

目 录

总序

前言

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景	1
1.2 研究目的及意义	1
1.3 国内外研究进展	3
1.3.1 碎石特性指标及其测定	3
1.3.2 含碎石土壤各特性指标之间的转换关系	9
1.3.3 碎石的空间分布	10
1.3.4 含碎石土壤水分运动研究	11
1.3.5 土石混合介质溶质运移研究	21
1.4 小结	22
第 2 章 钙结石的成因及空间分布规律	24
2.1 研究区概况	25
2.1.1 气候特征	26
2.1.2 土壤、地形和植被特征	26
2.2 神木六道沟流域钙结石的成因与分布概况	27
2.3 典型地段钙结石分布规律	28
2.3.1 采样点布设及表土钙结石含量测定方法	28
2.3.2 陡坡钙结石分布	30
2.3.3 缓坡钙结石分布	33
2.3.4 沟谷钙结石分布	34
2.4 小结	36
第 3 章 钙结石与细土的物理特性及含水量关系	38
3.1 钙结石和细土的基本物理特性	39
3.2 钙结石和细土的含水量关系	41
3.3 含碎石土壤含水量测定的误差分析	44

3.3.1 含水量测定误差理论分析	44
3.3.2 试验检验	47
3.4 小结	50
第4章 含碎石土壤的水力特性及参数测定	51
4.1 含碎石土壤的水分特征曲线	52
4.1.1 含钙结石土壤的水分特征曲线	53
4.1.2 小粒径碎石组成的土石混合介质的持水性	63
4.2 含碎石土壤的饱和导水率	72
4.2.1 定水头法测定的含钙结石土壤的饱和导水率	73
4.2.2 负压入渗仪测定的含钙结石土壤的饱和导水率	74
4.2.3 煤矸石对饱和导水率的影响	78
4.2.4 中壤土构成的土石混合介质的饱和导水率	79
4.3 水平入渗法确定含钙结石土壤的水力特性参数	83
4.3.1 含钙结石土壤的水力特性参数测定方法	83
4.3.2 含钙结石土壤水力特性参数测定方法检验	85
4.3.3 钙结石含量对土壤水力特性参数的影响	88
4.4 小结	91
第5章 含碎石土壤水分运动模型	93
5.1 含碎石土壤水分运动的概念模型	94
5.1.1 单孔模型	94
5.1.2 双孔模型	94
5.1.3 双透模型	96
5.2 碎石和细土之间的质量交换	96
5.2.1 基于有效饱和度的质量交换	97
5.2.2 基于水势的质量交换	98
5.3 根系吸水和根系生长模型	98
5.3.1 根系吸水模型	98
5.3.2 根系生长模型	100
5.4 土壤水力特性模型	102
5.5 定解条件	102
5.5.1 初始条件	102

5.5.2	上边界条件	103
5.5.3	下边界条件	103
5.6	模型离散和求解	103
5.6.1	水分运动控制方程的离散	104
5.6.2	根系吸水和根系生长方程的离散	106
5.6.3	边界条件的处理	107
5.6.4	模型求解	110
5.7	双孔模型模拟含碎石土壤入渗的参数灵敏度分析	110
5.7.1	碎石含量	111
5.7.2	质量交换系数	112
5.7.3	碎石孔隙度	115
5.8	双孔模型模拟含碎石土壤蒸发的参数灵敏度分析	117
5.8.1	碎石含量	117
5.8.2	质量交换系数	119
5.9	小结	121
第6章	含碎石土壤的入渗和蒸发特征及其模拟	123
6.1	含钙结石土壤的水分运动过程及其模拟	124
6.1.1	钙结石含量对土壤水分入渗的影响	124
6.1.2	碎石尺寸对土壤水分入渗的影响	128
6.1.3	含钙结石土壤隔层对水分入渗的影响	131
6.1.4	钙结石含量和土壤初始水分状况对土壤蒸发的影响	137
6.1.5	含钙结石土壤隔层对土壤蒸发的影响	143
6.2	煤矸石对土壤水分运动过程的影响	148
6.2.1	煤矸石对土壤水分累积入渗量的影响	148
6.2.2	煤矸石对湿润锋深度变化的影响	149
6.2.3	碎石种类对土壤水分入渗的影响	150
6.2.4	煤矸石对土壤水分蒸发的影响	151
6.3	变质岩、沉积岩和砾石对土壤水分运动过程的影响	154
6.3.1	天水土壤(混合中度风化变质岩)的入渗特征	154
6.3.2	泾阳土壤(混合河滩石)的入渗特征	158
6.3.3	铜川土壤(混合强度风化沉积岩)的入渗特征	162

