения через какой-то стационарный объект 11 гребней волн; начало отсче-

та — момент прохождения первого гребня, а конец — момент прохождения одиннадцатого. Штиль обозначается как 0;

б) **высота буруна**: оценивается наблюдателем визуально с точностью до 3 см;

в) **угол буруна**: угол, образуемый с берегом направлением, с которого подходят волны к береговой отмели, диапазон от 0 до 180°. При штиле фиксируется 0;

г) **тип буруна** (см. с. 182—183).

5. Наблюдения за ветром:

а) **скорость ветра**: определяется с точностью до 1 км/ч с помощью анемометра, если последний имеется в распоряжении. При отсутствии анемометра может быть использована шкала Бофорта (см. с. 178—179) для определения скорости ветра. При штиле фиксируется 0;

б) **направление ветра**: направление, откуда дует ветер, фиксируется с определением румбов.

6. **Уклон приливо-отливной полосы** (нижнего пляжа): определяется с точностью до градуса при помощи уровня Эбби или инклинометра.

7. **Ширина прибойной зоны** — от береговой линии до линии наиболее мористых бурунов — в метрах.

8. Вдольбереговые течения:

а) **«расстояние окрашивания»**: краситель следует вводить непосредственно от бурунов в направлении берега, когда это возможно. Для определений может быть использован также плавник или какие-то другие плавающие предметы. «Расстояние окрашивания» — расстояние (в метрах) от береговой линии до пункта введения красителя.

б) **скорость течения**: расстояние, которое красящее облако или плавник проходит параллельно берегу (в метрах в 1 мин).

в) **направление течения**: если краситель перемещается от обращенного к морю наблюдателя влево, ставится —1; если вправо — то +1. При отсутствии вдольбереговых течений фиксируется 0.

9. **Сулой** — течение, движущееся узкой полосой от берега в сторону моря и представляющее собой возвратное движение воды, нагнанной волнами; его поддерживают питающие течения, в которых вода движется вдоль берега. При наличии таких течений между ними регистрируется расстояние (в метрах), при их отсутствии ставится 0.

10. **Береговые выступы** представляют собой полукруглые, серповидные или остроконечные образования на прямолинейных участках пляжа. Если они есть, то следует измерять расстояния между «рогами» соседних выступов (в метрах); если же они распределены неравномерно, то вычисляется среднее расстояние между ними; при отсутствии такого рода образований фиксируется 0.

10.2. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ВЕТРОВОЙ И ВОЛНОВОЙ ДИНАМИКИ

Этот раздел содержит материал, используемый при изучении зависимости между геометрией, динамикой и генерацией волн. Для определения силы ветра используется шкала Бофорта (табл. 60). Ниже в краткой форме даны основные зависимости между геометрией и динамикой волн; рассмотрение их продиктовано желанием обеспечить возможность некоторых предварительных расчетов и анализов в полевых условиях. Затем охарактеризованы типы бурунов и методы их полевой идентификации и, наконец, изложен материал, позволяющий в полевых условиях давать прогнозы и ретроспективный анализ в отношении волн, генерируемых ветром.

Зависимость между геометрией волн и их динамикой

Скорость волны (C), т. е. скорость, с которой поверхностная волна распространяется в спокойной воде, вычисляется по формуле

$$C = L/T$$

или из уравнения

$$C = [(gL/2\pi) \operatorname{tg} h (2\pi d/L)]^{0,5} = (gT/2\pi) \operatorname{tg} h (2\pi d/L),$$

где L — длина волны, м; T — период времени, с; d — глубина воды, м; g — гравитационная постоянная, м/с². График, демонстрирующий зависимость между скоростью волны, ее периодом и глубиной, показан на рис. 85.

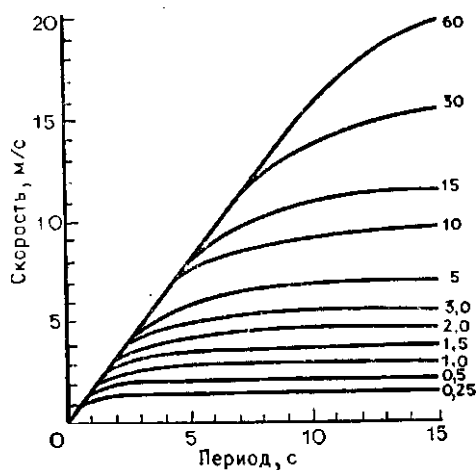


Рис. 85. Зависимость между периодом волны и скоростью для различных глубин. По О'Брайену [148].

Цифры около кривых — глубина, м

Шкала Бофорта для определения силы (скорости) ветра

Число Бо-форта	Общее опи-сание ветра	Прибли-зительная скорость ветра, м/с	Прибли-зительная высота волны, м	Наблюдаемые эффекты	
				на море (прибреж-ная зона)	на суше
0	Штиль	0,0—0,2	0	Зеркальная по-верхность моря	Дым из труб под-нимается отвесно
1	Легкий (тихий)	0,3—1,5	0,1—0,2	Легкая рябь без пенных гребешков	Направление вет-ра можно устано-вить по отклоне-нию дыма, флюгер неподвижен
2	Легкий бриз	1,6—3,3	0,3—0,5	Небольшие волны (рябь) со стекло-видными гребеш-ками без разры-вов	На лице ощущает-ся движение воз-духа, от ветра ше-лестят листья, обычный флюгер фиксирует движе-ние
3	Слабый бриз	3,4—5,4	0,6—1,0	Крупная рябь, дробление и по-стоянное движе-ние волн, отдель-ные «барашки»	Колеблются листья и мелкие веточки, ветер развеивает легкие флаги
4	Умеренный бриз	5,5—7,9	1,5	Небольшие вол-ны удлиняются, довольно частые «белые барашки»	Ветер поднимает пыль и мелкие клочки бумаги; колеблются тон-кие ветви
5	Свежий	8,0—10,7	2,0	Волны средней длины, много «бе-лых барашков», отдельные срывы брызг с гребней	Начинают раска-чиваться неболь-шие деревья, на поверхности во-досмолов рябь
6	Сильный	10,8—13,8	3,5	Начинают формиро-ваться большие волны, с белой пе-ной на гребнях, срывы брызг	Крупные ветви приходят в дви-жение, тонкий «свист» в теле-графных проводах, зонт трудно удер-жать в руках
7	Сильный, почти штормовой	13,9—17,1	5,0	Море вздымается буграми, срываю-щаяся с гребней пена при дробле-нии волн образует белые пенные по-лосы, появляются водовороты	Качаются неболь-шие стволы де-ревьев, идти про-тив ветра затруд-нительно

Число Бо-форта	Общее опи-сание ветра	Прибли-зительная скорость ветра, м/с	Прибли-зительная высота волны, м	Наблюдаемые эффекты	
				на море (прибреж-ная зона)	на суше
8	Штормовой (очень крепкий)	17,2—20,7	7,5	Волны умеренной высоты; пена образу-ет хорошо за-метные полосы; гребни, разбиваясь образуют водово-роты	Ломаются ветки деревь-ев, пере-движение затруд-нительно
9	Шторм, пе-реходящий в бурю	20,8—24,4	9,5	Высокие волны, их гребни начинают запрокидываться и обрушаться; из-за брызг ухудша-ется видимость	Небольшие раз-рушения; срыва-ется черепица и разрушаются ды-мовые трубы
10	Буря	24,5—28,4	12,0	Очень высокие волны; длинные нависающие греб-ни; волнение на море становится сильным и ужас-ным; на поверх-ности моря, по-крытой очень плотными поло-сами пены, форми-руются белые пят-на	На суше наблю-дается редко; де-рсь-ва вырыва-ются с корнем, значительные раз-рушения
11	Сильная буря	28,5—32,7	15,0	Исключительно высокие волны, море покрыто крупными пятна-ми пены; малые и средние суда за волнами могут на-долго исчезать из виду	Очень редки, боль-шие разрушения
12	Ураган	>32,7	>15	Пена и брызги за-полняют воздух; поверхность моря становится пол-ностью белой, сильная водяная пыль; видимость затруднена	

Рассмотренная выше зависимость может быть аппроксимирована как

$$C \approx (gL/2\pi)^{0,5} \text{ — для больших глубин } (d/L > 0,5);$$

$$C \approx (gd)^{0,5} \text{ — для малых глубин } (L/d < 0,05).$$

Отношение длины волны к периоду для глубоководья (L) определяют как $L = 1,56 T^2$ (L в метрах).

Более точно зависимость между скоростью и другими характеристиками есть

$$C = \{ (gL/2\pi) [1 + (\pi^2 H^2 / 2L^2)] \}^{0,5}.$$

Отношение периода волны к ее длине для различных глубин показано на рис. 86; эта зависимость может быть записана так:

$$T = [(2\pi L/g) \operatorname{ctg} h (2\pi d/L)]^{0,5}.$$

Для больших глубин эта зависимость приобретает вид

$$T^2 = 2\pi L/g \approx 0,344 L.$$

Групповая скорость волн (C_g) для волн со скоростями C_1 и C_2 может быть вычислена по формуле $C_g = C_1 C_2 / (C_1 + C_2)$.

Если $C_1 \approx C_2$, то $C_g = c/2$, где $c = (C_1 + C_2)/2 = gT/4$. Для малых глубин ($d/L < 0,05$) $C_g \approx C$ (C — средняя скорость волны). При любых глубинах групповая скорость волн более точно определяется уравнением

$$C_g = 0,5C \{ 1 + [(4\pi d/L) / \sin h (4d/L)] \}.$$

Детальное рассмотрение и обсуждение этих зависимостей читатель найдет в работах Дж. Гарвея [105], К. Книга [128] и Дж. Коллинза [56].

Воздействие мелководья и течений на характер волн

При достижении волнами мелководья их высота изменяется [113] в соответствии с зависимостью

$$H = DH_0,$$

где H — высота волны; H_0 — высота волны на глубоководье; D — коэффициент донного эффекта, вычисляемый из уравнения

$$D = \operatorname{tg} h (2\pi/L) 1 + (4\pi d/L) \sin h (4\pi d/L)^{0,5},$$

где d — глубина воды, а L — длина волны.

На больших глубинах $D = 1,0$, причем этот коэффициент обнаруживает тенденцию к снижению до минимального значения 0,91 при $d/L_0 = 0,15$ или около, затем он растет и возрастание продолжается до момента разрыва волны. Зависимости, демонстрирующие изменение высоты волны и ее длины с уменьшением

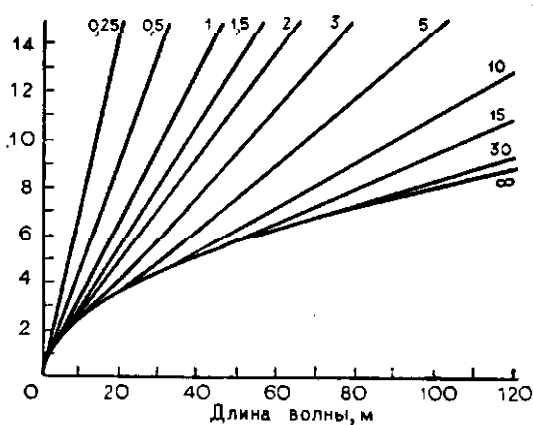


Рис. 86. Зависимость между периодом и длиной волны при различных глубинах (для идеальной волны в условиях мелководья).

Цифры около кривых — глубина, м

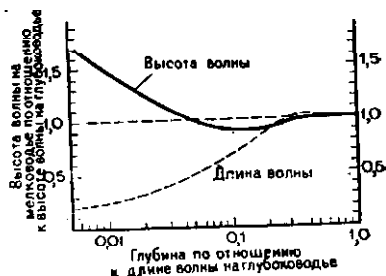


Рис. 87. Высота и длина волны в условиях уменьшения глубин. По Р. Расселу и Д. Макмиллану [168]

ем глубины, показаны на рис. 87. Соотношения между длиной волны, ее периодом и глубиной воды для некоторой идеальной волны в случае малых глубин даны на рис. 86.

Если одновременно с уменьшением глубины происходит преломление волн, то его эффект вычисляют по формуле

$$H = (b_0/b)^{0.5} D H_0,$$

где b_0 — расстояние между ортогоналями (дугами, перпендикулярными к волновым пикам) рефрагированных волн на больших глубинах; b — расстояние между ортогоналями той же волны на мелководье.

Место, где происходит дробление (разрыв) волны и образуется бурн, зависит от ряда факторов, однако в целом может быть определено полуэмпирической зависимостью $H = 0.78d$.

Когда наблюдаемая высота волны превышает это значение, происходит разрыв волны. Влияние течения, направленного по или против движения волны, вычисляется [113] следующим образом:

$$L_c/L_0 = [(1+a)/2]^2, \quad H_c/H_0 = [2/(a^2+a)]^{0.5},$$

где индекс «с» указывает на наличие воздействия течения, а индекс «о» отвечает условиям глубоководья. Значение a определяют из уравнения

$$a = [1 + 4(U/C_0)]^{0.5},$$

где U — скорость течения; C_0 — скорость волны на глубоководье.

Классификация типов бурунов

Существуют (рис. 88) три основных типа бурунов (показаны точечным крапом). Тип буруна может быть предсказан по величине I [90], которая определяется зависимостью

$$I = h / (\lambda \operatorname{tg}^2 \beta),$$

где h — высота волны на больших глубинах (глубина спокойной воды по отношению к $\lambda > 0,005$); λ — длина волны на больших глубинах; β — уклон береговой отмели. Критические значения даны ниже и на рис. 88. Там же показаны ожидаемые значения симплер-индекса для каждого типа бурунов [155].

1. **Скользящие буруны** ($I > 4,8$) обычно развиваются у отменных берегов с малым уклоном; на гребнях образуется пена и турбулентные движения, в конечном счете фронтальная плоскость волины. Скольжение начинается у гребня, когда небольшой язык водной массы выдвигается вперед быстрее, чем сама волна. В итоге образуется сильное приливное течение. Бурун обычно хорошо сохраняет форму.

2. **Ныряющие буруны** ($0,09 < I < 4,8$). Фронт волны становится все более крутым. Гребень волны закручивается и обрушивается к основанию волны, часто с последующим отскоком; там, где гребень разбивается, возникают крупные уплощенные заплески. Бурун быстро и очень эффектно деформируется.

3. **Волновой бурун** ($I < 0,09$) обычно образуется у приглубых берегов с крутым погружением дна. Фронт и гребень волны остаются относительно ровными, а основание волны накатывается на берег, с легким вспениванием и формированием пузырьков. Разрыва волны не происходит — волна хорошо сохраняет форму.

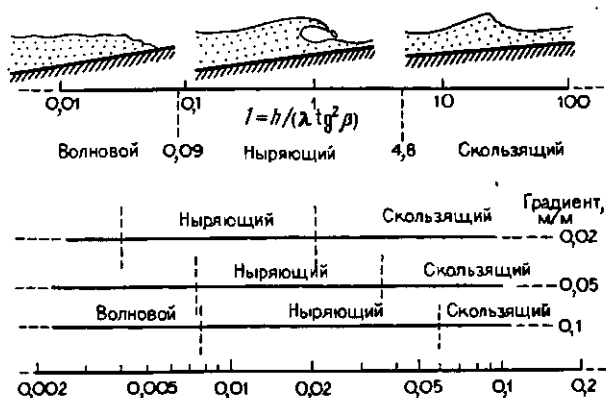


Рис. 88. Типы бурунов в соответствии с их индексами, основанными на характере уклона дна, высоте и длине волны. По К. Гэлвину [90], Д. Патрику и Р. Вейгеля [155]

4. Буруны обрушения ($I < 0,09$) могут быть выделены в качестве промежуточного типа между ныряющими и волновыми бурунами. Нижняя часть фронта волны становится более крутой — до вертикальной, выше образуется как бы укороченная ныряющая волна. Точка, где начинается закручивание фронтальной поверхности волны, располагается ближе к берегу и ниже максимального поднятия волны.

Прогнозирование будущих характеристик ветрового волнения

Для определения высоты и, вероятно, периодов волн, возникающих в результате конкретных комбинаций скорости ветра, его продолжительности и нагона, могут использоваться рис. 89—92. Применительно к океану следует использовать рис. 89 и 90, а в случае прибрежных вод — рис. 91 и 92. Применение этих рисунков предусматривает определения скорости ветра, с последующим введением соответствующих значений (левая шкала). Для прогнозирования высоты волн предназначены рис. 89 и 91, а для прогнозирования их периода — рис. 10.5 и 10.7. После нанесения соответствующих значений скорости на графике прослеживают линию выбранного значения до ее пересечения со значением продолжительности или нагона. Ожидаемую высоту волны или ее период считают по нижней шкале. При этом всегда используют первое предельное значение — независимо от того, идет ли речь о продолжительности действия ветра или о нагоне. Полученные таким образом величины отвечают максимальной высоте волны (H_{\max}) и периоду значимой волны (T_s), т. е. периоду, который появится на типовой записи волны, содержащей около 100 волн, продолжительностью 10 мин. Высота значимой волны (H_s) — это средняя высота наиболее высокой из трех последовательных волн на записи, она может быть вычислена по формуле

$$H_s = H_{\max} / 1,60.$$

Наиболее вероятная высота максимальной волны при шторме (H_p) может быть определена по формуле

$$H_p = k H_{\max},$$

где k — коэффициент, который может быть выведен с помощью рис. 93 [137].

Среднюю высоту волны (H_{av}) вычисляют по формуле

$$H_{av} = 0,625 H_s,$$

а среднюю высоту самых высоких волн, составляющих 10% от общего числа волн ($H_{0,1}$) по формуле

$$H_{0,1} = 1,27 H_s.$$

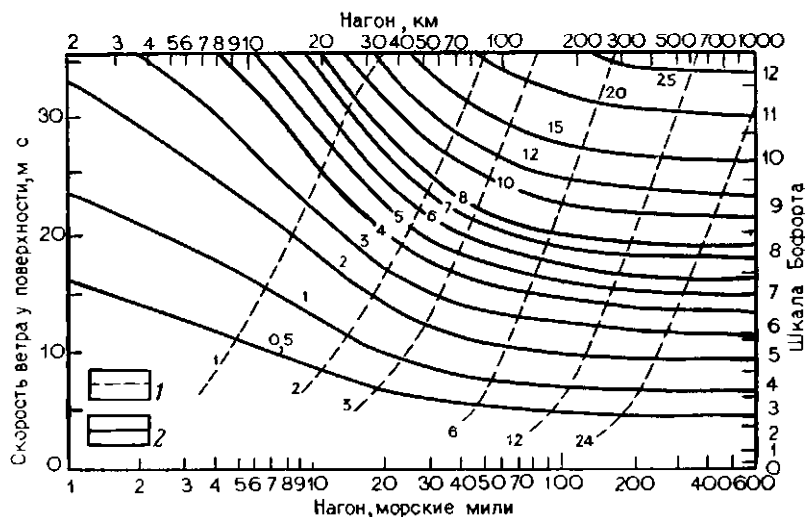


Рис. 89. График прогноза высоты волны по данным о скорости ветра и нагоне для океанических вод. По М. Дербиширу и Л. Дрейперу [68].

1 — продолжительность, ч; 2 — высота волны, м

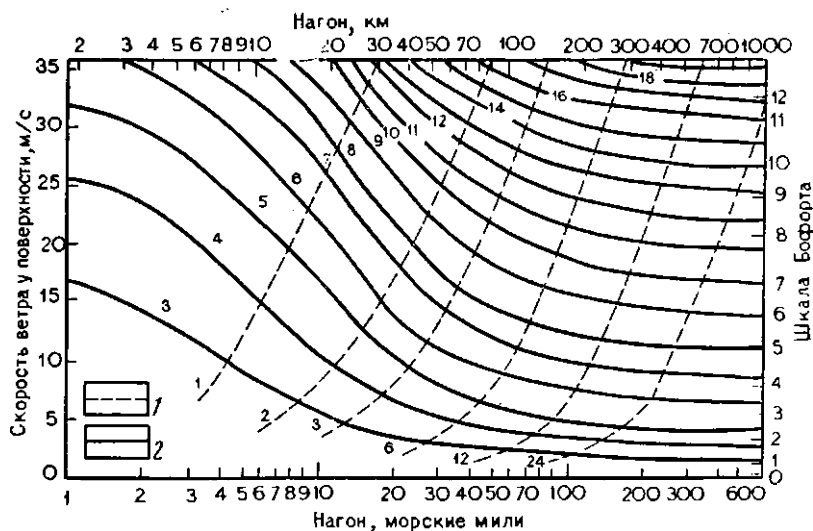


Рис. 90. График прогноза периода волны по данным о скорости ветра и нагоне для океанических вод. По М. Дербиширу и Л. Дрейперу [68].