6.3.4	土石比和碎石组成对湿润锋的影响	164
6.3.5	土石混合介质入渗量与湿润锋的关系	170
6.3.6	黄土高原区土石混合介质垂直一维入渗过程比较	171
6.4	小结	172
第7章	含碎石土壤的降雨入渗过程与模拟	174
7.1	人工含碎石土壤的降雨入渗特征	174
7.1.1	降雨条件下碎石含量对入渗的影响	174
7.1.2	降雨过程中含碎石土壤水分和湿润锋变化	177
7.2	田间含碎石土壤的降雨入渗特征	179
7.2.1	岷岷地区含碎石坡地降雨入渗特征	180
7.2.2	六道沟流域含钙结石坡地降雨入渗特征	190
7.2.3	模拟降雨条件下含碎石土壤水分再分布过程	204
7.3	黄土高原地区含碎石土壤入渗模型拟合探讨	210
7.4	小结	213
第8章	碎石对土壤水分动态的影响	215
8.1	坡面水分动态变化	216
8.1.1	坡面土壤水分动态变化	217
8.1.2	不同深度土壤水分储量变化	220
8.2	下垫面对土壤水分动态变化的影响	224
8.2.1	土壤水分分布格局	224
8.2.2	土壤水分储量变化	226
8.3	撂荒坡地土壤水分动态变化	229
8.4	坡面表层土壤水分时空变化	233
8.4.1	表层土壤平均含水量随时间的变异	234
8.4.2	表层土壤水分沿坡面的时空变化	235
8.4.3	影响表层土壤水分变异的因素	239
8.5	小结	240
第9章	植被生长及其对土壤水分的吸收利用	242
9.1	试验布设和测定参数	244
9.2	小区土壤水分动态变化	244
9.3	小区土壤水分储量变化	248

9.4 柠条生长状况	251
9.5 土壤水分平衡	252
9.6 小结	255
第10章 含钙结石土壤的水分有效性	257
10.1 土壤水分有效性概念	257
10.1.1 土壤水分有效性概念的发展	257
10.1.2 土壤水分有效性评价指标	258
10.1.3 钙结石对土壤水分有效性的影响	259
10.2 试验设计和数据监测	260
10.3 不同水分处理的柠条生长状况	262
10.4 不同水分处理的柠条蒸腾速率	264
10.5 基于柠条蒸腾速率的土壤水分有效性分区	267
10.6 土壤水分有效性与钙结石含量之间的关系	269
10.7 小结	271
第11章 土石混合介质中的溶质运移特征	273
11.1 室内扰动含碎石土壤的 Cl^- 混合置换试验	273
11.1.1 土石混合介质的溶质穿透曲线特征	273
11.1.2 土石比对孔隙流速和水动力弥散的影响	281
11.1.3 土石混合介质的弥散系数	284
11.1.4 碎石组成对溶质运移的影响	288
11.2 原状土石混合介质水分和溶质运移特征	289
11.2.1 原状土石混合介质截面出流变异特征	290
11.2.2 原状土石混合介质中非反应溶质运移特征	314
11.3 小结	319
参考文献	321

第1章 绪论

1.1 研究背景

我国的人口不断增加,耕地却不断减少,且退化严重,粮食问题将是我国未来面临的一个重要挑战。同时,由于粗放型经济的迅速发展,资源利用率低,浪费严重,生态环境恶化,如何保护、恢复和重建生态系统,实现资源利用的良性循环和人与自然的和谐共处,是可持续发展所要解决的重要问题。黄土高原是我国乃至世界上水土流失最严重的地区,由于气候干旱化和人类活动的影响,生态退化严重,是我国生态恢复和重建的重要地区之一。土石山区在黄土高原大量分布,主要分布在山西省的吕梁山、太岳山、中条山,陕、甘两省的秦岭、六盘山、黄龙山、子午岭、兴隆山、马衔山,河南省的伏牛山、太行山,内蒙古的大青山、狼山,宁夏的贺兰山等地,总面积约为13万 km^2 。尽管世界各国的学者对土壤水分运动机制及水分有效性进行了大量的卓有成效的研究,但是对于这类含碎石土壤的水分运动机制仍有许多不清楚的地方,尤其是国内学者对此认识不足,尚不能有效指导黄土高原土石山区的植被重建工作。此外,由于黄土高原独特的土壤特征、脆弱的生态环境和日益恶化的气候状况,不能直接应用世界其他地区的研究成果。因此,如何提高黄土高原土石山区的水资源利用效率,有效解决植被恢复过程中存在的一些负面影响,已成为中国学者亟待解决的重要问题。

1.2 研究目的及意义

传统的土壤水分运动研究对象多是颗粒直径小于2mm的土壤,但由于成土过程及人类活动的影响,常常会出现碎石覆盖和土壤中夹杂砾石层的现象。这类土壤在西欧占到30%,地中海地区达60%(Poesen and Lavee, 1994),东非和西非高原也尤为普遍。这类土壤在我国土石山区也广泛分布。北方土石山区主要分布在松辽、海河、淮河、黄河等四大流域的干流或支流的发源地,面积约75万 km^2 。南方土石山区主要分布在长江上游和珠江上游的四川、云南、贵州、广西四个省

(自治区),以及甘肃、陕西两省的南部,分布范围共约 94 万 km^2 。土石山区占我国国土面积的 17.6%,这类地区的水土流失总面积 82 万 km^2 ,约为全国水蚀总面积的 1/2。由于水土流失,坡耕地和荒地中土壤细粒被冲走,剩下粗沙和石砾,造成土质“粗化”,地面组成物质是石多土少、石厚土薄,地面土质松散、夹杂石砾,土壤的进一步流失可导致坡耕地的“石化”,耕地的数量和质量降低。这类土壤或土石混合介质不同于传统的土壤,镶嵌在土壤内部的碎石改变了土壤孔隙状况,减小了土壤过水断面,增加孔隙弯曲度,但也可能使土壤抗挤压能力增强,更容易形成大孔隙;处于土壤某一层次的碎石对水分入渗的影响可能也不同于传统的层状土,因为土石混合介质内的土壤是作为连续体存在的;覆盖在土壤表层的碎石改变了土壤的上边界条件,可以使雨滴对土壤的打击能力减弱,但也可能使汇流增加,侵蚀加剧。此外,蒸发也可能因碎石覆盖而受到抑制。碎石并非完全不透水,因其风化程度不同,可能含有一定量的水分,这些水分在干旱条件下可能成为植被水分的重要来源。随碎石含量的不同,土石混合介质的特性会介于土壤和碎裂岩石之间,描述土壤水分和溶质运移的理论可能对于土石混合介质失效。因此,土石混合介质可能在入渗、蒸发、再分布和溶质迁移等方面与单纯的土壤有所不同。

黄土高原的含碎石土壤主要分三类:一是通常的含碎石土壤;二是含钙结石土壤;三是矿区的煤矸石回填土壤。虽然从严格意义上来讲,黄土高原的典型碎石是在降水对土壤淋溶过程中,在一定深度下,形成的钙结石层,受表土侵蚀暴露于地表,不属于碎石。但是,由于钙结石具有与周围土壤截然不同的水力特性,研究其对水分运动的影响及有效性,具有一定价值;现露于地表,也有一定意义。同时,由于这类钙结石在一些物理特性上类似于通常石质土壤中的碎石,因此,这类土壤具有一般石质土壤的共性,可以部分地借鉴含碎石土壤研究的一些概念和成果。矿区的煤矸石回填土壤主要是因为煤炭资源开采所产生的矿渣处理形成的,涉及的主要问题是:如何回填才能建立良好的土壤结构条件,为尽快恢复矿区的植被生态系统提供适宜的水、气条件。所以,本书的主要目的就是:以黄土高原石质山地和矿区煤矸石回填土壤为研究对象,通过室内和野外试验研究碎石对土壤水分运动的影响规律,并通过理论分析建立相应的能反映碎石这种效应的数学模型。一方面为土石山区水文过程的定量模拟提供参考;另一方面根据钙结石对土壤水分运动的影响机制提高和改善植被的水分利用效率,进而高效利用有限的水资源恢复和重建黄土高原的植被体系。