1 — продолжительность, ч; 2 — период волны, с

Еще один график, используемый для прогнозирования характеристик волнения, для океанических вод [26] представлен на рис. 94. Он может быть более предпочтительным, в сравнении с

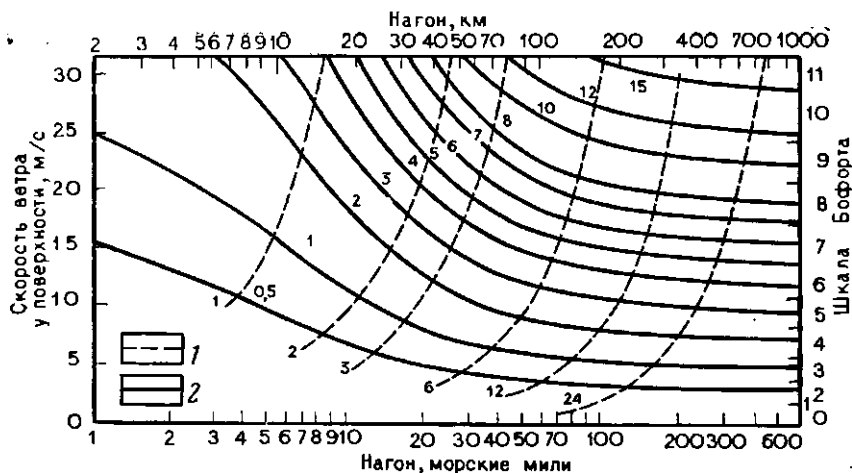


Рис. 91. График прогноза высоты волны по данным о скорости ветра и нагоне для прибрежной зоны. По М. Дербиширу и Л. Дрейперу [68]

1 — продолжительность, ч; 2 — высота волны, м

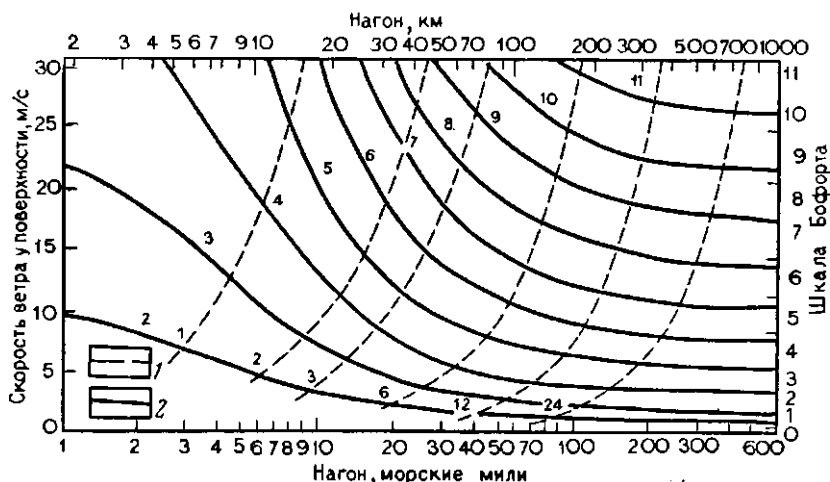


Рис. 92. График прогноза периода волны по данным о скорости ветра и нагоне для прибрежной зоны. По М. Дербиширу и Л. Дрейперу [68].

1 — продолжительность, ч; 2 — период волны, с

предыдущим графиком М. Дербишира и Л. Дрейпера, хотя никаких определенных указаний на этот счет дать нельзя. Каждый из графиков имеет свои преимущества, хотя в оценке их точности и применимости в тех или иных условиях мнения авторитетов

Рис. 93. Выведение коэффициента K для расчета наиболее вероятной высоты максимальной волны во время шторма по данным о максимальной высоте волны. По М. Лонгут-Хиггинсу [137].

1 — океанические волны, 2 — волны прибрежной зоны

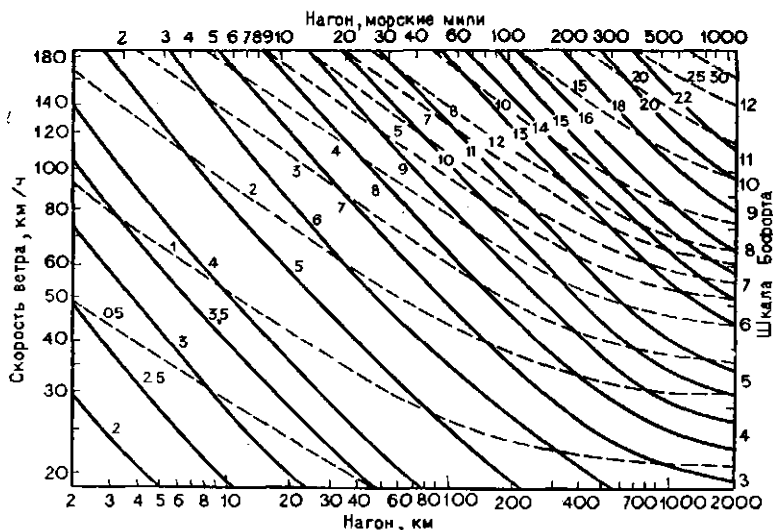
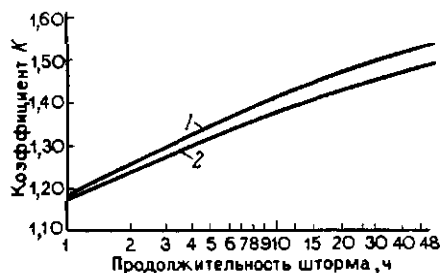
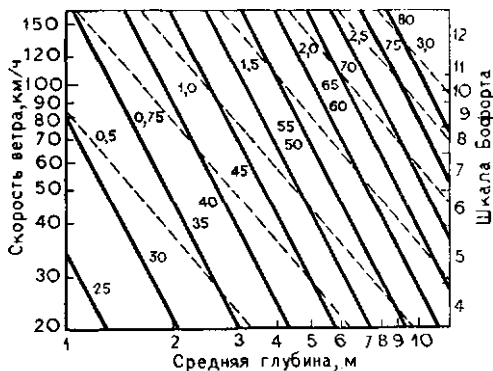


Рис. 94. График прогноза высоты волны на глубоководье (пунктирные линии, м) и периоды волны (сплошные линии, с) как функций скорости ветра и нагона. По К. Бретшнейдеру [26]

Рис. 95. График прогноза периода волны (сплошные линии, с) и значимой высоты (пунктирные линии, м) в зависимости от скорости ветра и средней глубины (используется для мелководья при постоянстве глубины). По К. Бретшнейдеру [26]



расходятся [128]. Рис. 95 предназначен для участков с малыми, но постоянными глубинами и, следовательно, может быть использован как в морских, так и лимнологических исследованиях.

10.3. НАНОСЫ И СОЛЕНОСТЬ

Этот раздел содержит материал, позволяющий определять в поле параметры транспортировки морских донных наносов, и диаграмму «температура-солёность», предназначенную для исследования солёности, в целях предварительной оценки. Формулы, демонстрирующие зависимость между скоростями вдольбереговых течений и транспортировкой наносов, можно найти в ряде работ [89, 120, 128]; по вопросам, касающимся определения скорости течения, критической с точки зрения начала процесса перемещения наноса и типов переноса в зависимости от скорости течения и размера частиц наноса, можно обратиться к [149]; сведения, имеющие отношение к формам ложа, содержатся в работе К. Клифтона [54].

Транспортировка донных наносов в условиях морского мелководья

Транспортировка донных наносов на морском мелководье может быть охарактеризована по данным измерений осадочных текстур и значениям средней скорости течения на расстоянии 1 м над ложем. Метод такого определения основан на использовании уравнения Багнольда [10], модифицированного в свете последующих полевых наблюдений [189]. В существующей форме метод представлен Р. Штерибергом. Процедура расчетов такова:

а) на 1-ом этапе определяют граничное напряжение сдвига (τ_0) по данным измерения скорости. Если скоростной разрез известен,

$$\tau_0 = \rho [(\bar{U}_{z_2} - \bar{U}_{z_1}) / 5,75 (\log z_2 - \log z_1)]^2,$$

где ρ — плотность флюида, \bar{U}_{z_1} и \bar{U}_{z_2} — средние скорости на высотах z_1 и z_2 над ложем. Когда известна средняя скорость на высоте 1 м над ложем, $\tau_0 = 3 \cdot 10^{-3} \bar{U}_{100}^2$;

б) на 2-ом этапе определяют средний диаметр частиц наноса (d); используя эти данные, по рис. 96 устанавливают значение критического напряжения сдвига (τ_c), при котором начинается перемещение наноса;

в) на 3-ем этапе вычисляют избыточное напряжение сдвига (τ_e) и вместе со значением d используют его для расчета коэффициента K (рис. 97):

$$\tau_e = (\tau_0 - \tau_c) / \tau_c;$$

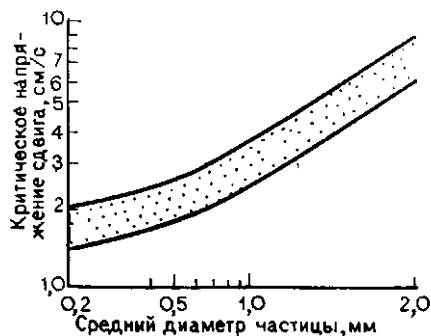


Рис. 96. Зависимость между критическим напряжением сдвига и средним размером частиц.

Заштрихованная полоса отвечает обширной области, в пределах которой находятся известные значения. По Д. Инмэну [119]

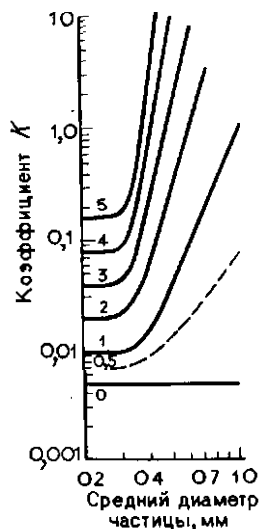


Рис. 97. Соотношение коэффициента K в уравнении донных наносов и среднего напряжения сдвига. По Р. Штернбергу [189].

Цифрами у кривых показаны значения избыточного напряжения сдвига

г) на 4-ом этапе вычисляют скорость перемещения донных наносов (j) из уравнения

$$j = K \rho U_*^3 / g h,$$

где g — гравитационная постоянная; U_*^3 — скорость трения = $5,47 \cdot 10^{-2} U_{100}$; $h = (\rho_s - \rho) / \rho_s$ (где ρ_s — плотность наноса). Эти расчеты могут быть проведены с помощью номограммы (рис. 98).

Рассмотренный метод имеет ряд ограничений:

а) в случае приливно-отливного течения последнее должно быть в фазе акселерации или представлять относительно установившуюся часть приливно-отливного цикла;

б) метод используется для наносов со средним размером частиц приблизительно от 0,20 до 2 мм;

в) необходимое условие — значительную часть транспортируемого материала должны составлять донные наносы, а не суспензионные, т. е. метод пригоден для условий, представленных на рис. 99.

Диаграмма температура — соленость

Рис. 100 представляет собой диаграмму температуры — солености, на которую наносят значения температуры и солености воды. Она может быть использована для идентификации водных масс, установления стабильности стратификации вод и анализа смещения вод [141].

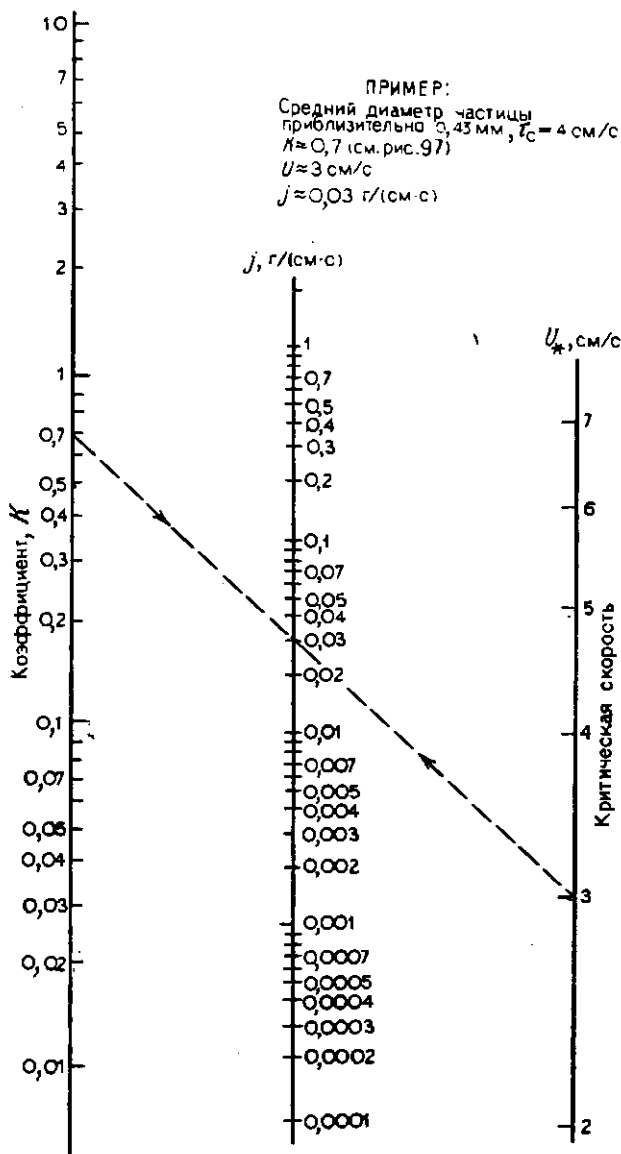


Рис. 98. Номограмма для определения транспортировки донных наносов по данным измерений критической скорости и коэффициенту K , выведенному по методу, описанному в тексте. По Р. Штернбергу [189]

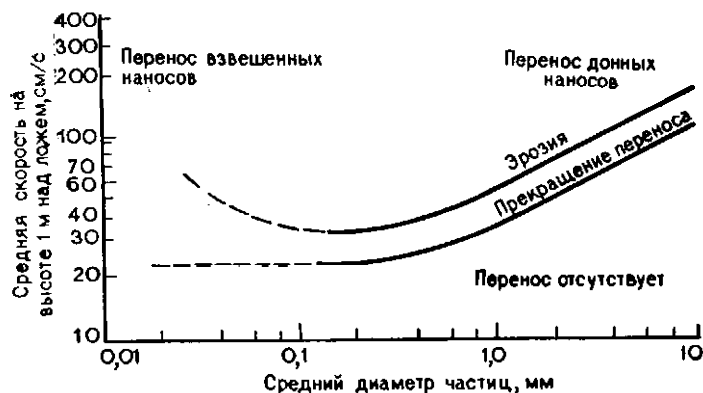


Рис. 99. Соотношение между размером частиц, скоростью течения и типом транспортировки наноса при плотности наноса $2,65 \text{ г/см}^3$. По А. Сандборгу [192]

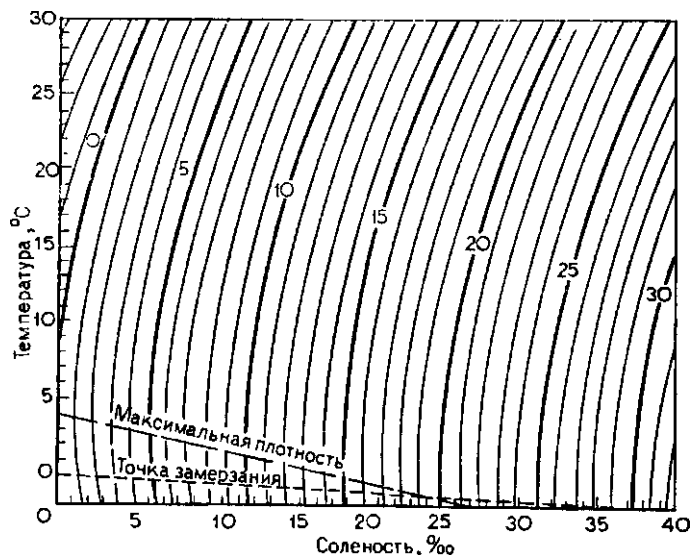


Рис. 100. Диаграмма «температура — соленость»
Объяснение см. в тексте

Линии на рисунке соединяют одинаковые значения параметра σ , вычисленные по формуле $\sigma = 10^3(\rho_{\text{H}_2\text{O}} - 1)$, где $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ — плотность воды. В большинстве случаев этим небольшим влиянием давления на плотность воды можно пренебречь, т. е. приведенные значения σ соответствуют атмосферному давлению. Диаграмма включает и отрицательные температуры, поскольку точ-

ка замерзания соленой морской воды ниже 0°C . Она охватывает широкий диапазон значений температуры и солености и может быть использована для прибрежных, морских и эстуариевых обстановок.

Глава 11. Склоновые процессы

Эта глава посвящена изучению склоновых процессов. Более полный обзор используемых для этого методов читатель найдет в книге под ред. А. Гауди [96]. Первый раздел включает руководство по классификации процессов перемещения масс. В разд. 11.2 приводятся главные зависимости, используемые для предварительной оценки стабильности склонов, а в последнем разделе рассматриваются полевые методы определения свойств конкретного субстрата в связи с исследованием устойчивости склонов.

11.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ МАСС ПО СКЛОНАМ

Классификация процессов перемещения масс по склонам может быть осуществлена разными способами с учетом множества различных критериев. На рис. 101 дана простая схема классификации склоновых процессов в зависимости от типа рассматриваемых смещений. Она демонстрирует тот факт, что для большинства процессов характерно вовлечение не одного, а нескольких типов движений, и показывает как осуществляется переход одного в другой. Процессы обрушения масс в эту схему не включены. Более простая классификация отрывов на склонах, базирующаяся на распознавании и дифференциации структурных условий, приведена на рис. 102 и в табл. 61.

Классификация оползней и оплывни приводится на рис. 103. Эти процессы в первую очередь связаны с образованием трещин отрыва на границах смещающихся масс [33] и включают как смещения соскальзывания, так и смещения течения.

Обвалы могут быть подразделены на камнепады и щебневые потоки. Эти явления обусловлены общим движением масс в результате отрыва материала и преимущественно вертикального перемещения с небольшим движением во внешнем направлении, исключая скачкообразные падения. Рассмотренные выше схемы представляют лишь некоторые из многих возможных подходов к классификации склоновых процессов. За более детальными классификациями, далеко не все из которых могут быть легко использованы в полевых условиях, мы отсылаем читателя к работам А. Янга [218], Дж. Хатчинсона [116], М. Де-Кервена [73], Д. Брунсдена [33], К. Шарпа [176] и Д. Варнса [206].

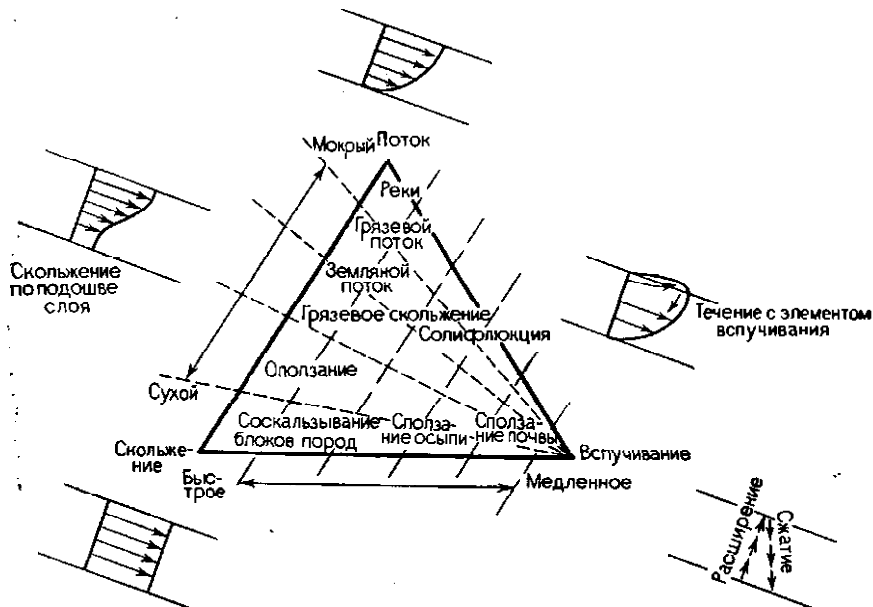


Рис. 101. Классификация процессов перемещения масс по склонам

Процессы рассматриваются в зависимости от преобладающего значения трех типов перемещений. На рисунке показаны схематически эпюры скоростей этих типов смещений [46]

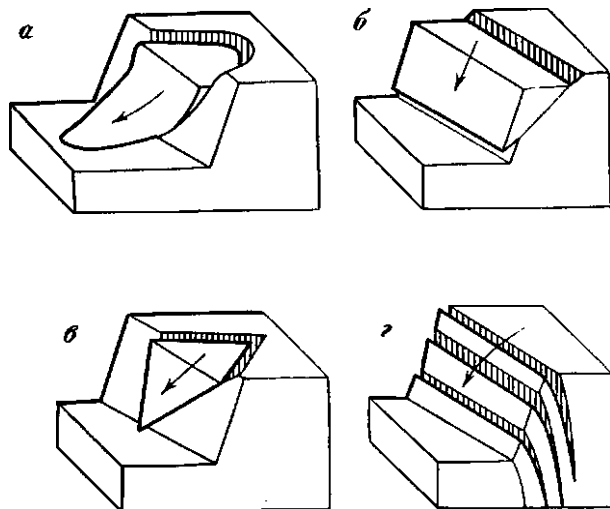


Рис. 102. Типы отрывов на склонах в зависимости от структурных условий.

По Е. Хоку и Дж. Брею [111].

Плоскости отрыва показаны штриховкой. Описание дано в табл. 61

а — дугообразный, б — плоский, в — клиновидный, г — опрокидывающийся

Характерные особенности главных типов отрывов на склонах в соотношении со структурными условиями.

По Е. Хоку и Дж. Брею [111].

Тип	Особенности
Дугообразный отрыв	В рыхлых почвенных образованиях, рыхлом перемещенном элювии или сильно раздробленных породах с нераспознаваемым структурным типом
Плоский отрыв	В породах с сильно упорядоченной структурой, например сланцах
Клиновидный отрыв	Образуется на пересечении двух нарушений
Опрокидывающийся отрыв	В твердых породах, где круто наклоненные нарушения разделяют столбчатые структуры

Примечание. Типы отрывов показаны на рис. 102.

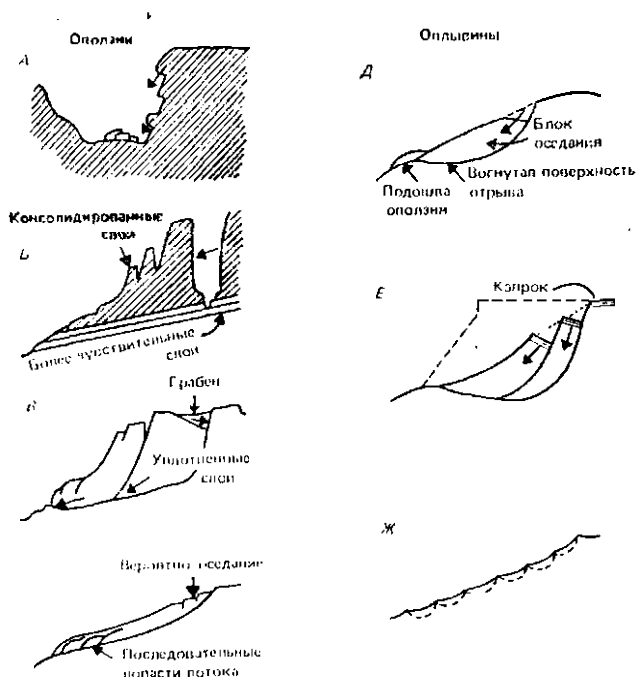


Рис. 103. Классификация оползней и оплывин. По Д. Брунсдену [33]

А — соскальзывание блоков коренных пород: обычно крупные структурно контролируемые оползни; движение блоков коренных пород зависит от высоты и угла наклона склона; как правило, происходят в горах и на морских побережьях; Б — глибовый оползень: зачастую очень крупные оползни с наклонной поверхностью отрыва; плотные породы залегают на более слабых; В — недугобразные оползни: глины, алевролиты, пески переслаиваются с более крепкими породами; преобладают движения «выжимания», а не смещения под действием тяжести; Г — грязевое скольжение: обычно длинные неглубокого заложения оползни с образованием лопастей наплывания; возможно смещение по плоской поверхности отрыва; Д — отдельные оплывины с запрокидыванием: в алевролитах, глинах

11.2. СТАБИЛЬНОСТЬ СКЛОНОВ

В этом разделе рассматриваются зависимости, позволяющие провести в полевых условиях предварительную оценку стабильности склонов. Однако сюда включены лишь самые простые формы анализа, применимость которых ограничена средними условиями и средними материалами. Для более детального изучения и точной оценки стабильности склонов следует обращаться к специальным пособиям [46, 50, 111, 198, 199].

Скальные склоны

Более полное описание склонов, сложенных коренными породами, можно найти в стандартных пособиях [46, 111].

Общее уравнение, определяющее зависимость критической высоты склона (H_c) от свойств субстрата и угла наклона склона [65], имеет вид

$$H_c = 2c \sin i / \gamma \sin(i - a) (\sin a - \cos a \operatorname{tg} \varphi),$$

где c — сила сцепления, или связность; γ — плотность породы или грунта; i — угол наклона; a — угол потенциальной поверхности отрыва, φ — угол внутреннего трения данного материала. Методы определения φ в полевых условиях приведены на с. 201. Характерные значения c и γ даны в табл. 62—65. Значение угла a в критических условиях, согласно М. Карсону [45], определяют по формуле

$$a = 0,5(i + \varphi);$$

отсюда уравнение приобретает вид

$$H_c = 4 \sin i \cos \varphi / \gamma [1 - \cos(i - \varphi)].$$

Если наклон склона меньше и равен наклону потенциальной плоскости отрыва, критическая высота приобретает значение бесконечности. При угле внутреннего трения, равном нулю, уравнение имеет вид

$$H_c = 4c \sin i / \gamma (1 - \cos i),$$

а если, кроме того, склон вертикален, то $H_c = 4c / \gamma$.

В случае, когда перед отрывом развиваются трещины растяжения, критическая высота (H'_c), по К. Терзахи [198], находится из уравнения

$$H'_c = H_c - z,$$

и сланцах; у подошвы оползня часто образуются вспучивания; E — серия оплывин с запрокидыванием: образуются в глинах с капроном и в сверхчувствительных глинах: вогнутые поверхности смещения соединяются, запрокидываясь и вращаясь в обратном направлении смещению; J — совокупность последовательных оплывин с запрокидыванием; развивающиеся одна за другой вниз по длинному склону оплывины неглубокого заложения в слабопластичных глинах и алевролитах, разбитых трещинами

Сопротивление сдвигу, связность материала и угол внутреннего трения для делювиального субстрата (более 90% составляет фракция гравийной размерности).

По М. Карсону и М. Киркби [46], Е. Хоку и Дж. Брейу [111]

Материал	Средний размер зерна, см	Показатель пористости	Связность, кгс/см ⁻²	Максимальный угол внутреннего трения, градусы*	Сопротивление сдвигу, кгс/см ⁻²
<i>А. Известные величины для образцов в натуре</i>					
Карбонатный известняк	2	0,83	0	53	0—0,2
Базальт					
(а)	1	0,30	0	45	0—10
(б)	1	0,30	8	30	20—50
Гранитогайсы					
(а)	5,5	0,32	0	36	0—10
(б)	11	0,62	0	31	0—10
(в)	5,5	0,32	6	22	30—50
(г)	11	0,62	7	18	30—50

Б. Пределы значений для разрушенных (дробленых) пород

Известняк				35—40	
Базальт				40—50	
Мел				30—40	
Гранит				45—50	
Песчаник				35—45	
Сланец				30—35	

* Для материалов с высокой степенью угловатости частиц используются более высокие значения.

где z — глубина трещин растяжения. Когда речь идет о вертикальном обрыве, вышеприведенная общая зависимость, в отсутствие каких бы то ни было трещин растяжения, в сокращенном виде выглядит следующим образом:

$$H_c = 4c \cos \varphi / \gamma (1 - \sin \varphi) = \frac{4c \operatorname{tg}(45 + \varphi/2)}{\gamma}.$$

Если же имеются трещины растяжения, то используют уравнение критической высоты (H'_c) для склона, для которого характерно развитие отрыва блоков, предложенное Р. Лонесом и Р. Хэнди [136]:

$$H'_c = [4c/\gamma (\cos \varphi - 2 \cos^2 a \operatorname{tg} \varphi)] - z,$$

где $a = 45 + \varphi/2$. Та же зависимость [198] может быть записана как

$$H'_c = \frac{4c \operatorname{tg}(45 + \varphi/2)}{\gamma} - z.$$

**Прочность на сдвиг и угол внутреннего трения
для смешанных делювиальных отложений и коллювия.**
*По М. Карсону и М. Киркби [46], Е. Хоку и Дж. Брей [111],
Дж. Боулзу [24]*

Материал	Гравийная фракция, %	Показатель пористости	Максималь- ный угол внутреннего трения, гра- дусы*	Прочность на сдвиг, кгс/м ²
<i>А. Известные значения для образцов в натуре</i>				
Аллювий	70	0,3	41—44	3,5—24
Речные отложения	20—60	0,4—0,55	45—48	0—1,4
Карьерный щебень	60—80	0,3	39—44	0—1,4
Илстый, песчанистый гравий		0,15	45	0—7
Морена			37	0—7
Сланцеватая граувакка	85	0,45—0,7	43	
Эксмурский аспидный сланец	57	0,5	44	0—0,2
Грубозернистый песча- ник (шейл григ)	40—60		37	0—4

Б. Общий диапазон значений

Гравий, размер зерен од- нородный			34—37	
Песок и гравий (разно- размерные зерна)			45—48	
Рыхлый песчанистый гра- вий	0,44—0,73		30—38	
Плотный песчанистый гравий	0,18—0,44		36—45	
Рыхлый гравий	0,44—0,62		32—36	
Плотный гравий	0,30—0,44		35—50	

* Для материалов с высокой степенью угловатости частиц используют более высокие значения.

При нулевой прочности материала на разрыв

$$H'_c = \frac{2c \operatorname{tg}(45 + \varphi/2)}{\gamma}$$

Критическая высота в случае невыветрелых скальных пород [198] определяется приближенно из формулы

$$H'_c = q/\gamma,$$

где q — сопротивление породы всестороннему сжатию. Но получаемые при этом значения практически никогда не встречаются

Прочность на сдвиг, связность и угол внутреннего трения для почвообразования, глины и песков.

По М. Карсону и М. Киркби [46], Е. Хоку и Дж. Брею [111], Д. Боулузу [24]

Исходный материал	Глинистая фракция (<2 мкм), %	Показатель пористости	Связность, кгс/см ²	Максимальный угол внутреннего трения (градусы), в скобках остаточные значения	Прочность на сдвиг, кгс/см ²
-------------------	-------------------------------	-----------------------	--------------------------------	---	---

А. Известные значения для натуральных образцов

Песок, Англия	0	0,5—0,7	0	33—43	
Песок, Бельгия	0			35—50	
Сланец, Англия	0	0,6	0	42(42)	0,3
Песчаник, Англия	0	0,7	0	36(36)	1,5
Гранитогнейс, Бразилия	5		0	42	
Гранит, Гонконг	5	0,4—0,6	0	36—37	
Песчаник, Бразилия	6—22		0,1—0,5	30—33	
Алеврит	10		0	32—36	
Аргиллит, Англия	36		0,1	25(19)	2,1
Гнейс, Бразилия	6—42		0,2—0,4	26—29	
Базальт, Бразилия	10—47		0,4—0,5	29—30	
Лондонская глина	55		0,15	20(16)	2,8

Б. Общий диапазон значений для глин и песков

Рыхлый песок, однородный размер зерен				28—34	
Крупнозернистый рыхлый песок	50—73			32—38	
Плотный песок, однородный				32—40	
Плотный грубозернистый песок	33—50			35—48	
Рыхлый песок смешанного гранулярного состава				34—40	
Рыхлый глинистый песок	58—86			28—32	
Плотный песок смешанного гранулярного состава				38—46	
Плотный глинистый песок	40—58			35—40	
Мягкая бентонитовая глина			0,1—0,2	7—13	
Сильно пластичная органическая глина			0,1—0,3	12—16	
Пластичная глина с малым содержанием органики			0,2—0,5	22—27	
Мягкая ледниковая глина			0,3—0,7	27—32	
Пластичная ледниковая глина			0,7—1,5	30—32	
Морепа			1,5—2,5	32—35	

Исходный материал	Глинистая фракция (<2 мкм), %	Показатель пористости	Связность, кгс/см ²	Максимальный угол внутреннего трения (градусы), в скобках остаточные значения	Прочность на сдвиг, кгс/см ²
Рыхлый алевритистый песок	0,68—1,05			28—32	
Рыхлый тонкозернистый песок		0,40—0,86		27—33	
Плотный тонкозернистый песок		0,44—0,68		33—39	
Рыхлый гравелистый песок		0,44—0,73		30—38	
Плотный гравелистый песок		0,16—0,44		36—50	
Рыхлый алеврит		0,68—0,86		20—30	
Плотный алеврит		0,49—0,68		25—32	

* Для материала с более угловатыми зернами используются более высокие значения.

Таблица 65

Связность и угол внутреннего трения для ненарушенных пород.
По М. Карсону и М. Киркби [46], Е. Хоку и Дж. Брей [111]

Материал	Связность, кгс/см ²	Угол внутреннего трения, градусы	Нормальное напряжение, кгс/см ²
<i>А. Известные значения для образцов в натуре</i>			
Мел	9	21	0—70
Песчаник			
(а)	350	44	0—350
(б)	42—50	48—50	210—2100
Алевролит	210	29	0—350
Известняк	35—350	37—58	210—2100
Гранит	97—406	51—58	700—2800
<i>Б. Общий диапазон значений</i>			
Твердые изверженные породы	360—560	35—45	
Метаморфические породы	200—410	30—40	
Плотные осадочные породы	100—300	35—45	
Мягкие осадочные породы	10—200	25—35	

в действительности, поскольку вертикальная высота снижается за счет механических дефектов, таких как трещины отдельности, отрывы или разрывы, и приведенное выше уравнение Лонеса и Хэнди, по-видимому, должно рассматриваться как более реалистичное.

Нестабильность склонов с почвенным и элювиальным покровом

Для оползней неглубокого заложения, у которых поверхность отрыва почти плоская и параллельна склону, уровень грунтовых вод располагается близко к поверхности, а почвенный слой при сравнении его глубины с протяженностью слоя может считаться бесконечным; фактор безопасности склонов (F_s) определяется зависимостью

$$F_s = s/\tau,$$

где s — предел прочности на сдвиг вдоль подошвы почвенного столба, а τ — сдвиговое напряжение вдоль поверхности отрыва. Эти величины могут быть вычислены из уравнений

$$s = c' + z \cos^2 \theta (\gamma - \gamma_w) \operatorname{tg} \varphi; \quad \tau = \gamma z \sin \theta \cos \theta,$$

где c' — связность (значение эффективного напряжения), в случае глубокой трещиноватости она приблизительно равна нулю; z — глубина заложения плоскости отрыва; θ — угол наклона склона; γ — объемная масса почвы; γ_w — объемная масса воды; φ — угол внутреннего трения (значение эффективного напряжения). В момент отрыва $F_s = 1,0$.

Для рассмотрения оплывин глубокого заложения следует использовать рис. 104. При построении графика за основу был взят безразмерный показатель стабильности склона, т. е. число N_s , определяемое зависимостью

$$N_s = \gamma H/c,$$

где γ — объемная масса субстрата; H — глубина вреза, формирующего склон; c — связность; φ — угол внутреннего трения. Рис. 104 находит применение, когда известно значение N_s , вычисленное по данным о свойствах субстрата, и значение φ для расчета угла максимального уклона применительно к конкретной ситуации.

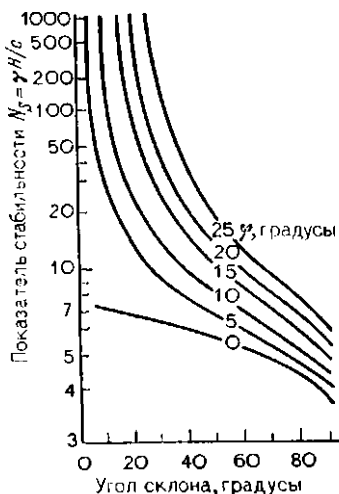
Рассмотренные выше методы для оплывин неглубокого и глубокого заложения могут использоваться для быстрых расчетов в поле. Имея в виду более основательные аналитические методы, следует обращаться к соответствующим руководствам [24, 46, 111, 199]. Графики, характеризующие эти зависимости, рассмотрены в ряде работ [18, 50, 62].

11.3. ОЦЕНКА В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ СВОЙСТВ СУБСТРАТА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ СТАБИЛЬНОСТИ СКЛОНОВ

Этот раздел включает рассмотрение методов оценки свойств субстрата, необходимых для анализа устойчивости склонов по методике, описанной в предыдущих разделах. Однако приводимые

Рис. 104. График ста-
бильности склонов в от-
ношении оплывин глубо-
кого заложения. По
Р. Скотту [172]

ϕ — угол внутреннего трения
субстрата; принцип исполь-
зования показателя стабиль-
ности объясняется в тексте



данные и зависимости могут рассматриваться лишь в качестве усредненных и использоваться лишь для предварительных расчетов при полевых исследованиях; более обстоятельный анализ значимых с точки зрения стабильности склонов свойств следует осуществлять с помощью принятых для этой цели экспериментально-аналитических методов [36], в соответствии с рекомендациями, изложенными А. Гауди [96].

Определение прочности на сдвиг, связности и угла внутреннего трения при исследовании стабильности склонов

Согласно К. Коломбу [61], эти свойства могут быть определены с помощью уравнения:

$$s = c + \sigma \operatorname{tg} \phi,$$

где s — сопротивление сдвигу; c — связность, σ — нормальное напряжение; ϕ — угол внутреннего трения, хотя в действительности c не зависит от σ [117] (лучше этот параметр рассматривать как эффективную связность). Точные определения s , c и ϕ возможны при лабораторных испытаниях прочности материала на сдвиг и наличии соответствующей аппаратуры. Приблизительные оценки этих параметров могут быть, однако, достигнуты и в полевых условиях при помощи одного из рассмотренных ниже приемов.

1. Для зернистого субстрата, характеризующегося наиболее высокой сыпучестью, угол внутреннего трения [185] приблизительно определяется углом естественного откоса применительно к уровенной поверхности, имеющей форму конуса.

**Приближенные значения угла внутреннего трения
(градусы) для песчаных почв.
По У. Киркпатрик [129]**

Средний размер зерна, мм	Показатель пористости		
	0,54	0,60	0,67
0,25	43	39,5	37
0,5	42,5	39	36,5
1,0	41	38	35
1,5	40	37	34
1,75	39,5	36	33,5

2. Ряд обобщенных зависимостей между средним размером частиц, показателем пористости и углом внутреннего трения для материалов песчаной размерности дает табл. 66 [129].