1.3 国内外研究进展

在研究土壤水分运动特性的时候,通常不考虑碎石(粒径大于2mm)的影响,不仅仅是因为所研究的土壤所含碎石很少,而且因其比表面积小,对化学过程的影响也往往忽略不计(Eriksson and Holmgren, 1996)。当土壤中碎石含量很高时,碎石会在很大程度上改变土壤结构,进而对发生在土壤中的物理和化学过程产生不可忽视的影响,这种影响在碎石含量很高的情况下甚至会远远超过细土(在下文中如无特别说明,细土仅指颗粒小于直径2mm的土壤)的作用。此外,Coile (1953)最早发现碎石中能储存一定的水分,并能为植物吸收和利用,这一结果表明碎石对土壤水文和化学过程的影响可能远较人们预想的要大。对于土石混合介质中水分和溶质运动过程的研究,国外开始较早,并取得了一定的成果,研究的领域涵盖碎石的特性、分类和指标测定,土石混合介质的容重和含水量测量,碎石对土壤水力特性、入渗、蒸发、水分有效性及溶质运移过程的影响等方面。下面就各个方面的研究进展作简单回顾。

1.3.1 碎石特性指标及其测定

1.3.1.1 碎石的定义、来源及分类

自然土壤由固、液、气三相组成,固体物质即为土壤颗粒或构成液、气二相的“骨架”。作为固相组分之一的碎石或粗颗粒同样起到支撑土壤结构的作用。碎石的定义是粒径大于或等于2mm的颗粒,这种颗粒的直径在水平方向上要小于单元土体的大小。Miller和Guthrie (1984)给出单元土体的定义:一般单个土体的水平面积为 1m^2 ,厚度足以代表各个土层,约为2m。碎石是岩石物理风化和化学风化的产物,在地质学上称其为岩屑。相应的小于2mm的土壤物质被称为细土。Munn等(1987)认为将大于2mm的土壤物质经过沸化试验才可断定是否为碎石。试验要求将大于2mm的粗颗粒放入六元偏磷酸钠的盐溶液中振荡12h,如颗粒没有出现破裂和分裂现象则认为是实验室要求的碎石。

在国际分类制中,凡粒径大于2mm的颗粒都看作石砾或碎石,粒径小于2mm的颗粒作为细土(fine earth),细土粒径分布作为土壤质地界定的主要依据,这一分类标准为大多数学者所采用。但是各国学者对细土和石砾的进一步划分则不尽相同。单就石砾来说,其尺寸变化范围较大,为研究方便,人们通常进一步将其划分为碎石(rock fragment或coarse fragment)和石头(stone),在联合国粮

食及农业组织 (FAO) 中, 碎石是指粒径为 2 ~ 75mm 的颗粒, 石头是指尺寸在 75 ~ 250mm 范围内的颗粒; 美国的土壤分类系统则以粒径 76mm 作为碎石和石头的界限; 英国则是 600mm。而具体称谓则没有严格的标准, 石头、碎石经常通用, 含碎石的土壤 (soil with rock fragments) 也称作石质土壤 (stony soil)。

碎石既具有岩石的性质也改变了原有岩石的性质。对碎石来源和类别的判定, 有助于对碎石在土石混合介质水分运动中所起的作用进行分析。碎石经岩石破裂、分崩、风化而成。岩石是各种地质作用下, 按一定方式结合而成的矿物集合体, 它是构成地壳和地幔的主要物质, 而构成岩石的基本单位是矿物。矿物是各种地质作用下形成的具有相对固定化学成分和物理性质的均质物质。碎石一般通过两种方式进入土壤。一种是在人为或自然作用下, 凸形的山体被剥蚀, 导致细土和碎石沿坡面进行迁移, 在坡脚厚积的土层上有一层碎石覆盖物 (Wesemael et al., 1995); 耕作土地时对接近母质层的碎石的翻动, 成为上层土壤粗颗粒的组分。由这一原因形成的土石混合介质, 一部分土石混合介质的细土和碎石结合不紧密, 在碎石表面没有黏着的细土。另一种是在各种类型的基岩母质上发育的碎石物质, 直接保留在土壤中, 表面会黏着细土, 并不易与细土分开 (Sauer and Logsdon, 2002)。

碎石的来源、岩石成因和风化程度决定了碎石的类别。Corti 等 (1998) 发现土壤中的碎石的物理和化学性质与矿物颗粒的风化程度和碎屑物中的孔隙度有很大关系, 并发现容重随风化程度减少而逐渐增大, 孔隙度随风化程度减少而减少; Childs 和 Flint (1990) 对几种不同类型的碎石的孔隙度做了研究, 其中凝灰岩和角闪岩孔隙度可以达到 40% ~ 60%, 玄武岩为 23% ~ 37%, 沉积岩为 13% ~ 29%。碎石的类型、粒径、风化程度不同, 其容重也不同, 根据学者们对土石混合介质的研究, 对不同类型的碎石的容重和可交换阳离子总量 (CEC) 测定数值列于表 1-1。