3. Общие зависимости содержания (в %) глинистой фракции и угла внутреннего трения для почв приведены на рис. 105.

4. Типичные значения для делювиальных материалов и гравелистого субстрата даны в табл. 62.

5. Наиболее характерные значения для смешанного делювия и коллювия содержит табл. 63.

6. Характеристики для почвоэлювия даны в табл. 64.

7. Типичные значения для ненарушенных скальных пород приведены в табл. 65 (данные этой таблицы относятся именно к ненарушенным породам и не могут быть непосредственно использованы для определения устойчивости склонов в сильно трещиноватых массивах горных пород). Для твердых массивных пород с незакономерным распределением трещин [198] значение угла внутреннего трения может быть, по-видимому, принято приблизительно равным 70°, трещиноватым породам [46] хорошо отвисают значения угла внутреннего трения от 45 до 75°.

8. Тесты полевых испытаний прочности пород на сдвиг приведены в табл. 67.

Зависимости 1, 2 и 3 можно считать весьма обобщенными, их следует использовать в качестве основы сугубо предварительных оценок; конкретные значения в отдельных случаях могут серьезно отличаться от предполагаемых средних величин.

Весьма приблизительная оценка прочности пород на неограниченное сжатие может быть дана в процессе полевых исследований с помощью одного из следующих методов:

а) в условиях сохранения постоянного содержания влаги она может быть принята эквивалентной прочности на сдвиг в тех же условиях, а последняя может быть определена с помощью табл. 67. В этих условиях прочность на сжатие равна также

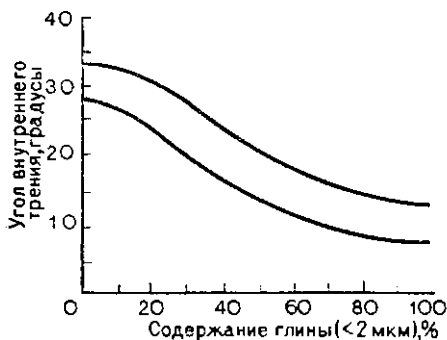


Рис. 105. Зависимость между остаточным углом внутреннего трения и процентным содержанием глинистой фракции. По А. Скепнтону [186]

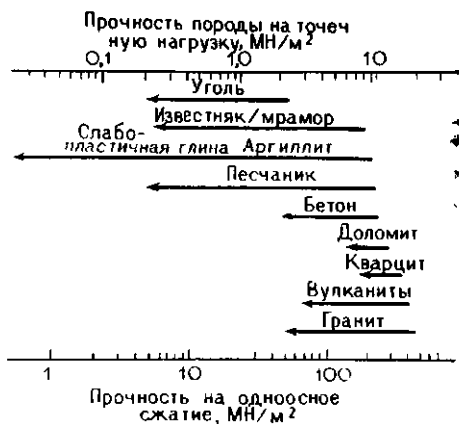


Рис. 106. Корреляция между прочностью породы на точечную нагрузку и на одноосное сжатие и характерные диапазоны значений для некоторых широко распространенных типов пород. По А. Робертсу [164]

удвоенному значению связности, которое может быть вычислено с использованием табл. 62, 64 и 65;

б) приблизительные значения для горных пород дает рис. 106;

в) прочность на неограниченное сжатие может быть сведена к стандартным испытаниям на проницаемость. Число ударов в расчете на 1 м, требующееся в зависимости от приблизительного значения прочности породы на сжатие, приведено в табл. 67;

г) для соотношения значений, полученных при испытаниях с помощью молотка Шмидта, с приблизительными значениями прочности на неограниченное сжатие может быть использован рис. 42.

Классификация глин

Во многих исследованиях склоновых процессов в основу классификации глин могут быть положены два критерия:

- 1) устойчивость — пластичная или слабопластичная;
- 2) трещиноватость — ненарушенная или трещиноватая.

Такая классификация применима в отношении глин, находящихся в состоянии насыщения.

1. Распознавание пластичных глин и слабопластичных основывается на определении индекса текучести [96], а именно:

пластичная глина — индекс текучести $\geq 0,5$;

**Предварительная полевая идентификация устойчивости
почв и осадков и определение их прочности.**

По Дж. Боулзу [24]

Устойчивость	Прочность на сдвиг об- разца с по- стоянным со- держанием влаги (проч- ность на не- ограниченно сжатие), кПа	Полевая идентификация	Стандартное испытание на глубину проникнове- ния, число ударов на 1 м
Очень мягкая	<25	Ладонь легко погружается на несколько сантиметров	<7
Мягкая	25—50	Палец легко погружается на несколько сантиметров	7—13
Средней устойчи- вости	50—100	Требуется среднее усилие, чтобы палец проник на глу- бину нескольких сантиметров	13—26
Слабопластичная	100—200	Палец вдавливается при лег- ком нажиме	26—52
Сильно пластич- ная	200—400	При нажиме остается вмяти- на от ногтя	52—105
Твердая	>400	С трудом процарапывается	>105

слабопластичная глина — индекс текучести $< 0,5$, обычно около 0,0.

Пластичные глины обычно нормально уплотнены или слегка переуплотнены, тогда как слабопластичные глины переуплотнены значительно. Значение когезии для первых приблизительно равно 0,0, в то время как для вторых оно значительно выше (около 9,5 кПа).

Прочностные свойства пластичных и слабопластичных глин также различны (см. табл. 64). У верхнего предела слабопластичные глины постепенно переходят в твердые (плотные) глины «глинистые сланцы», значения прочности на сдвиг которых в недреннированном состоянии превышают 200 кПа. Однако такие глины все еще сохраняют способность менять свою консистенцию под действием воды, образуя при этом тестообразную массу, тогда как сланцы и аргиллиты обладают большей твердостью и противостоят дезинтеграции в воде. Прочность и связность, о которых говорилось выше, обычно определяют в лабораторных условиях, что же касается приближенных методов их оценки, то они рассмотрены на с. 201—203.

2. Ненарушенные глины не имеют трещин и разрывов, в то время как трещиноватые глины характеризуются наличием сетчатого рода нарушений: пластинчатость, трещины отрыва, трещины отдельности, разрывы, зеркала скольжения.

Далее каждой группе глин может соответствовать свой индекс нижнего предела текучести; так, согласно А. Скемptonу [186], возможно их следующее подразделение:

<i>Тип глины</i>	<i>Индекс нижнего предела текучести</i>
Песчанистые или алевритистые глины	<30
Низкопластичные глины	30—50
Умеренно пластичные глины	50—90
Высокопластичные глины	>90

Еще одним критерием, позволяющим различать типы глин, является их чувствительность (S_t):

S_t — сопротивление ненарушенного образца с постоянным содержанием влаги относительно сопротивления образца с разрушенной первоначальной структурой с тем же содержанием влаги.

Ниже приводится классификация глин по этому признаку.

<i>Тип глины</i>	<i>Чувствительность</i>
Нечувствительная глина	<2
Умеренной чувствительности	2—4
Чувствительная	4—8
Высокочувствительная	8—16
Плывучая глина	>16

Глава 12. Отбор образцов

Эта глава включает четыре раздела. В первом из них (12.1) представлен материал статистического характера для случайных образцов геоморфологических популяций. Затем даны рекомендации по размеру образцов, предназначенных для определения гранулометрического состава (разд. 12.2), а также по методике отбора образцов горных пород и почв и составлению коллекций ископаемых (разд. 12.3), включая материалы по отбору образцов для радиоуглеродного датирования. В последнем разделе предложены рекомендации по отбору проб воды.

12.1. ОТБОР СЛУЧАЙНЫХ ОБРАЗЦОВ

Каждая отдельная цифра (однозначное число) в табл. 68 отвечает какому-то отдельному образцу в серии, причем числа от 0 до 9 имеют равные и независимые шансы быть выбранными: вероятность встречаемости каждого составляет 0,1. Они могут быть использованы для обозначения случайных образцов из таких по-

Таблица 68

Случайные числа. Каждая цифра (однозначное число от 0 до 9) в этой таблице, являясь случайным числом, имеет равные и независимые шансы встречаемости

72328	01405	95661	83420	78000	03584	89256	48148	54441	15006	75844
50353	53906	43341	96425	80011	80602	51820	08747	05310	09154	85027
40095	55564	77515	64382	13597	58097	02658	23665	47217	61670	67507
00672	32089	39260	21678	37862	51031	02383	94270	24767	62636	56282
85373	82265	01452	02664	95827	63541	57748	37788	96641	13074	59851
60211	29095	08662	76489	13400	80308	33724	66220	23324	65317	03088
63654	67504	26671	55107	28320	06115	20688	11712	78786	66667	09120
33219	69719	37069	06584	89301	23188	47587	97659	16735	85383	40863
19059	48330	18547	05172	25732	48938	25173	56544	18643	46562	56058
28028	91527	34880	65788	77156	40212	16872	30322	47825	78698	89286
95262	87260	10265	28031	15641	49008	44362	68420	44736	80945	54083
68371	81282	26262	66386	11234	40456	77640	20932	55145	09798	61267
02517	72647	53029	21456	12820	17858	53396	72542	56587	61588	30946
55912	42538	65268	87143	85820	73838	73762	84002	56481	19486	27427
52711	65041	93170	13614	17029	18270	75218	30374	09200	22651	76392
86583	45872	33471	45101	67867	21767	74746	37426	23953	43742	60724
04562	14705	32767	85383	43730	74666	62489	24164	42771	56411	55458
28192	88637	15307	88580	78652	79156	39632	62864	84734	10681	57011
47173	54956	75299	10605	07643	70394	56712	20736	12631	64566	81016
57943	37570	62821	50387	53126	38468	21570	61830	21384	86599	07684
33235	25578	59405	14712	14565	98587	94862	61568	52375	51258	03932
57567	66833	39346	20099	68204	09323	94646	05511	29860	57563	27556
12043	42767	17828	73918	05445	16253	10615	04136	82898	31182	07834
30287	81277	71234	51435	35285	21856	03944	05070	52557	86600	66672
54164	48823	28124	38875	08937	51087	31415	21947	67216	25701	10042
36307	71783	99230	88528	35911	28077	31027	51213	37553	00330	12540
28660	87182	65085	93923	60378	48458	24842	71311	44193	39467	37422
07107	55856	42467	46407	21451	76500	18655	88052	41106	19538	64092
11026	67355	54195	91127	55017	41382	84028	05463	34210	68635	44965
69610	54521	82653	64520	96323	92538	31232	51428	70460	78712	01378
72836	66023	50517	74013	85441	78707	00286	65630	11430	60014	26046
73090	58675	26463	56635	96127	10657	80026	40735	90560	27350	00610
47466	54451	81515	38197	24982	38376	91496	05060	51789	16501	54418
18207	41438	55220	55808	54785	47129	06123	87318	19685	53824	51234
52982	03033	01617	63932	36097	86389	21048	33319	98684	48544	41435

пуляций, как галька, или при построении случайных координат при тех или иных измерениях, например при измерении углов склонов.

Рис. 107 позволяет использовать предварительные измерения образцов для расчета их конечных размеров, необходимых для установления популяционного среднего в рамках принятого доверительного уровня. Этот рисунок используют следующим образом:

а) берут небольшой образец и выбирают предел вероятности; по отношению к большинству геоморфологических задач он может быть принят равным 0,95;

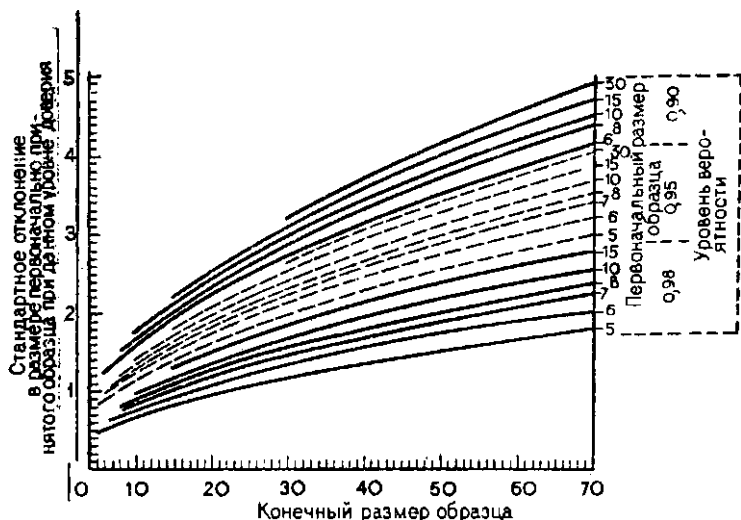


Рис. 107. Номограмма для определения размера образца, необходимого для вычисления среднего популяционного значения при данном уровне доверия. По Н. Селу [175]

б) определяют стандартное отклонение измеряемой характеристики, например размера или окатанности гальки;

в) устанавливают уровень доверия, в пределах которого желательно вести определение популяционного среднего в выборке выше и ниже среднего; делаться это должно с учетом целей конкретного исследования;

г) выражают стандартное отклонение как кратное принятому уровню доверия, т. е. делят значение стандартного отклонения на значение уровня доверия;

д) прослеживают соответствующую кривую (выбранную с учетом первоначально принятого размера образца и уровня вероятности — правое поле) до точки пересечения ее с соответствующим значением стандартного отклонения (левое поле) и, опустив из этой точки перпендикуляр, по нижней шкале считывают окончательно определенный (конечный) размер образца.

12.2. МАССА ОБРАЗЦОВ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫХ ДЛЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Указания по минимальным размерам (массам) образцов, предназначенных для определения гранулярного состава крупнозернистых осадков приведены на рис. 108 [122] и в табл. 69 [34, 41].

График на рис. 108 построен на основе теоретически выведенных данных и типичен для флювиальных осадков; в соответствии с этим графиком, рекомендуется отбирать значительно бо-

Таблица 69

Минимальная масса образца, необходимая для определения гранулярного состава методом ситового анализа. По [34, 41]. Аналогичные размеры образцов могут быть приняты и в случае механического анализа проб методом отмучивания

Номинальный размер материала, мм	Минимальная масса образца, кг	
	Высокая плотность*	Низкая плотность*
63	50	—
50	35	—
40	15	7,5
28	5	3
20	2	1
14	1	0,5
10	0,5	0,25
6	0,2	0,1
5	0,2	0,1
3	0,2	0,1
3	0,1	—

* Низкоплотностные материалы имеют объемную массу менее 1200 кг/м³ при номинальном размере частиц менее 5 мм или 950 кг/м³ для более крупнозернистых материалов.

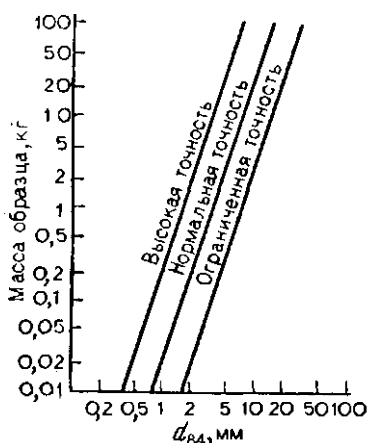


Рис. 108. Минимальный размер (масса) образца для определения гранулярного состава грубозернистых аллювиальных отложений: d_{64} — размер частиц осадка, в котором 84% составляют частицы более крупные, чем данные; это значение устанавливается по предварительному образцу [122]

более крупные образцы, чем это следует из табл. 69, которая предназначена для хорошо сортированных осадков. В случае тонкозернистых осадков никакая минимальная масса образца указана быть не может. Что же касается максимального количества образца, то он не должен быть столь велик, чтобы происходило засорение сит. На практике для крупнозернистых песков бывает достаточно отобрать 100—150 г материала, а для тонкозернистых — 40—60 г. Имеются и более точные рекомендации в отношении массы образцов, предназначенных для лабораторного ситового анализа [34, 41]. Конечно, используя вышеприведенные рекомендации, следует принимать в расчет, что может возникнуть потребность в повторных анализах.

12.3. ОТБОР ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД, ИСКОПАЕМЫХ И ПОЧВ, СОСТАВЛЕНИЕ КОЛЛЕКЦИИ И ИХ ТРАНСПОРТИРОВКА

В этом разделе приведены общие рекомендации по методике отбора образцов и составлению коллекций горных пород, фоссилей и почв, которые составлены по Р. Компону [58] и в соот-

ветствии с методикой Британского музея [29]. Кроме того, здесь же рассматриваются вопросы транспортировки и хранения образцов.

Горные породы и почвы

Особо тщательно нужно следить за тем, чтобы образцы были отобраны из свежих обнажений и не содержали выветрелых разностей. Необходимо фиксировать их географическое и стратиграфическое положение, указывая фамилию производителя работ и дату отбора. Там, где важно учесть соотношение направлений, следует пометить ориентировку образца. Желательно, чтобы все образцы помещались в пластиковые мешки, которые следует этикировать снаружи, помещая одновременно этикетку внутрь мешка. Образцы, предназначенные на химический анализ, не следует пометить с помощью красок. Тонкодисперсные почвы и порошкообразные породы следует держать в герметической пластиковой или стеклянной упаковке. Образцы горных пород, предварительно завернутые каждый по отдельности в газету или иной упаковочный материал, могут быть сложены в мешки из плотной ткани, брезента или пластика. При подготовке образцов к транспортировке их можно переложить бумагой или соломой (никоим образом нельзя использовать опилки) и поместить в крепкие деревянные ящики.

При отборе почвенных проб, предназначенных для определения влажности, следует использовать змеевик, который в отличие от стандартного пробоотборника в меньшей степени захватывает камни. Рекомендуются [66] завертывать образцы в алюминиевую фольгу и маркировать их с помощью специального фламастера с несмываемыми чернилами или же использовать бумажные этикетки, вкладывая их внутрь или прикрепляя снаружи скрепками. Вместо фольги могут быть использованы специальные боксы, а в особых случаях — стеклянные трубки, закупоренные и запечатанные вазелином и скочем. Следует избегать продолжительного хранения таких образцов, а при необходимости их хранят в трубках, запечатанных, как описано выше, при максимально низкой температуре, но нельзя допускать замерзания образцов.

Фоссилии

Фоссилии предпочтительнее отбирать из свежих невыветрелых обнажений, сохраняя, если возможно, некоторое количество исходной породы. Сопроводительная этикетка должна включать соответствующие геологические характеристики, например положение и залегание фоссилий в разрезе. Влажные образцы следует упаковывать не высушивая с тем, чтобы обеспечить их по-

степенное высыхание. Рыхлые, рассыпающиеся образцы необходимо еще в поле закрепить с помощью специального раствора или покрыв их светлым пластиком или шеллаком. Сухие образцы рекомендуется обработать слабым (10%-м) раствором «Butvar-98» в изопропил-этиловом или метиловом спирте с добавлением 10% по объему дицетонного спирта. Может быть также использован раствор батн-шеллака (button-shellac — «королек») в метилированном спирте, разбавленный до нужной концентрации тем же метилированным спиртом. Влажные образцы рекомендуется обработать эмульсией поливинил-ацетата. Она может быть получена из 20%-ного титрованного раствора поливинил-ацетата в толуоле с добавлением 25% по объему детергента. Ископаемые листья, однако, закреплять не следует. Крупные крошащиеся образцы (например, скелетные остатки позвоночных) должны быть закреплены так, как описано выше, покрыты влажной тонкой бумагой и затем залиты гипсом; если это необходимо, их дополнительно запаковывают в ткань, пропитанную гипсом. Тонкие кости средних размеров следует перевозить, обмотав их длинными полосами ткани или бинтами, пропитанными клейстером, и закрепив при необходимости с помощью деревянных или металлических шин. Небольшие хрупкие косточки унаковывают в вату или контейнеры и коробочки. Другие фоссилии рекомендуется заворачивать в тонкую ткань, а затем в газету (или только в газету), и для обеспечения сохранности фоссилий их запаковывают, аналогично образцам горных пород, в непроницаемые мешочки или контейнеры.