表 1-1 不同类型碎石容重和 CEC

岩石类型	粒径/mm	风化程度	容重/(g/cm ³)	CEC	来源
Mixed mineralogy 混合沉积岩	2 ~ 76		2.29		Shipp and Mastelski, 1965
Andesite 安山岩		基岩	2.24		Gras, 1972
	2 ~ 4.8		1.84 ± 0.15		Childs and Flint, 1990
Basalt 玄武岩		基岩	2.8 ~ 2.9		Farmer, 1968
	2 ~ 4.8		1.95 ± 0.28		Childs and Flint, 1990

续表

岩石类型	粒径/mm	风化程度	容重/(g/cm ³)	CEC	来源
Granite 花岗岩		基岩	2.6 ~ 2.7		Farmer, 1968
	2 ~ 4.8		2.24 ± 0.1		Childs and Flint, 1990
			2.17		Ingelmo et al., 1994
		无	2.62 ± 0.01		Corti et al., 1998
		高	2.33 ± 0.14	6 641	
		中	2.34 ± 0.05	30.1%	
		低	2.41 ± 0.02		
Lime stone 石灰岩		基岩	2.2 ~ 2.6		Farmer, 1968
			1.61		Gras, 1972
			2.08		Alberto, 1971
	4 ~ 20		2.38		Poesen and Lavee, 1994
	20 ~ 40		2.54		
	40 ~ 80		2.55		
Sand Stone 砂岩		基岩	2 ~ 2.6		Farmer, 1968
	5 ~ 35		2.35		Hansen and Blevins, 1979
	25 ~ 76				Childs and Flint, 1990
		未风化	2.56 ± 0.4		
		已风化	2.09 ± 0.9		Corti et al., 1998
			2.355		
		高	2.11 ± 0.06	8 040	
Shale 页岩		中	2.20 ± 0.03	32.9%	
		低	2.27 ± 0.03		Farmer, 1968
		无	2.55 ± 0.01		
		基岩	2 ~ 2.4		
	5 ~ 25		2.07		
	45		1.97		Hansen and Blevins, 1979
					Montaque et al., 1992
		无	2.5 ± 0.01		Corti et al., 1998
		高	1.76 ± 0.05	5 058	
		中	1.89 ± 0.03	20.4%	
		低	2.5 ± 0.01		
Silt Stone 粉砂岩					

续表

岩石类型	粒径/mm	风化程度	容重/(g/cm ³)	CEC	来源
Gneiss 片麻岩		无	2.77 ± 0.02	1 540 12.6%	Corti et al., 1998
		高	2.53 ± 0.07		
		中	2.68 ± 0.04		
		低	2.76 ± 0.01		
Mica-schist 云母片岩		无	2.7 ± 0.01	2 181 1.2%	Corti et al., 1998
		高	1.97 ± 0.04		
		中	2.09 ± 0.04		
		低	2.11 ± 0.03		

1.3.1.2 单个碎石的特性指标

描述单个碎石的特性指标通常有形状指标（如直径、磨圆度、周长）、比表面积、阳离子交换量、密度（ ρ_{fd} ）、容重（ ρ_{rf} ）、孔隙度和风化程度等。

碎石直径（ D_r ）是衡量碎石大小的一个常用指标，通常采用当量直径表示，用筛分法测定，碎石刚好通过某一筛孔的孔径作为碎石的当量直径。研究中我们习惯于把颗粒作为球形处理，而实际中的颗粒形状却是极不规则的，颗粒形状不同，其组合的密实程度不同，对水分和溶质迁移的影响也有一定差别，磨圆度作为衡量碎石形状偏离球形程度的指标具有一定意义。磨圆度（roundness）是指碎屑沉积物之颗粒边角的锐利程度，被搬运得越长越久，边角越不锐利，可依 Wadell（1932）公式计算，即颗粒所有角之内接圆半径平均值与最大内接圆半径的比值，介于0与1之间。在石质土壤的成土过程，磨圆度高的碎石往往意味着其风化程度相对较重。周长作为碎石一个特性指标是 Valentin 和 Casenave（1992）首先提出来的，其研究表明，在碎石覆盖条件下，净入渗量与碎石的周长有更好的相关关系。