Отбор и хранение образцов, предназначенных для радиоуглеродного анализа

Список лабораторий, которые ведут радиоуглеродный анализ для целей датирования, ежегодно публикуется в третьем выпуске журнала «Radiocarbon». Каждая лаборатория разрабатывает свои собственные детальные требования, предъявляемые к образцам, предназначенным на анализ. Поскольку в настоящее время таких лабораторий существует много, здесь могут быть изложены лишь самые общие рекомендации [123] по методике отбора и хранению материалов для радиоуглеродного датирования. В большинстве лабораторий установлен такой порядок предпочтения: от угля, который является наиболее подходящим материалом для ^{14}C -анализа, через древесину, торф, кости к раковинам; последние считаются наименее пригодными для этой цели. Надежные результаты можно получать, имея в наличии около 5 г углерода. В богатых углеродом осадках для этого может понадобиться образец массой приблизительно 30 г. При низком содержании углерода в осадке необходимо отбирать образцы массой 100 г (табл. 70). Во всех случаях количество отби-

**Оптимальные размеры образцов, предназначенных для
радиоуглеродного датирования.**

По Ф. Уорсли [217].

Материал	Масса неподготовленного образца, г
Древесина	100—200
Уголь	50—100
Торф	200—500
Раковины	75—100
Кости	300—1000
Почвенная органика	200—1000

Примечание. В случае необходимости можно обойтись и меньшим, чем указано в таблице, количеством материала.

раемого материала должно быть таково, чтобы его хватило на второй, контрольный, анализ.

При отборе образцов на радиоуглеродный анализ должен быть определен источник материала. Место отбора должно находиться за пределами развития корней современных растений и других загрязнителей; для отбора должно по возможности использоваться свежевскрытое обнажение. Работа должна вестись чистыми инструментами, на руки следует одеть резиновые перчатки. Когда требуется отобрать образцы из керна, необходимо брать куски широкого диаметра при минимальной их мощности. Все образцы должны быть высушены по отдельности при температуре 85°C, а затем храниться в двойных полиэтиленовых мешках; соответствующие обозначения наносятся на наружный мешок с помощью несмываемой пасты. Между двумя полиэтиленовыми мешками должна быть вложена этикетка.

12.4. ОТБОР ПРОБ ВОДЫ НА ХИМИЧЕСКИЙ И ФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗЫ

Рекомендуется отбирать и перевозить пробы воды в специально предназначенных для этой цели сосудах из боросиликатного стекла (так называемого Pyrex) с притертыми пробками. Широко применяемые полиэтиленовые бутылки более предпочтительные по сравнению с полипропиленовыми и абсолютно необходимы в случае, когда образцы подвергаются замораживанию. Бутылки следует заполнять полностью, если только не предполагается замораживание; их по возможности стараются не взбалтывать. Чисто вымытые бутылки дополнительно ополаскивают непосредственно перед отбором пробы. Бутылки должны иметь этикетку с указанием даты, места и времени отбора, цвета и температуры воды, дебита источника и тенденции изменений дебита.

Способы предварительной подготовки проб воды.
По Е. Броуну и др. [31]

Определение	Подготовка*	Определение	Подготовка*
Al	2	Pb	2
B	1	SiO ₂	1
Ba	2	SO ₄	1
Ca	2	Zn	2
Cl	1	Кислотность	3
Cu	2	Щелочность	3
F	1	Содержание CO ₂	3
K	1 или 2	Цвет	3
Mg	2	COD	4
Mn	2	Жесткость	1
N (аммиак)	4	pH	3
N (нитрат)	1	Твердые взвеси	4
N (нитрит)	1	Общее содержание рас-	1
N (органич.)	4	творенных веществ	
Na	1 или 2	Общее содержание лету-	4
Ni	2	чих веществ	
P	1	Мутность	4

* Предварительная подготовка: 1 — отфильтрована в поле, без предварительной обработки; 2 — отфильтрована в поле и закислена; 3 — не отфильтрована, с осадком; 4 — не отфильтрована, хорошо перемешана.

В обязательном порядке в поле определяют температуру, pH, содержание растворенного кислорода и удельную электропроводимость. Кроме того, рекомендуется осуществлять полевые определения кислотности и щелочности воды. Все другие определения могут быть проведены в лаборатории, причем их следует делать как можно скорее после отбора пробы. Рекомендуемые методы предварительной обработки проб [31] приводятся в табл. 71. Фильтрацию осуществляют с помощью 45 мкм фильтра. Закисление достигается за счет примеси дважды дистиллированного реагента — HNO₃ до суммарного pH < 3. Анализ проб с подготовкой 3 (см. табл. 71) должен проводиться немедленно по открытию контейнера; пробы с предварительной обработкой 4 следует, когда возможно, держать охлажденными, чтобы замедлить деятельность бактерий. Другие способы предварительной подготовки проб воды — для снижения активности микроорганизмов и сохранения карбонатов и железа в растворе — включают замораживание и закисление до pH < 1 с помощью HCl или H₂SO₄ (соляной или серной кислот). Последний способ, однако, может привести к внесению в раствор коллоидов и тонких макрочастиц. Все пробы следует защитить от прямого солнечного света, предпочтительнее хранить их в темноте. Более подробно вопросы предварительной подготовки рассмотрены в работе

Е. Броуна и др. [31], там же даны рекомендации, касающиеся определения тех характеристик, которые оказались не включенными в табл. 71.

Глава 13. Вспомогательные материалы

В этой заключительной главе собраны разнообразные вспомогательные и справочные материалы. Разд. 13.1 посвящен вопросам безопасности полевых работ, в нем перечислен минимум необходимого для проведения полевых работ снаряжения, даны советы по использованию сигналов бедствия и мерам первой медицинской помощи. Поскольку фотосъемка остается обязательным средством регистрации явлений, в разд. 13.2 (на случай отсутствия или неисправности фотоэкспозиметра) включены указания по определению фотоэкспозиции. Перевод одних единиц измерения в другие всякий раз связан с трудностями, вот почему в разд. 13.3 предложен краткий перечень единиц СИ и взаимный перевод единиц СИ, СГС и Британской системы измерений. Для многих видов съемки и обработки данных измерений требуется знание простых тригонометрических зависимостей, поэтому в разд. 13.4 приведены наиболее употребительные тригонометрические формулы. Наконец, решение многих задач предусматривает приблизительную оценку процентного состава или процентного покрытия (разд. 13.5); в выполнении такого рода определений может помочь рис. 110.

13.1. БЕЗОПАСНОСТЬ ВЕДЕНИЯ РАБОТ

Минимум рекомендуемого при отсутствии транспортных средств снаряжения и меры по обеспечению безопасности

Чтобы обеспечить безопасность полевых работ, всем геоморфологам, работающим без транспортных средств, вдали от дорог и населенных пунктов, рекомендуется иметь при себе следующий минимум снаряжения:

- а) непромокаемый плащ с капюшоном или другая, соответствующая предполагаемым погодным и климатическим условиям, одежда;
- б) аптечка первой помощи, куда входят пластырь, бинты, антисептические и болеутоляющие средства;
- в) карманный фонарик и свисток для подачи сигналов;
- г) неприкосновенный запас «НЗ», в том числе таблетки глюкозы;

- д) сменная теплая одежда;
- е) спальный мешок или тент.

Во всех случаях не следует по возможности вести работу в одиночку. Маршруты должны планироваться заранее, и копия предполагаемого маршрута должна быть у того, кто может в случае задержки с возвращением из маршрута, предпринять необходимые меры. Когда представляется такая возможность, следует перед выходом в маршрут получить прогноз погоды.

Рекомендации по оснащению экспедиций выходят за рамки этой книги, однако их можно найти в работе А. Лэнда [134].

Сигналы бедствия

Международный сигнал бедствия SOS по азбуке Морзе — это три коротких, три долгих и опять три коротких позывных (сигналы голосом, свистки или световые вспышки), следующие быстро один за другим и повторяющиеся с интервалом в 1 мин. Еще один способ подачи сигнала бедствия — так называемый «сигнал бедствия в горах», используемый в ряде стран, включает шесть долгих позывных (свистки, сигналы голосом или световые вспышки), быстро повторяемых один за другим с интервалом в 1 мин. Ответ на сигнал бедствия в горах («сообщение принял») включает три долгих позывных (свистки, вспышки света и т. п.), следующих быстро один за другим с интервалом в 1 мин. Применять этот последний сигнал-ответ не всегда целесообразно, поскольку это может побудить терпящих бедствие прекратить подачу сигналов ранее, чем будет зафиксировано их точное местонахождение.

Оказание первой помощи

В задачи первой доврачебной помощи входят:

- 1) восстановление дыхания
 - 2) остановка кровотечения
 - 3) перевязка раны и наложение шины на переломы;
 - 4) удобное обустройство пострадавшего, обеспечение укрытия и ухода, а затем доставка, если это возможно, в медицинское учреждение.
- } это самое важное;

Приводимые краткие рекомендации никоим образом не могут заменить навыков оказания первой помощи и включают минимум советов, как нужно действовать в случае весьма ограниченного числа наиболее часто встречающихся травм. Более детально эти вопросы рассмотрены А. Тернером [201, 202].

Неблагоприятная реакция на воздействие внешних факторов (ветер, солнечное облучение, высота)

Симптомы: неожиданное и немотивированное поведение, жалобы на холод и(или) усталость, физическая и умственная вялость, речь затруднена, сильный озноб, в экстремальных случаях нарушение или потеря зрения, временами неожиданные приливы энергии, обмороки, судороги, мертвенная бледность кожи, синюшность губ.

Доврачебная помощь: если состояние пациента серьезно, то необходимо немедленно обеспечить ему покой и укрытие, исключив возможность охлаждения тела (особенно снизу) — используйте растительный покров, там теплее; следует дать горячее сладкое питье (с сахаром или глюкозой). При остановке дыхания необходимо делать искусственное дыхание «рот в рот».

НИКОГДА не давайте алкоголь, растирайте конечности или используйте локальное согревание (например, бутылками с горячей водой). Не позволяйте пациенту двигаться и ходить, срочно пошлите за помощью.

Перегревание, тепловой удар

Симптомы: потеря способности ориентироваться в пространстве, часто имеет место сильная головная боль, ощущение сильного жара и сухости во рту, пульс учащенный, нитевидный, дыхание шумное, может наступить потеря сознания. Могут также наблюдаться апатия, судороги и рвота.

Доврачебная помощь: при серьезном состоянии пациента требуется предпринять срочные меры. Как можно скорее нужно обеспечить охлаждение пострадавшего. Если вы располагаете достаточным количеством воды, облейте его водой; если находитесь неподалеку от реки, окуните его в воду. При ограниченном количестве воды оберните тело больного бумагой или другим пористым материалом и вылейте на пациента ту воду, которой располагаете. Доставьте как можно скорее больного туда, где он может принять холодную ванну, чтобы температура его тела снизилась до нормальной.

Переохлаждение, обморожение

Симптомы: покалывание и пощипывание или острая боль в конечностях — ранние признаки. Чувство неприятного холода, за которым наступает онемение. Кожа, сначала красная, становится затем восковато-бледной. Поздние признаки проявляются в посинении и опухании кожи с последующим образованием пузырей или полным омертвением ткани конечностей.

Доврачебная помощь: снять стягивающую одежду; если последняя примерзла, то необходимо ее оттаить с помощью теплой воды. Надо усилить циркуляцию крови, используя местное согревание, прикладывая руку к обмороженному месту. Следует поддерживать общую температуру тела, не давать засыпать, если необходимо, при общем охлаждении можно приложить к ногам бутылки с теплой водой. На крупные пузыри наложить свободную повязку.

НИКОГДА не следует давать алкоголь, вскрывать пузыри и применять мази, согревать обмороженные участки, прикладывая к ним бутылки с горячей водой, держать пораженные участки тела перед открытым огнем. Не надо применять массаж или холодные примочки и растирать пораженные места снегом, а также заставлять пациента двигаться.

Переломы

Симптомы: серьезные открытые переломы не вызывают сомнений. В других случаях признаками перелома могут служить шок (см. ниже), слабость, заметная деформированность и неестественная подвижность в месте перелома или потеря подвижности конечности в целом, припухлость, ощущение трения и хруст обломков сломанной кости при ощупывании.

Доврачебная помощь: наложить лубки или импровизированную шину, можно зафиксировать поврежденную конечность к здоровой или к телу, чтобы избежать подвижности. Вывести пострадавшего из шока.

НЕ ПЫТАЙТЕСЬ соединять обломки или вытягивать конечности за исключением того случая, когда сломана длинная кость руки или ноги, в последнем случае прежде чем наложить шины, слегка потягивают конечность вниз. Не пытайтесь при открытом переломе втолкнуть концы сломанной кости обратно в рану, не перемещайте пострадавшего, пока не будут наложены шины и пока его жизнь находится в опасности.

Шок

Симптомы: шок той или иной степени тяжести возникает при любых травмах, варьируя от легкого ощущения тошноты и слабости до полного коллапса. Симптомы различны, к ним могут быть отнесены неглубокое (поверхностное) дыхание, быстрое и прерывистое, чувство ошеломления, слабость, рвота, холодная и влажная кожа, сухой рот, пульс быстрый и слабый, крайняя бледность, расширенные зрачки и даже обморок.

Доврачебная помощь: пострадавшего следует держать в тепле, ноги должны быть все время чуть выше головы. При необходимости транспортировки пациента, находящегося без сознания,

следует что-нибудь подложить ему под голову. Если нет видимых поражений органов пищеварения (травм живота), дайте пострадавшему теплое сладкое питье. Ослабьте тесную одежду, постарайтесь по возможности снять боль, обследуйте и обработайте легкие повреждения, успокойте пострадавшего.

Укус змеи

В этом случае рекомендуется такой порядок действий:

1) убив змею, берите ее только за хвост (змею нужно сохранить для последующего определения ее вида);

2) успокойте жертву укуса: смерть от укуса змеи в большинстве стран наступает чрезвычайно редко;

3) наложите лигатуру (давящий жгут) на конечность выше места укуса, прижмите вены, но не столь сильно, чтобы пережатыми оказались и артерии. Ослабляйте повязку на 1 мин каждые полчаса — время фиксируйте;

4) кожу в месте укуса обмойте чистой водой. Не делайте на коже надрезов, не растирайте место укуса, не отсасывайте яд, не используйте антисептиков;

5) уложите пострадавшего на носилки, если возможно, независимо от места укуса. Обездвижьте конечность, как при переломе; если возможно, положите холод и держите пострадавшую конечность ниже остальных частей тела;

6) если пострадавший испытывает боль, дайте ему аспирин, кодеин и т. п. средства, но ни в коем случае не морфий. Не вводите противозменную сыворотку в отсутствие высококвалифицированных медиков;

7) срочно обратитесь за медицинской помощью, не забыв прихватить с собой для опознания мертвую змею.

Укус скорпиона

Скорпионы не относятся к тем созданиям, что убивают людей ради поддержки собственного существования. И если исключить очень маленьких детей и людей, сверхчувствительных к ядам животного происхождения, можно сказать, что яд скорпиона не опасен для жизни человека. Укус скорпиона может быть очень болезненным, но болеутоляющие средства, в частности, местные анестетики, снимают эту боль, и постепенно, когда конечность находится в покое, все проходит. Профилактика всегда лучше, чем лечение: если вы посмотрите, куда наступают ногой, прежде чем покинуть поутру свое ложе, и вытрясете ваши обувь и брюки, прежде чем их надеть, никаких проблем со скорпионами у вас не возникнет.

13.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОТОЭКСПОЗИЦИИ

Здесь даются только приблизительные указания по выбору соответствующей экспозиции [64]. Они предназначены для тех ситуаций, когда из-за какого-то несчастного случая или оплошности более точные методы определения экспозиции использоваться быть не могут.

Установите значение выдержки на отметке 1/ASA (т. е. для пленки ASA 125 это будет 1/125 с). Приближенный перевод чисел чувствительности пленки из дин в ASA дан в табл. 72. Для условий, рассмотренных ниже, пользуйтесь следующими значениями диафрагмы:

Яркое или чуть подернутое дымкой солнце, резкие тени	f/16
Солнце в дымке; слабые, плохо определяемые тени	f/11
Сплошная, но светлая облачность, тени не видны	f/8
Тяжелая сплошная облачность; плотный туман; сильный дождь; темное небо	f/4
Открытая тень в солнечный день (объект находится полностью в тени под открытым небом)	f/5,6

Приведенные значения имеют силу для периода времени в пределах от одного часа спустя после восхода солнца до одного часа до заката. При фотографировании объектов более темных или более светлых чем в среднем, для отражающих свет и в очень высоких широтах эти данные требуют модификации. Ниже приведены некоторые рекомендации:

а) при фотографировании умеренно светлых предметов на светлом песке или снегу применяют диафрагму на одно значение меньшую;

б) при фотографировании светлоокрашенных предметов — то же самое;

в) для предметов более темных, чем в среднем, применяют на одно значение большую диафрагму;

г) для предметов, отражающих свет, используйте диафрагму, большую на два значения;

Таблица 72

Приближенный перевод чисел чувствительности пленки из дин в ASA.
По А. Фенцингеру [82]

ASA	DIN	ASA	DIN	ASA	DIN
800	30	200	24	50	18
640	29	160	23	40	17
500	28	125	22	32	16
400	27	100	21	25	15
320	26	80	20	20	14
250	25	64	19		

**Множители и приставки СИ для образования
десятичных кратных и дольных единиц**

Приставка	Обозначение приставки		Множитель
	международное	русское	
Тера	Т	Т	10^{12}
Гига	Г	Г	10^9
Мега	М	М	10^6
Кило	К	к	10^3
Милли	м	м	10^{-3}
Микро	μ	мк	10^{-6}
Нано	п	н	10^{-9}
Пико	р	п	10^{-12}

д) при фотографировании в высоких широтах берется диафрагма на одно значение больше;

е) то же самое относится к аэрофотосъемке.

После того, как соответствующие выдержка и диафрагма подобраны, желая варьировать время экспозиции, вы можете использовать какие-то эквивалентные комбинации, т. е. взамен выбранной вами, как это описано выше, $1/125$ с и $f/16$ могут быть использованы такие комбинации: $1/250$ и $f/11$ или $1/60$ и $f/22$. Увеличивая время экспонирования, необходимо увеличивать глубину резкости; уменьшая время экспозиции, уменьшают и глубину резкости.

13.3. ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ И ТАБЛИЦЫ ПЕРЕВОДА ОДНИХ МЕР В ДРУГИЕ

Для обозначения десятичных кратных и дольных единиц СИ используют стандартные приставки (табл. 73).

Для получения производных единиц комбинируют основные единицы СИ. Но более широко употребляемые производные единицы имеют собственные наименования; они даны — вместе с указанием их размеров и эквивалентными единицами СГС — в табл. 74. Обратите внимание, что в последнем столбце приведены действительные соотношения единиц. Так, в СИ единица скорости (м/с) в 100 раз больше единицы скорости в СГС (см/с).

В табл. 75 приведены переводные коэффициенты между обычно используемыми единицами СИ, СГС и Британской системой мер.

13.4. ПРОСТЫЕ ТРИГОНОМЕТРИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ

Обозначения, приведенные на рис. 109, используются для решения как прямоугольных, так и косоугольных треугольников.

Единицы СИ и СГС. По Р. Тенненту [197]

Измеряемая величина и рекомендуемый символ	Размерность	Система СИ	Система СГС	Отношение СГС/СИ
Масса, <i>m</i>	M	Килограмм, кг	Грамм, г	10^{-3}
Расстояние, <i>l</i>	L	Метр, м	Сантиметр, см	10^{-2}
Время, <i>t</i>	T	Секунда, с	Секунда, с	1
Площадь, <i>A, S</i>	L^2	m^2	cm^2	10^{-4}
Объем, <i>V</i>	L^3	m^3	cm^3	10^{-6}
Плотность, ρ	ML^{-3}	$kg \cdot m^{-3}$	$g \cdot cm^{-3}$	10^3
Скорость, <i>u, v</i>	LT^{-1}	$m \cdot s^{-1}$	$cm \cdot s^{-1}$	10^{-2}
Ускорение силы тяжести, <i>g</i>	LT^{-2}	$m \cdot s^{-2}$	Гал	10^{-2}
Импульс (количество движения), <i>p</i>	MLT^{-1}	$kg \cdot m \cdot s^{-1}$	$g \cdot cm \cdot s^{-1}$	10^{-3}
Момент инерции, <i>I, J</i>	ML^2	$kg \cdot m^2$	$g \cdot cm^2$	10^{-7}
Угловой момент, <i>L</i>	ML^2T^{-1}	$kg \cdot m^2 \cdot s^{-1}$	$g \cdot cm^2 \cdot s^{-1}$	10^{-7}
Сила, <i>F</i>	MLT^{-2}	Ньютон, Н	дин	10^{-5}
Энергия или работа, <i>E, W</i>	ML^2T^{-2}	Джоуль, Дж	эрг	10^{-7}
Мощность, <i>P</i>	ML^2T^{-3}	Ватт, Вт	эрг $\cdot s^{-1}$	10^{-7}
Давление или напряжение, <i>p</i>	$ML^{-1}T^{-2}$	Паскаль, Па	дин $\cdot cm^{-2}$	10^{-1}
Поверхностное натяжение, γ	MT^{-2}	m^{-1}	дин $\cdot cm^{-1}$	10^{-3}
Вязкость, η	$ML^{-1}T^{-1}$	$kg \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}$	Пуаз, П	10^{-1}
Частота, <i>\nu, f</i>	T^{-1}	Герц, Гц	s^{-1}	1

Таблица 75

Переводные коэффициенты

Чтобы перевести <i>A</i> в <i>B</i> , умножа- ем на	<i>A</i>	<i>B</i>	Чтобы перевести <i>B</i> в <i>A</i> , умножа- ем на
Расстояние			
$2,54 \times 10^{-2}$	дюйм (inch, in)	метр (м)	39,37
0,3048	фут (foot, ft)	метр (м)	3,2468
0,9144	ярд (yard, yd)	метр (м)	1,0936
1,8288	фатом (морская сажень) (fathom, fm)	метр (м)	0,5468
20,1168	чейн (chain, ch)	метр (м)	$4,97 \times 10^{-2}$
201,168	ферлонг ($1/8$ мили) (furlong, fl)	метр (м)	$4,97 \times 10^{-3}$
1609,34	миля (mile, mi)	метр (м)	$6,214 \times 10^{-4}$
1853,2	морская миля (Великобр.)	метр (м)	$5,3961 \times 10^{-4}$
1852,0	морская миля (межд.)	метр (м)	$5,3996 \times 10^{-4}$
1853,25	морская миля (США)	метр (м)	$5,3959 \times 10^{-4}$
100,0	кабелейтов (cable)	фатом	10^{-2}
1,6094	миля	километр (км)	0,6214
8,0	миля	ферлонг	0,125
1760,0	миля	ярд	$5,5818 \times 10^{-4}$
5280,0	миля	фут	$1,8939 \times 10^{-4}$

Чтобы перевести А в В, умножа- ем на	А	В	Чтобы перевести В в А, умножа- ем на
<i>Площадь</i>			
$6,4516 \times 10^{-4}$	квадратный дюйм	квадратный метр (м ²)	$1,55 \times 10^3$
$9,2903 \times 10^{-2}$	квадратный фут	квадратный метр (м ²)	10,764
0,8361	квадратный ярд	квадратный метр (м ²)	1,196
2 589 988,0	квадратная миля	квадратный метр (м ²)	$3,861 \times 10^{-7}$
4046,856	акр	квадратный метр (м ²)	$2,4711 \times 10^{-4}$
2,590	квадратная миля	квадратный километр (км ²)	0,3861
0,4047	акр	гектар (га)	2,471
640,0	квадратная миля	акр	$1,5625 \times 10^{-3}$
10 000	гектар (га)	квадратный метр (м ²)	10^{-4}
$3,861 \times 10^{-3}$	гектар (га)	квадратная миля	259,0045
247,105	квадратный километр (км ²)	акр	$4,047 \times 10^{-3}$
<i>Объем</i>			
$1,6387 \times 10^{-6}$	кубический дюйм	кубический метр (м ³)	$6,1024 \times 10^4$
16,387	кубический дюйм	кубический сантиметр (см ³)	$6,1024 \times 10^{-3}$
$2,8317 \times 10^{-3}$	кубический фут	кубический метр (м ³)	35,314
28316,8	кубический фут	кубический сантиметр (см ³)	$3,5315 \times 10^{-3}$
28,3168	кубический фут	литр (л)	$3,5315 \times 10^{-3}$
0,7646	кубический ярд	кубический метр (м ³)	1,3079
$3,785 \times 10^{-3}$	галлон (США)	кубический метр (м ³)	264,2
$4,546 \times 10^{-3}$	галлон (Великобр.)	кубический метр (м ³)	219,97
0,21998	литр (л)	галлон (Великобр.)	4,546
0,26418	литр (л)	галлон (США)	3,7853
8,0	бушель	галлон (Великобр.)	0,125
9,608	бушель	галлон (США)	0,104
231,0	галлон (Великобр.)	кубический дюйм	$4,329 \times 10^{-3}$
1233,482	акр фут	кубический метр	$8,1071 \times 10^{-4}$
0,8326	галлон (США)	галлон (Великобр.)	1,2011
$2,8413 \times 10^{-3}$	унция (жидк. fluid ounce, fl. oz.)	литр (л)	35,195

Чтобы перевести А в В, умножа- ем на	А	В	Чтобы перевести В в А, умножа- ем на
<i>Масса</i>			
$2,835 \times 10^{-3}$	унция (ounce, oz.)	килограмм (кг)	35,273
0,4536	фунт (pound, lb)	килограмм (кг)	2,2046
6,3503	стоун (stone, st)	килограмм (кг)	0,1575
50,8023	центнер* (hundredweight, cwt)	килограмм (кг)	$1,9684 \times 10^{-2}$
1016,04	тонна (длинная)	килограмм (кг)	$9,8421 \times 10^{-4}$
907,20	тонна (короткая судовая)	килограмм (кг)	$1,1023 \times 10^{-3}$
1,016	тонна (длинная)	метрическая тонна	0,9842
2204,6	метрическая тонна (t)	фунты	$4,536 \times 10^{-4}$
14,5939	слаг (slug)	килограмм (кг)	$6,852 \times 10^{-3}$
<i>Сила</i>			
4,448	фунт-сила (lbf)	ньютон (Н)	0,2248
0,1383	паундаль (pdl)	ньютон (Н)	7,233
10^8	ньютон (Н)	дина	10^{-5}
32,17	фунт-сила	паундаль	0,03108
980,7	грамм-сила (gf)	дина	$1,0197 \times 10^{-3}$
<i>Давление или напряжение</i>			
$15,44 \times 10^6$	тонна-сила/квадратный дюйм	паскаль (Па)	$6,4767 \times 10^{-3}$
157,47	тонна-сила/квадратный дюйм	кгс/см ²	$6,3504 \times 10^{-3}$
$107,3 \times 10^3$	тонна-сила/квадратный фут	паскаль (Па)	$9,3197 \times 10^{-6}$
$1,0936 \times 10^4$	тонна-сила/квадратный фут	кгс/м ²	$9,1441 \times 10^{-5}$
$6,895 \times 10^3$	фунт-сила/квадратный дюйм	паскаль (Па)	$1,4503 \times 10^{-4}$
$7,03 \times 10^{-3}$	фунт-сила/квадратный дюйм	кгс/см ²	14,225
47,9	фунт-сила/квадратный фут	паскаль (Па)	$2,0877 \times 10^{-3}$
4,882	фунт-сила/квадратный фут	кгс/м ²	0,20483
$101,325 \times 10^3$	стандартная атмосфера	паскаль (Па)	$9,869 \times 10^{-6}$
1,033	стандартная атмосфера	кгс/м ²	9,6805
14,697	стандартная атмосфера	фунт-сила/квадратный дюйм	$6,804 \times 10^{-3}$
760	стандартная атмосфера	миллиметры ртутного столба	$1,315 \times 10^{-3}$
33,901	стандартная атмосфера	футы водяного столба (ft H ₂ O)	$2,9498 \times 10^{-2}$
$3,05 \times 10^{-2}$	фут водяного столба	кгс/см ²	$3,2787 \times 10^{-3}$
$2,989 \times 10^3$	фут водяного столба	паскаль (Па)	$3,3456 \times 10^{-4}$
10^5	бар	паскаль (Па)	10^{-5}
133,322	мм ртутного столба	паскаль (Па)	$7,5 \times 10^{-3}$
$9,80665 \times 10^4$	кгс/см ²	паскаль (Па)	$1,0197 \times 10^{-5}$

* В Англии — 50, 80 кг, в США — около 45, 35 кг.

Чтобы перевести А в В, умножа- ем на	А	В	Чтобы перевести В в А, умножа- ем на
<i>Энергия или работа</i>			
1,3558	фут·фунт-сила	джоуль (Дж)	0,7376
$1,3558 \times 10^7$	фут·фунт-сила	эрг	$7,3757 \times 10^{-8}$
0,1383	фут·фунт-сила	м·кгс	7,2307
$4,2140 \times 10^3$	фут·паундаль	джоуль (Дж)	$2,373 \times 10^{-3}$
$4,2140 \times 10^9$	фут·паундаль	эрг	$2,373 \times 10^{-10}$
$1,055 \times 10^3$	ВТУ*	джоуль (Дж)	$9,4787 \times 10^{-4}$
10^7	джоуль (Дж)	эрг	10^{-7}
4,1855	15-градусная калория	джоуль (Дж)	0,2389
<i>Мощность</i>			
550	лошадиная сила	фут·фунт-си- ла/с	$1,8182 \times 10^{-3}$
$7,457 \times 10^9$	лошадиная сила	эрг/с	$1,341 \times 10^{-10}$
$7,457 \times 10^3$	лошадиная сила	ватт (Вт)	$1,341 \times 10^{-3}$
1,3405	киловатт (кВт)	лошадиная сила	0,74599
1,3558	фут·фунт-сила/с	ватт (Вт)	0,7376
<i>Плотность</i>			
16,019	фунт/кубический фут	кг/м ³	$6,243 \times 10^{-3}$
$1,6019 \times 10^{-2}$	фунт/кубический фут	г/см ³	$6,243 \times 10^{-3}$
1,0012	унция/кубический фут	г/лнтр	0,9988
<i>Удельный вес</i>			
16,019	фунт-сила/кубический фут	кгс/м ³	$6,243 \times 10^{-3}$
$1,571 \times 10^3$	фунт-сила/кубический фут	Н/м ³	$6,3654 \times 10^{-3}$
27,68	фунт-сила/кубический дюйм	г-сила/см ³	$3,613 \times 10^{-3}$
$271,4 \times 10^3$	фунт-сила/кубический дюйм	Н/м ³	$3,6846 \times 10^{-3}$
<i>Сжимаемость (объемная упругость)</i>			
$1,45 \times 10^{-4}$	квадратный дюйм/фунт-си- ла	м ² /Н	$6,897 \times 10^3$
14,22	квадратный дюйм/фунт-си- ла	см ² /кгс	$7,032 \times 10^{-3}$
$9,324 \times 10^{-3}$	квадратный фут/тонна-сила	м ² /Н	$1,0725 \times 10^6$
0,914	квадратный фут/тонна-сила	см ² /кгс	1,0941
<i>Скорость</i>			
2,54	дюйм/с	см/с	0,3937
30,48	фут/с	см/с	$3,281 \times 10^3$
0,447	миля/ч	м/с	2,2371
0,5144	узел (межд.)	м/с	1,944
1,0973	фут/с	км/ч	0,9113
0,61818	фут/с	миля/ч	0,61765
0,5925	фут/с	узел (межд.)	1,6878
3,6	м/с	км/ч	0,2778
$0,9659 \times 10^{-3}$	фут/год	м/с	$1,0353 \times 10^3$

* Британская Тепловая Единица (British Thermal Unit).

Чтобы перевести А в В, умножа- ем на	А	В	Чтобы перевести В в А, умножа- ем на
<i>Скорость потока или расход</i>			
2,832	кубический фут/с	см ³ /с	$3,53 \times 10^{-4}$
$2,832 \times 10^{-3}$	кубический фут/с	м ³ /с	35,311
76464	кубический ярд/с	см ³ /с	$1,3078 \times 10^{-3}$
0,7646	кубический ярд/с	м ³ /с	1,3078
101,941	кубический фут/с	м ³ /с	$9,8096 \times 10^{-3}$
2446,57	кубический фут/с	м ³ /сут	$4,0874 \times 10^{-4}$
28,3161	кубический фут/с	л/с	$3,5316 \times 10^{-3}$
11,57375	кубический метр/сут	л/с	$8,6402 \times 10^{-3}$
0,408735	кубический метр/сут	кубический фут/с	2,4466
$4,3813 \times 10^{-3}$	миллион галлонов/день (США)	м ³ /с	22,824
$5,261 \times 10^{-3}$	миллион галлонов/день (Великобр.)	м ³ /с	19,008
0,2713	акр-фут/день	миллион гал- лонов/день (Великобр.)	3,686
0,3259	акр-фут/день	миллион галлонов/день (США)	3,0684
<i>Производительность (выход)</i>			
0,699725	кубический фут/акр	м ³ /га	1,4291
1,12085	фунты/акр	кг/га	0,89218
<i>Коэффициент консолидации</i>			
0,1075	квадратный дюйм/мин	см ² /с	9,3023
$1,075 \times 10^{-5}$	квадратный дюйм/мин	м ² /с	$9,3023 \times 10^3$
$2,94 \times 10^{-5}$	квадратный фут/год	см ² /с	$3,4014 \times 10^4$
$2,94 \times 10^{-9}$	квадратный фут/год	м ² /с	$3,4014 \times 10^8$
<i>Концентрация</i>			
$1,0012 \times 10^{-3}$	унция/кубический фут	г/см ³	$9,988 \times 10^3$
1,0012	унция/кубический фут	кг/м ³	0,9988
$16,019 \times 10^{-3}$	фунт/кубический фут	г/см ³	62,426
16,019	фунт/кубический фут	кг/м ³	6,2426
<i>Динамическая вязкость</i>			
47,8803	фунт-секунда/квадратный фут	ньютон-секун- ды/м ²	$2,0885 \times 10^{-3}$
47,8803	слаг/фут-секунда	ньютон-секун- ды/м ²	$2,0885 \times 10^{-2}$
10^{-8}	сантипуаз	ньютон-секун- ды/м ²	10^3
<i>Кинематическая вязкость</i>			
9,29030	квадратный фут/секунда	сантисток	$1,0764 \times 10^{-5}$
$9,29030 \times 10^{-3}$	квадратный фут/секунда	м ² /с	10,764
10^{-6}	сантисток (cSt)	м ² /с	10^6

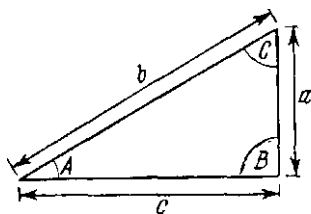


Рис. 109. Обозначение элементов прямо- и косоугольных треугольников. Для прямоугольных треугольников угол $B=90^\circ$

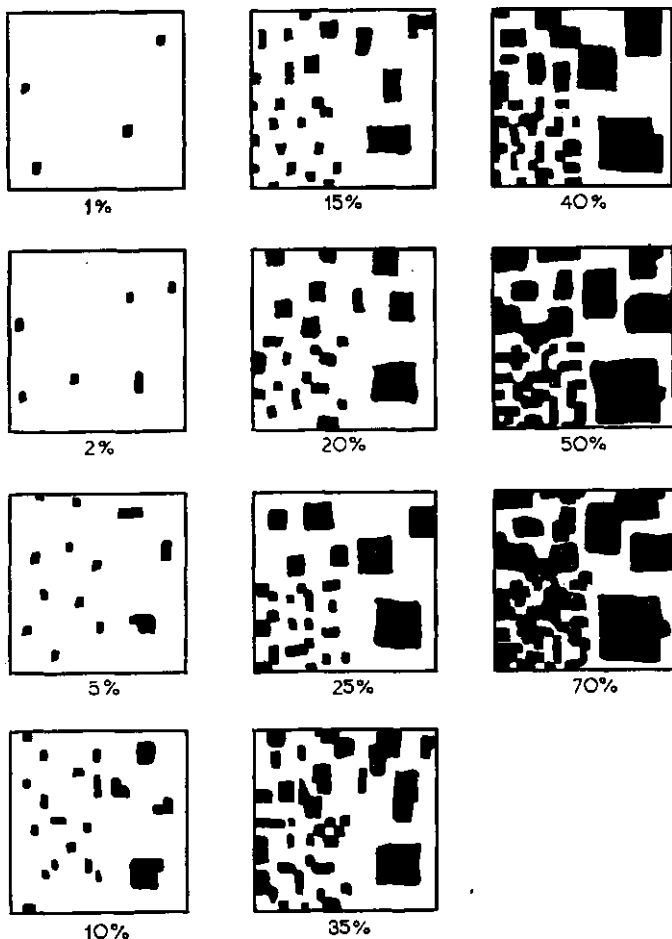


Рис. 110. Диаграмма для определения процентного содержания (процента покрытия). По Дж. Ходгсону [110]

Прямоугольные треугольники

$$\sin A = a/b = \cos C; \quad \cos A = c/b = \sin C;$$

$$\operatorname{tg} A = a/c = \operatorname{ctg} C; \quad \operatorname{ctg} A = c/a = \operatorname{tg} C;$$

$$a = b \sin A = b \cos C = c \operatorname{tg} A = c \operatorname{ctg} C;$$

$$b = a/\sin A = a/\cos C = c/\cos A = c/\sin C;$$

$$c = b \cos A = b \sin C = a \operatorname{tg} A = a \operatorname{ctg} C;$$

$$C = 90^\circ - A; \quad c = (a^2 + b^2)^{1/2}; \quad a = [(b + c)(b - c)]^{1/2}.$$

Косоугольные треугольники

$$a/\sin A = b/\sin B = c/\sin C;$$

$$a = b \sin A/\sin B = c \sin A/\sin C;$$

$$c = a \sin C/\sin A; \quad b = a \sin(A + C)/\sin A;$$

$$b = a \sin B/\sin A; \quad a = c \sin A/\sin C;$$

$$s = \frac{1}{2} (a + b + c);$$

$$c = (a^2 + b^2 - 2ab \cos C)^{1/2};$$

$$\sin \frac{1}{2} A = [(s - b)(s - c)/bc]^{1/2};$$

$$\cos \frac{1}{2} A = [s(s - a)/bc]^{1/2};$$

$$\operatorname{tg} \frac{1}{2} A = [(s - b)(s - c)/s(s - a)]^{1/2};$$

$$\begin{aligned} \text{площадь} &= [s(s - a)(s - b)(s - c)]^{1/2} = \\ &= \frac{1}{2} ab \sin C = a^2 \sin B \sin C / 2 \sin A. \end{aligned}$$

13.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОЦЕНТА ПОКРЫТИЯ (ИЛИ ПРОЦЕНТНОГО СОДЕРЖАНИЯ)

Вспомогательный материал для визуального определения процента покрытия, или процентного содержания, тех или иных компонентов представлен на рис. 110.

Список литературы

1. *Ackers P., White W. R., Perkins J. A. and Harrison A. J. M.* 1978. Weirs and flumes for flow measurement. Chichester: Wiley.
2. *Allen J. R. L.* 1963. The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93—114.
3. *Allen J. R. L.* 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology* 5, 91—191.
4. *Allen J. R. L.* 1968. Current ripples. Amsterdam: North Holland.
5. *Allen J. R. L.* 1969. On the geometry of current ripples in relation to stability of fluid flow. *Geogr. Annlr* 51A, 61—96.
6. *Armstrong T., Roberts B. and Swithinbank C.* 1966. Illustrated glossary of snow and ice. Cambridge: The Scott Polar Research Institute/Unesco.
7. *Bagnold R. A.* 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen.
8. *Bagnold R. A.* 1954. The physics of blown sand and desert dunes, 2nd edn. London: Methuen.
9. *Bagnold R. A.* 1956. The flow of cohesionless grains in fluid. *Phil. Trans R. Soc. A* 249, 235—97.
10. *Bagnold R. A.* 1963. Beach and nearshore processes. In *The sea*, Vol. III, M. N. Hill (ed.), 664—9. New York: Wiley.
11. *Bagnold R. A.* 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Proc. R. Soc. A* 372, 453—73.
12. *Baker V. R. and Ritter D. F.* 1975. Competence of rivers to transport coarse bedload material. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 975—8.
13. *Barnes H. H.* 1967. Roughness characteristics of natural channels. US Geological Survey Water Supply Paper no. 1849.
14. *Benson M. A.* 1968. Measurement of peak discharge by indirect methods. Technical Note 90. Publication of WMO 225, TP1/9. Geneva: World Meteorological Organisation.
15. *Berg D. W.* 1968. Systematic collection of beach data. In *Proceedings of the 11th Conference on Coastal Engineering*, September 1968, London.
16. *Bhattacharya P. K. and Patra H. P.* 1968. Direct current geoelectrical sounding. Amsterdam: Elsevier.
17. *Bieniawski Z. T.* 1975. The point load test in geotechnical practice. *Q. J. Engng Geol.* 9, 1—11.
18. *Bishop A. W. and Morgenstern N. R.* 1960. Stability coefficients for earth slopes. *Géotechnique* 15, 1—34.
19. *Blachut T. J. and Müller F.* 1966. Some fundamental considerations on glacier mapping. *Can. J. Earth Sci.* 3, 747—9.
20. *Black J. N. C., Bonython C. W. and Prescott J. A.* 1954. Solar radiation and the duration of sunshine. *Q. J. R. Met. Soc.* 80, 231—5.
21. *Blong R. J.* 1972. Methods of slope profile measurement in the field. *Aust. Geog. Stud.* 10, 182—92.
22. *Boersma R.* 1975. Rock types and sedimentary structures. In *Tidal deposits*. R. N. Ginsburg (ed.). endpapers. Berlin: Springer Verlag.
23. *Bogardi J. L.* 1961. Some aspects of the application of the theory of sediment transportation to engineering problems. *J. Geophys. Res.* 66, 3337—46.
24. *Bowles J. E.* 1979. Physical and geotechnical properties of soils. New York: McGraw-Hill.
25. *Bray D. J.* 1979. Estimating average velocity in gravel-bed rivers. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. J. Hydraul. Div.* 105, HY-9, 1103—22.

26. *Bretschneider C. L.* 1966. In Shore protection, planning and design. 3rd edn. Technical Report no. 4, 50—114. Coastal Engineering Research Center.
27. *Brewer R.* 1964. Fabric and mineral analysis of soils. New York: Wiley.
28. *British Geomorphological Research Group* (various dates). BGRG Technical Bulletins 1—25. Norwich: Geo Abstracts.
29. *British Museum (Natural History)* 1970. Fossils, minerals and rocks. Instructions for collectors no. 11. London: British Museum (Natural History).
30. *Broch E.* and *Franklin J. A.* 1972. The point-load strength test. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 9, 669—97.
31. *Brown E., Skougstad M. W.* and *Fishman M. J.* 1970. Methods for collection and analysis of water samples for dissolved minerals and gases. Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geol. Survey, Book 5. Washington, DC: US Government Printing Office.
32. *Bruno R. O.* and *Huipakka L. W.* 1973. Littoral Environment Observation program in the state of Michigan. In Proceedings, 16th Conference on Great Lakes Research, 492—507. International Association of Great Lakes Research.
33. *Brunsdon D.* 1971. Ever-moving hillsides. *Geog. Mag.* 43, 759—64.
34. *BS 812* 1975. Methods of sampling and testing of mineral aggregates sands and fillers. Part 2. Physical properties. London: British Standards Institution.
35. *BS 1377* 1967. Methods of testing soils for civil engineering purposes. London: British Standards Institution.
36. *BS 1377* 1975. Methods of test for soils for civil engineering purposes. London: British Standards Institution.
37. *BS 3680* 1964. Methods of measurement of liquid flow in open channels. Part 3A. Velocity area methods listed. London: British Standards Institution.
38. *BS 3680* 1965. Methods of measurement of liquid flow in open channels. Part 4A. Weirs and flumes — thin plate weirs and venturi flumes. London: British Standards Institution.
39. *BS 3680* 1973. Methods of measurement of liquid flow in open channels. Part 8A. Current meters incorporating a rotating element. London: British Standards Institution.
40. *BS 3680* 1980. Methods of measurement of liquid flow in open channels. Part 3A. Velocity area methods, 2nd edn. London: British Standards Institution.
41. *BS 3681* 1973. Methods for testing sampling and testing of lightweight aggregates for concrete. London: British Standards Institution.
42. *Cailleux A.* 1947. L'indices de émoussé des grains de sable et grès. *Rev. Geomorph. Dynam.* 3, 78—87.
43. *Campbell C. V.* 1967. Lamina, laminaset, bet and bedset. *Sedimentology* 8, 7—26.
44. *Carpenter E. W.* 1955. Some notes concerning the Wenner configuration. *Geophys. Prospect.* 3, 388—402.
45. *Carson M. A.* 1971. Application of the concept of threshold slopes to the Laramie Mountains, Wyoming. In *Slopes*, D. Brunsdon (ed.), *Trans. Inst. Br. Geogs. Spec. Publ.* no 3, 31—48.
46. *Carson M. A.* and *Kirkby M. J.* 1972. Hillslope form and process. Cambridge: Cambridge University Press.
47. *Chepil W. S.* and *Woodruff N. P.* 1957. Sedimentary characteristics of dust storms II. Visibility and dust concentration. *Am. J. Sci.* 255, 104—14.
48. *Cherven V. B.* 1978. Fluvial and deltaic facies in the Sentinel Butte Formation, Central Williston Basin. *J. Sed. Petrol.* 48, 159—70.
49. *Chow V. T.* 1959. Open channel hydraulics. New York: McGraw-Hill.
50. *Chowdhury R. N.* 1978. Slope analysis. Amsterdam: Elsevier.
51. *Church M.* 1975. Electrochemical and fluorometric tracer techniques for streamflow measurements. BGRG Technical Bulletin 12. Norwich: Geo Abstracts.
52. *Churchill R. R.* 1979. A field technique for profiling precipitous slopes. In *Shortertechanical methods (III)*. BGRG Technical Bulletin 24, 29—34. Norwich: Geo Abstracts.

53. *Classen D. F.* 1977. Temperature profiles for the Barnes Ice Cap surge zone. *J. Glaciol.* 18, 391—406.
54. *Clifton H. E.* 1976. Wave-formed sedimentary structures: a conceptual model. In *Beach and nearshore sedimentation*, R. A. Davis and R. L. Ethington (eds.), 126—48. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
55. *Colby B. R.* and *Hubbell D. W.* 1961. Simplified method for computing total sediment discharge with the modified Einstein method. US Geological Survey Water Supply Paper no. 1593.
56. *Collins J. I.* 1976. Approaches to wave modelling. In *Beach and nearshore sedimentation*, R. A. Davis and R. L. Ethington (eds.), 54—68. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
57. *Compagnie Générale de Géophysique* 1963. *Abaques de sondage électrique*, Master curves for electrical sounding. European Association of Exploration Geophysicists.
58. *Compton R. R.* 1962. *Manual of field geology*. New York: Wiley.
59. *Cooke R. U.* and *Doornkamp J. C.* 1974. *Geomorphology in environmental management*. Oxford: Oxford University Press.
60. *Cooke R. U.* and *Warren A.* 1973. *Geomorphology in deserts*. London: Batsford.
61. *Coulomb C. A.* 1876. *Essais sur une application des règles des maximis et minimis à quelques problèmes de statique relatifs à l'architecture*. Mémoires présentées par divers Savants. Académie des Sciences Paris.
62. *Cousins B. F.* 1978. Stability charts for simple earth slopes. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Geotech. Engng Div.* 104, GT-4, 267—79.
63. *Cowan W. L.* 1956. Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agric. Engng, Lond.* 37, 473—5.
64. *Craven G. M.* 1975. *Object and image*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
65. *Culmann C.* 1866. *Graphische Statik* Zürich.
66. *Curtis L. F.* and *Trudgill S.* 1975. The measurement of soil moisture. *BGRG Technical Bulletin* 13. Norwich: Geo Abstracts.
67. *Dapples E. C.* and *Rominger J. F.* 1945. Orientation analysis of fine grained clastic sediments: a report of progress. *J. Geol.* 53, 246—61.
68. *Darbyshire M.* and *Draper L.* 1963. Forecasting wind-generated sea waves. *Engineering* 195, 482—4.
69. *Day M. J.* and *Goudie A. S.* 1977. Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. In *Shorter technical methods (II)*, *BGRG Technical Bulletin* 18, 19—29. Norwich: Geo Abstracts.
70. *Deere D. U.* and *Miller R. P.* 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. Air Force Weapons Laboratory Technical Report AFWL-TR-65-116. Kirkland Base, New Mexico.
71. *Demek J.* (ed.). 1972. *Manual of detailed geomorphological mapping*. Prague: Academia.
72. *Demek J.* and *Embleton C.* (eds.). 1978. *Guide to medium-scale geomorphological Mapping*. Brno: International Geographical Union.
73. *de Quervain M. R.* 1966. On avalanche classification, a further contribution. In *Proceedings of the international symposium on scientific aspects of snow and iceavalanches (Davos, 1965)*. Int. Assoc. scient. Hydrol. Publ. no. 69, 410—7.
74. *Dobrin M. B.* 1976. *Introduction to geophysical prospecting*. New York: McGraw-Hill.
75. *Dury G. H.* 1976. Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *J. Hydrol.* 30, 219—45.
76. *Edwards A. M. C., McDonald A. T.* and *Petch J. R.* 1975. The use of electrode instrumentation for water analysis. *BGRG Technical Bulletin* 15. Norwich: Geo Abstracts.
77. *Einstein H. A.* 1942. Formulas for the transportation of bedload. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs* 107, 561—74.

78. *Einstein H. A.* 1950. The bedload function for sediment transportation in open channel flows. Technical Bulletin no. 1026. US Department of Agriculture.
79. *Ethridge F. G.* and *Schumm S. A.* 1978. Reconstructing paleochannel morphologic and flow characteristics: methodology, limitations and assessment. In *Fluvial sedimentology*, A. D. Miall (ed.), 703—22. Calgary: Canadian Soc. of Petroleum Geologists.
80. *Ewing M.*, *Woollard G. P.* and *Vine A. C.* 1939. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic Coastal Plain, Part 3, Barnegat Bay, New Jersey section. *Geol. Soc. Am. Bull.* 50, 257—96.
81. *Faegri K.* and *Gams H.* 1937. Entwicklung und Vereinheitlichung der Signaturen für Sediment-und-Torfiarten. *Geol. Stockh. Forhdl.* 59, 273.
82. *Feininger A.* 1978. The complete photographer. London: Thames and Hudson.
83. *Finlayson B.* 1979. Electrical conductivity: a useful technique in teaching geomorphology. *J. Geog. higher Educ.* 3, 68—87.
84. *Fleming N. C.* 1965. Form and function of sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.* 35, 381—90.
85. *Folk R. L.* 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.* 62, 344—59.
86. *Folk R. L.* 1968. Petrology of sedimentary rocks, 2nd edn. Texas: Hemphills.
87. *Folk R. L.* 1974. Petrology of sedimentary rocks, 3rd edn. Texas: Hemphills.
88. *Freyberger S. G.* and *Dean G.* 1979. Dune forms and wind regime. In *A study of global sand seas*, E. D. McKee (ed.), 137—70. Washington, DC: US Geological Survey.
89. *Galvin C. J.* 1967. Longshore current velocity: a review of the theory and data. *Rev. Geophys.* 5, 287—304.
90. *Galvin C. J.* 1968. Breaker-type classification on three laboratory beaches. *J. Geophys. Res.* 73, 3651—9.
91. *Garde R. J.* and *Ranga Raju K. G.* 1977. Mechanics of sediment transportation and alluvial stream problems. New Delhi: Wiley Eastern.
92. *Gardiner V.* and *Dackombe R. V.* 1977. A simple method for the field survey of slope profiles. In *Shorter technical methods (II)*, BGRG Technical Bulletin 18, 9—18. Norwich: Geo Abstracts.
93. *Geological Society Engineering Group Working Party* 1972. The preparation of maps and plans in terms of engineering geology. *Q. J. Engng Geol.* 5, 295—382.
94. *Geological Society Engineering Group Working Party* 1977. The description of rock masses for engineering purposes. *Q. J. Engng Geol.* 10, 355—88.
95. *Glennie K. W.* 1970. Desert sedimentary environments. London: Elsevier.
96. *Goudie A.* (ed.) 1981. Geomorphological techniques. London: George Allen and Unwin.
97. *Graf W. H.* 1971. Hydraulics of sediment transport. New York: McGraw-Hill.
98. *Greeley R. C.*, *Iverson J. D.*, *Pollack J. B.*, *Udovich N.* and *White B.* 1974. Wind tunnel studies of Martian aeolian processes. *Proc. R. Soc. A* 341, 331—60.
99. *Gregory K. J.* 1979. Changes of drainage network composition. *Acta Univ. Ouluensis A* 82, 19—28.
100. *Griffiths D. H.* and *King R. F.* 1965. Applied geophysics for engineers and geologists. Oxford: Pergamon.
101. *Gubler H. U.* 1975. On the Rammsonde hardness equation. *IAHS—AISH Publ.* no. 114, 110—21.
102. *Hagedoorn J. G.* 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prospect.* 7, 158—83.
103. *Harms J. C.* and *Fahnestock R. K.* 1965. Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In *Primary sedimentary*

- structures, G. V. Middleton (ed.), 84—115. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
104. *Harrison W. D.* 1975. Temperature measurements in a temperate glacier. *J. Glaciol.* 14, 23—30.
105. *Harvey J. G.* 1976. Atmosphere and ocean: our fluid environments. Sussex: Artemis Press.
106. *Hawkins L. V. and Maggs D.* 1961. Nomograms for determining maximum errors and limiting conditions in seismic surveys with a blind zone problem. *Geophys. Prospect.* 9, 526—32.
107. *Henderson F. M.* 1966. Open channel flow. New York: Macmillan.
108. *Hey R. D.* 1979. Flow resistance in gravel-bed rivers. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs.*, J. Hydraul. Div. 105, HY-4, 365—79.
109. *Hjulstrom F.* 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala* 25, 221—57.
110. *Hodgson J. M.* (ed.) 1974. Soil survey field handbook. Soil Survey Technical Monograph no. 5. Harpenden, Herts: Rothamsted Experiment Station.
111. *Hoek E. and Bray J. W.* 1977. Rock slope engineering, 2nd edn. London: Institute of Mining and Metallurgy.
112. *Holdsworth G.* 1975. Measurement of small strain-rates over short time periods. *J. Glaciol.* 14, 317—24.
113. *Holmes P.* 1975. Wave conditions in coastal areas. In *Nearshore sediment dynamics and sedimentation*, J. Hails and A. Carr (eds.), 1—16. London: Wiley.
114. *Hooke R. Le B. and Koci B. R.* 1978. Temperature measurements on the Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada. *J. Glaciol.* 20, 441—2.
115. *Hunter R. E.* 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361—87.
116. *Hutchinson J. N.* 1968. Mass movement. In *Encyclopaedia of geomorphology*, R. W. Fairbridge (ed.), 688—96. New York: Halsted.
117. *Hvorslev M. J.* 1960. Physical components of the shear strength of saturated clay. In *Proc. of the ASCE research conference on shear strength of cohesive soils*, 1—8. New York: American Society for Civil Engineering.
118. *Ingram R. L.* 1954. Terminology for thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65, 937—8.
119. *Inman D. L.* 1963. Ocean waves and associated currents. In *Submarine geology*, F. P. Shepard (ed.), 48—81. New York: Harper and Row.
120. *Inman D. L. and Bagnold R. A.* 1963. Littoral processes. In *The sea*, vol. III, M. N. Hill (ed.), 529—53. New York: Wiley.
121. *Jakosky J. J.* 1957. Exploration geophysics. California: Trija.
122. *Jansen P. L.* 1979. Principles of river engineering. London: Pitman.
123. *Jones R. L. and Cundill P. R.* 1978. Introduction to pollen analysis. BGRG Technical Bulletin 22. Norwich: Geo Abstracts.
124. *Jopling A. V.* 1966. Some principles and techniques used in reconstruction the hydraulic parameters of paleo-flow regime. *J. Sed. Petrol.* 36, 5—49.
125. *Jopling A. V. and Walker R. G.* 1967. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrol.* 38, 971—84.
126. *Keller G. V. and Frischknecht F. C.* 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Oxford: Pergamon.
127. *Kesel R. H.* 1976. The use of refraction seismic techniques in geomorphology. *Catena* 3, 91—8.
128. *King C. A. M.* 1972. Beaches and coasts. 2nd edn. London: Edward Arnold.
129. *Kirkpatrick W. W.* 1965. Effects of grain size and grading on the shearing behavior of granular materials. *Proceedings of the 6th International Conference on soil mechanics and foundation engineering* 1, 273—7. Toronto: Univ. of Toronto Press.
130. *Kottowski F. E.* 1965. Measuring stratigraphic sections. New York: Holt, Rinehart and Winston.

131. *Krumbein W. C.* 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.* 11, 64—72.
132. *Lahee F. H.*, 1931. *Field geology*, 3rd edn. New York: McGraw-Hill.
133. *Lahee F. H.* 1961. *Field geology*, 6th edn. New York: McGraw-Hill.
134. *Land A. E.* 1978. *The expedition handbook*. London: Butterworth.
135. *Limerinos J. T.* 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels, Water Supply Paper no. 1898-B. US Geological Survey.
136. *Lohnes R. A.* and *Handy R. L.* 1968. Slope angles in friable loess. *J. Geol.* 76, 247—58.
137. *Longuet-Higgins M. S.* 1952. On the statistical distribution of the heights of sea waves. *J. Mar. Res.* 11, 245—6.
138. *McKee E. D.* 1966. Structure of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology* 7, 3—69.
139. *McKee E. D.* (ed.) 1979. *A study of global sand seas*. US Geol. Survey Professional Paper no. 1052.
140. *McKee E. D.* and *Weir G. W.* 1953. Terminology of stratification and cross stratification. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 381—90.
141. *Mamayev O. I.* 1975. Temperature-salinity analysis of world ocean waters. Amsterdam: Elsevier.
142. *Meidav T.* 1960. Nomograms to speed up seismic refraction computations. *Geophysics* 25, 1035—53.
143. *Meyer-Peter E.* and *Muller R.* 1948. Formulas for bed-load transport. In *Proceedings of the 3rd meeting of the International Association for Hydraulics Research*, Stockholm. 39—64.
144. *Mooney H. M.* and *Wetzel W. W.* 1956. *The potentials about a point electrode and apparent resistivity curves for a two-, three- and four-layer earth*. Minneapolis: University of Minnesota Press.
145. *Neville A. M.* 1973. *Properties of concrete*. London: Pitman.
146. *Nijman W.* and *Puigdefabregas C.* 1978. Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Formation, South Pyrenean Basin. In *Fluvial sedimentology*, A. D. Miall (ed.), 487—510. Calgary: Canadian Soc. of Petroleum Geologists.
147. *Nye J. F.* 1959. A method of determining the strain-rate tensor at the surface of a glacier. *J. Glaciol.* 3, 409—19.
148. *O'Brien, M. P.* 1942. A summary of the theory of oscillatory waves. Technical Report no. 2, 1—14. Beach Erosion Board, US Army Corps of Engineers.
149. *Open University* 1978. *Oceanography — Sediments*, S334 Course Book. Milton Keynes: Open University.
150. *Orellana E.* and *Mooney H. M.* 1966. *Master tables and curves for vertical electrical sounding over layered structures*. Madrid: Interciencia.
151. *Østrem G.* and *Stanley A. D.* 1966. *Glacier mass balance measurements. A manual for field work*. Ottawa: Department of Mines and Technical Surveys.
152. *Ouma J. P. B. M.* 1967. Fluvial morphogenesis of roundness. The Hacking River, Nqg South Wales, Australia. In *River Morphology*. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. no. 75, 319—44.
153. *Parasnis D. S.* 1979. *Principles of applied geophysics*. London: Chapman and Hall.
154. *Paterson W. S. B.* 1969. *The physics of glaciers*. Oxford: Pergamon.
155. *Patrick D. A.* and *Weigel R. L.* 1955. *Amphibian tractors in the surf*. In *First conference on ships and waves*, 397—422. London and New York: The English Foundation Council on Wave Research and the American Society of Naval Architects and Marine Engineers.
156. *Pitty A. F.* 1966. Some problems in the location and delimitation of slope profiles. *Z. Geomorph.* 10, 454—61.
157. *Pitty A. F.* 1968. A simple device for the field measurement of hillslopes. *J. Geol.* 76, 717—20.

158. Powers M. C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.* 23, 117—9.
159. Redpath B. B. 1973. Seismic refraction exploration for engineering site investigations. Report A.D. 768710. US Department of Commerce, National Technical Information Service.
160. Retneck H. E. and Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11, 99—104.
161. Rijkswaterstaat, The Netherlands 1980. Standard graphs for resistivity prospecting. European Association of Exploration Geophysicists.
162. Riley N. A. 1941. Projection sphericity. *J. Sed. Petrol.* 11, 94—7.
163. Rivière A. and Ville P. Sur l'utilisation d'une indice morphologique nouveau dans la representation d'une formation detritique grossiere. *C.R. Hebd. Seanc. Acad. Sci. Paris D* 265, 1369—72.
164. Roberts A. 1977. *Geotechnology*. Oxford: Pergamon.
165. Robinson E. 1968. Effects of air pollution on visibility. In *Air pollution*, vol. 1, A. C. Stern (ed.), 349—400. New York: Academic Press.
166. Robinson G. W. 1949. Soils, their origin, constitution and classification, 3rd edn. London: Murby.
167. Rogers J. K. 1947. Temperature corrections in altimeter surveying. *Bull. Am. Assoc. Petrol. geol.* 31, 371—4.
168. Russel R. C. H. and Macmillan D. H. 1952. *Waves and tides*. London: Hutchinson.
169. Rutley F. and Read H. H. 1970. *Rutley's elements of mineralogy*, 26th ed. London: George Allen and Unwin.
170. Savigear R. A. G. 1965. A technique of morphological mapping. *Ann. Assoc. Am. Geogs* 53, 514—38.
171. Schneiderhohn P. 1954. Eine vergleichende studies über methoden zur quantitativen bestimmung von abrundung und form an sandkornern. *Heidelberger Beitr. Min. Petrol.* 4, 172—91.
172. Scott R. F. 1963. *Principles of soil mechanics*. Reading, Mass: Addison-Wesley.
173. Selbey M. J. 1980. A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z. Geomorph.* 24, 31—51.
174. Seligman G. 1936. *Snow structure and ski fields*. London: Macmillan.
175. Sen N. 1978. A chart for optimisation of sample size. *Indian J. Earth Sci.* 5, 214—6.
176. Sharpe C. F. S. 1938. *Landslides and related phenomena*. New York: Columbia University Press.
177. Shaw C. F. 1928. A definition of terms used in soil literature. In *Proceedings and Papers of the 1st International Congress on Soil Science*, vol. 5, 38—64.
178. Shepard E. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sed. Petrol.* 24, 151—8.
179. Shields I. A. 1936. Anwendung de Ähnlichkeitmechanik und des turbulenz forschung auf die geschiebebewegung. *Mitt. Preuss. VersAnst. Wasserbau Erd Schiffbau* 26. English translation by W. P. Ott and J. C. van Uchelen, California Institute of Technology, Pasadena.
180. Simons D. B. and Richardson E. V. 1962a. Resistance to flow in alluvial channels. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs* 127, 927—1006.
181. Simons D. B. and Richardson E. V. 1962b. The effect of bed roughness on depth discharge relations in alluvial channels. *Water Supply Paper no. 1498E*. US Geological Survey.
182. Simons D. B. and Richardson E. V. 1971. Flow in alluvial sand channels. In *River mechanics*, Vol. I, H. W. Shen (ed.), 9.1—9.89. Fort Collins: privately published by H. W. Shen.
183. Simons D. B. and Sentürk F. 1976. *Sediment transport technology*. Fort Collins: Water Resources Publications.
184. Singer D. H. and Yaalon S. 1974. Vertical variation in strength and

porosity of calcrete (nari) on chalk, Shefela, Israel and interpretation of its origin. *J. Sed. Petrol.* 44, 1016—23.

185. *Skempton S. W.* 1945. Earth pressure and the stability of slopes. In *The principles and application of soil mechanics*. London: Institution of Civil Engineers.

186. *Skempton A. W.* 1964. The long-term stability of clay slopes. *Géotechnique* 14, 75—102.

187. *Sneed E. D.* and *Folk R. L.* 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas: a study in particle morphogenesis. *J. Geol.* 66, 114—50.

188. *Southard J. B.* 1971. Representation of bed configuration in depth-velocity-size diagrams. *J. Sed. Petrol.* 41, 903—15.

189. *Sternberg R. W.* 1972. Predicting initial motion and bedload transport of sediment particles in the shallow marine environment. In *Shelf sediment transport*, D. J. P. Swift, D. B. Duane & O. H. Pilkey (eds.), 61—82. Stroudsburg: Dowden, Hutchinson and Ross.

190. *Stone R. O.* and *Summers H. J.* 1972. Study of subaqueous and subaerial sand ripples. Final Report no. USC-Geology-72-1. Department of Geological Sciences, University of Southern California.

191. *Strickler A.* 1923. Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauheitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen. Mitteilungen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft no. 16, Bern.

192. *Sundborg A.* 1967. Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. I. General views and graphic methods. *Geog. Ann.* 49A, 333—43.

193. *Tagg G. F.* 1934. Interpretation of resistivity measurements. *Trans. Am. Inst. Min. Metal. Engrs* 110, 135—47.

194. *Tanner W. F.* 1967. Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology* 9, 89—104.

195. *Taylor G.* and *Woodyer K. D.* 1978. Bank deposition in suspended-load streams. In *Fluvial sedimentology*, A. D. Miall (ed.), 257—76. Canadian Society of Petroleum Geologists Memorandum no. 5. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists.

196. *Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. and Keys D. A.* 1976. *Applied geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.

197. *Tennent R. M.* (ed.) 1971. *Science data book*. Edinburgh: Oliver and Boyd.

198. *Terzaghi K.* 1943. *Theoretical soil mechanics*. New York: Wiley.

199. *Terzaghi K.* and *Peck R. B.* 1967. *Soil mechanics in engineering practice*. New York: Wiley.

200. *Thomas R. H.* 1976. The distribution of 10 m temperatures on the Ross Ice Shelf. *J. Glaciol.* 16, 111—7.

201. *Turner A. C.* 1974. *The traveller's health guide*. Newton Abbot: David and Charles.

202. *Turner A. C.* 1975. *Travel medicine—a handbook for practitioners*. London: Longman.

203. *Unesco/IASH/WMO* 1970. Seasonal snow cover. Technical Paper in Hydrology No. 2.

204. *US Department of Agriculture* 1951. *Soil survey manual*. Agricultural Handbook no. 18, US Department of Agriculture.

205. *Van Nostrand R. G.* and *Cook K. L.* 1966. Interpretation of resistivity data. *US Geological Survey Professional Paper* no. 499.

206. *Varnes D. J.* 1958. Landslide types and processes. In *Landslides and engineering practice*, E. B. Eckel (ed.). Special Report no. 29. Highway Research Board, 20—47.

207. *Wagg C. J.* and *Echelmeyer K.* 1979. Rhombus and rhomboid parallelogram patterns on glaciers: natural indications of strain. *J. Glaciol.* 22, 247—61.

208. *Wadell H.* 1933. Sphericity and roundness of rock particles. *J. Geol.* 41, 310—31.

209. *Wadell H.* 1935. Volume, shape and roundness of quartz particles. *J. Geol.* 43, 250—80.

210. *Waters R. S.* 1958. Morphological mapping. *Geography* 43, 10—19.
211. *Wentworth C. K.* 1919. A laboratory and field study of cobble abrasion. *J. Geol.* 27, 507—21.
212. *Wentworth C. K.* 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377—92.
213. *Wentworth C. K.* 1933. The shapes of rock particles: a discussion. *J. Geol.* 41, 306—9.
214. *Williams G.* 1964. Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology* 3, 257—87.
215. *Wilson I. G.* 1970. The external morphology of wind-laid sand deposits. PhD thesis. University of Reading.
216. *Wilson I. G.* 1972. Aeolian bedforms—their development and origins. *Sedimentology* 19, 173—210.
217. *Worsley P.* 1981. Radiocarbon dating: principles, application and sample collection. In *Geomorphological techniques*, A. Goudie (ed.), 277—83. London: George Allen and Unwin.
218. *Young A.* 1972. *Slopes*. Edinburgh: Oliver and Boyd.
219. *Young A.* with D. Brunnsden and J. B. Thornes 1974. Slope profile survey. BGRG Technical Bulletin 11. Norwich: Geo Abstracts.
220. *Zeller J.* 1963. Einführung in den Sedimenttransport offener Gerinne. Schweiz. Bauzeitung 81D.
221. *Zingg Th.* 1935. Beiträge zur Schotteranalyse. *Min. Petrog. Mitt. Schweiz.* 15, 39—140.

1. Истинные горизонтальные расстояния по данным дальномерных измерений.
2. Определение разности высот по данным дальномерных измерений.
3. Масштабы карт и их разрешающая способность.
4. Перевод единиц угловых измерений.
5. Формулы сейсмической рефракции для разных многослойных сред, представляющих совокупность наклоненных слоев.
6. Скорости P -волн в различных средах.
7. Размещение электродов, измеренные активные сопротивления и кажущиеся удельные сопротивления в случаях использования 3-х вариантов установки Карпентера.
8. Типовая программа полевых измерений при проведении вертикального электротондирования с построением Шлюмберже.
9. Значения ρ_1/ρ_0 , соответствующие различным значениям k .
10. Вариации значений удельного сопротивления пород в зависимости от процентного содержания внутрипоровой воды.
11. Удельное электрическое сопротивление горных пород и осадков.
12. Номенклатура магматических пород.
13. Номенклатура осадочных пород.
14. Номенклатура метаморфических пород.
15. Номенклатура пирокластических и нераскристаллизованных изверженных пород.
16. Типы пород.
17. Описательные термины для характеристики пород по цвету.
18. Термины, используемые для характеристики пород по размеру зерен.
19. Термины, используемые при описании прочности пород.
20. Типы нарушений.
21. Расстояния между нарушениями.
22. Описательные термины, используемые для характеристики нарушений по их апертуре (ширине зияния).
23. Термины для характеристики природы заполнения нарушений.
24. Термины для описания шероховатости поверхностей нарушений.
25. Термины для характеристики формы блоков.
26. Термины для характеристики размеров блоков.
27. Термины для описания степени выветрелости пород.
28. Описание, классификация и оценка прочности ненарушенной породы.
29. Описание и оценка степени выветрелости пород.
30. Описание, номиналы и классификация нарушений по их ориентации.
31. Геоморфологическая классификация, номинализация и оценка прочности пород в массиве.
32. Поправки, вносимые в значения индексов упругой отдачи при негоризонтальных воздействиях (молоток типа N).
33. Термины, используемые для определения содержания камней в почве.
34. Термины, используемые при описании размера и формы включений и обломков.
35. Классификация почв по их прочности.
36. Характеристики разрушения образца увлажненной или мокрой почвы.
37. Тесты и термины, используемые при характеристике цементации почв.
38. Определение максимальной пластичности почв.
39. Термины, используемые для описания количества содержащихся в почве корней растений.

40. Термины, используемые при полевых определениях содержания карбоната кальция в почвах.
41. Шкала размерности частиц.
42. Оценки и термины, используемые при описании осадков.
43. Типы микрокосослоистости.
44. Условные обозначения, используемые при идентификации типов косой слоистости в классификации Аллена.
45. Генетические типы элементов косой слоистости.
46. Способы осреднения и применимость методов измерения скорости потока.
47. $1/6$ и $2/3$ степени чисел для использования в гидравлических расчетах.
48. Коэффициент шероховатости Маннинга для малых рек и пойм.
49. Значение коэффициента Маннинга для главных водотоков и рек с ложем, выполненным крупным материалом, или русел, выработанных в коренных породах.
50. Коэффициенты расхода для водосливов с V-образным сечением.
51. Постоянные, используемые в гидравлических расчетах.
52. Типичные значения плотности снега и льда.
53. Оценка содержания жидкой воды в снегу.
54. Оценка размера снежных зерен.
55. Оценка снега по форме снежных зерен.
56. Оценка снега по прочности.
57. Твердость снега, прочность на сдвиг и соответствующие описательные термины.
58. Классификация эоловых образований по их масштабу.
59. Терминология, используемая для определения основных типов дюн и других эоловых образований.
60. Шкала Бофорта для определения силы (скорости) ветра.
61. Характерные особенности главных типов отрывов на склонах в соотношении со структурными условиями.
62. Сопrotивление сдвигу, связность материала и угол внутреннего трения для делювиального субстрата (более 90% составляет фракция гравийной размерности).
63. Прочность на сдвиг и угол внутреннего трения для смешанных делювиальных отложений и коллювия.
64. Прочность на сдвиг, связность и угол внутреннего трения для почвоэлювия, глин и песков.
65. Связность и угол внутреннего трения для ненарушенных пород.
66. Приближенные значения угла внутреннего трения (градусы) для песчаных почв.
67. Предварительная полевая идентификация устойчивости почв и осадков и определение их прочности.
68. Случайные числа.
69. Минимальная масса образца, потребная для определения гранулометрического состава методом ситового анализа.
70. Оптимальные размеры образцов, предназначенных для радиоуглеродного датирования.
71. Способы предварительной подготовки проб воды.
72. Приближенный перевод чисел чувствительности пленки из дин в ASA.
73. Множители и приставки СИ для образования десятичных кратных и дольных единиц.
74. Единицы СИ и СГС.
75. Переводные коэффициенты.

Предисловие	5
Глава 1. Топографическая съемка	7
1.1. Перевод кажущихся наклонных расстояний в истинные горизонтальные расстояния и разности высот	7
1.2. Поправки за температуру при барометрическом (с помощью anerоида или альтиметра) нивелировании	14
Глава 2. Геоморфологическое картирование	17
2.1. Основные символы, используемые при морфологическом картировании	17
2.2. Символы, используемые при геоморфологическом (генетическом) картировании	17
2.3. Символы, используемые при более детальном картировании	21
Глава 3. Профилирование склонов	24
3.1. Непрерывное профилирование склонов	25
3.2. Особые методы съемки склонов	26
Глава 4. Картирование ландшафтообразующих материалов	30
4.1. Геологическое картирование	31
4.2. Скважинный каротаж осадочных толщ	33
4.3. Перевод измеренных (кажущихся) наклонов в истинные и обратно	41
4.4. Расчет стратиграфической мощности	42
Глава 5. Геофизические методы исследования геологических разрезов	44
5.1. Метод преломленных волн	44
5.2. Сейсмические годографы для различных простых геологических структур	45
5.3. Номограммы для сейсмических расчетов	49
5.4. Сейсмические формулы	53
5.5. Поправки, вводимые при изучении геологических разрезов методом преломленных волн	53
5.6. Ускоренный метод определения глубины залегания фундамента под поверхностными отложениями	56
5.7. Методы изучения удельного электрического сопротивления	57
5.8. Схемы расстановки электродов	58
5.9. Интерпретация кривых удельного сопротивления при электрозондировании	64
5.10. Электропрофилирование	69
5.11. Съемка перекрывающих наносов	69
5.12. Электрические свойства земных материалов	71
Глава 6. Описание ландшафтоформирующих пород и отложений	72
6.1. Идентификация горных пород	76
6.2. Описание горных пород в массиве	78
6.3. Методы полевых испытаний пород на прочность	93
6.4. Описание почв	96
6.5. Описание осадков и осадочных пород	108

Глава 7. Флювиальные процессы	127
7.1. Метод определения скорости потока в гидрометрическом створе	127
7.2. Полевые определения коэффициентов сопротивления	135
7.3. Определение расхода по измерениям концентрации растворенных веществ-индикаторов	141
7.4. Гидрометрические сооружения	142
7.5. Процессы размыва и транспортировки наносов	144
7.6. Зависимость между формой ложа, характеристиками потока и размером частиц	148
7.7. Измерение электропроводимости при качественном анализе воды	150
Глава 8. Гляциальные процессы	152
8.1. Выбор и маркировка закрепленных наблюдательных пунктов при съемке ледников	153
8.2. Снеговая и ледовая съемки	154
8.3. Рекомендации по размещению реек на поверхности ледника	155
8.4. Измерение поверхностной скорости ледника	157
8.5. Определение скорости деформации на поверхности ледника	159
8.6. Измерение аккумуляции	161
8.7. Определение твердости снега на вдавливание	165
8.8. Измерение абляции	166
8.9. Метеорологические наблюдения	167
8.10. Измерения расхода воды	167
Глава 9. Эоловые процессы	168
9.1. Соотношения скорости ветра, скорости волочения, вовлечения материала в перенос и транспортировки осадка	168
9.2. Эоловые отложения и аккумулятивные формы	170
Глава 10. Береговые процессы	176
10.1. Схема ЛЕО Инженерной службы США	176
10.2. Некоторые аспекты ветровой и волновой динамики	178
10.3. Наносы и соленость	188
Глава 11. Склоновые процессы	192
11.1. Определение и классификация перемещений масс по склонам	192
11.2. Стабильность склонов	195
11.3. Оценка в полевых условиях свойств субстрата с точки зрения стабильности склонов	200
Глава 12. Отбор образцов	205
12.1. Отбор случайных образцов	205
12.2. Масса образцов, предназначенных для гранулометрического анализа	207
12.3. Отбор образцов горных пород, ископаемых и почв, составление коллекций и их транспортировка	208
12.4. Отбор проб воды на химический и физический анализы	211
Глава 13. Вспомогательные материалы	213
13.1. Безопасность ведения работ	213
13.2. Определение фотоэкспозиции	218
13.3. Единицы измерения и таблицы перевода одних мер в другие	219
13.4. Простые тригонометрические формулы	219
13.5. Определение процента покрытия (или процентного содержания)	226
Список литературы	227
Список таблиц	236

Г20 **Гардинер В., Дакомб Р.**
Полевая геоморфология: Пер. с англ. — М.: Недра,
1990. — 239 с.: ил.
ISBN 5-247-01264-X

Описаны основные методы изучения и измерения рельефа в поле, изучения качественных и количественных данных о параметрах рельефа и факторах рельефообразования (морфометрические измерения, изучение состава коренных пород и рыхлых коррелятных отложений, динамики форм рельефа). Приведены значения различных параметров, формулы, применяемые для характеристики морфогенеза, таблицы пересчета. Изложены принципы полевого геоморфологического картографирования в средних и крупных масштабах.

Для геоморфологов, геологов, географов.

Г 18050403000—195
943(01)—90 129—90

ББК 26.8

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Вайнс Гардинер, Роджер Дакомб

ПОЛЕВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*
Редактор издательства *А. П. Хуповка*
Переплет художника *И. А. Слюсарева*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Е. С. Сычева*
Корректор *Е. В. Королева*

ИБ № 7962

Сдано в набор 30.10.89. Подписано в печать 30.05.90. Формат 60×88¹/₁₆. Бумага кв.-журн.
Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл.-печ. л. 14,7. Усл. кр.-отт. 14,7. Уч.-изд. л.
15,6. Тираж 2570 экз. Заказ 1423/2038—2. Цена 1 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3

Московская типография № 11 Государственного комитета СССР по печати.
113105, Москва, Нагатинская ул., д. 1.