碎石的比表面积可以用水汽吸附法测定（Tokunaga et al., 2003）。在很长时期，一些学者把碎石当作不透水介质处理，由于颗粒比表面积随粒级减小增大很快（姚贤良和程云生，1986），所以认为碎石比表面积很小，其对土壤水力特性和化学过程的影响可以忽略（Eriksson and Holmgren, 1996）。而 Tokunaga 等（2003）对风化碎石的研究结果表明，碎石内部同样存在大量孔隙，具有很大的内比表面积，滞留的水分可以占到总孔隙度的10%。这部分水体在水力上是不可动的，可能通过扩散在土壤化学物质迁移过程中起重要作用。阳离子交换量同样是反映碎石化学活性的一个重要指标，Corti 等（1998）通过对不同风化程度

碎石阳离子交换量的分析发现,碎石阳离子交换量可以占到混合介质阳离子交换量的30%或更高。

碎石的密度跟母质的性质有关,基本变化不大,通常采用 $2.65\text{g}/\text{cm}^3$ (Poesen and Lavee, 1994)。散落在土壤内的碎石大多有不同程度的风化,因此具有不同的容重。碎石的密度和容重可以通过排水法测定。

土壤是母岩岩石在物理、化学和生物共同作用下的产物,所以碎石的风化程度实际上可以看作碎石在从母岩向土壤过渡过程中所处的阶段,其特性越接近土壤,风化程度越重,反之则越轻。衡量碎石风化程度的指标主要有碎石尺寸、颜色、裂隙状况、孔隙度、容重、阳离子交换量、碳氮含量等。Corti等(1998)依据上述指标把碎石风化程度分为重度风化、中度风化和轻度风化三个级别。风化程度较重的碎石表现为孔隙度大,阳离子交换量和碳氮含量高,容重小。此外,Corti等(1998)发现碎石风化程度与碎石大小关系密切,即碎石越小,风化程度越重。

1.3.1.3 碎石含量及含碎石土壤容重的测定

当土壤中的碎石含量达到一定程度,碎石对土壤特性就会产生影响,碎石含量则是评价这些影响最为重要的参数之一。知道碎石含量及其空间分布的详细信息就可改善森林生产力、水文和风化过程的模拟 (Grayson et al., 1992; Poesen and Lavee, 1994; Simanton et al., 1994)。常用的表征碎石含量的参数主要有碎石覆盖度 (R_c)、碎石体积含量 (R_v) 和碎石质量含量 (R_m)。

碎石覆盖度可用碎石地上部分投影面积与地表面积的比值表示,可以通过视测法测定,也可以通过激光扫描或照相获取地表图像信息,然后用图像处理软件获取。视测法在碎石粒径和覆盖度大的地方比较适用,对于小的碎石,视测变得十分困难,尤其是碎石含量不高时测定结果可能与实际情况有较大出入。

碎石质量含量可以通过筛重法测定,其体积可以通过排水法或碎石的容重计算得到,但由于碎石的尺度较大,取样小,代表性差;取样大,工作量相应变大,所以同时测定相应的混合介质容积并不容易。与植被密切相关的通常是细土容重 (ρ_{fe}),碎石的存在使细土容重的测定同样变得困难,忽略碎石往往导致测定结果偏大,不能反映土壤实际状况,所以需要对测定的混合介质容重加以校正才能获得土壤结构状况的准确信息。碎石体积含量和土壤容重存在一定关系,在测定过程中面临同样的问题,鉴于以上原因,碎石体积含量和石质土壤容重的测定成为众多学者 (Viro, 1952; Mc Lintock, 1959; Shipp and Matelski, 1965; Alexander, 1981; Flint and Childs, 1984; Fleming et al., 1993; Jol, 1995; Eriksson and Holmgren, 1996; Rey et al., 2005) 特别关注的问题之一。

碎石体积分含量的测定大致可分为四类：①环刀取样法。环刀法对无碎石或碎石含量极低的土壤应用比较广泛，但用于测定含碎石土壤存在一定问题，因为当环刀遇到碎石时，可能无法采集位于环刀边沿上的碎石（Flint and Childs, 1984），这在碎石体积较大、含量较高时尤为明显。此外，环刀取样的体积不大，样本对于含碎石土壤的代表性较差。尽管如此，在碎石含量不高且碎石体积不大时，环刀法可以快捷方便地测定碎石含量。②挖坑法。就是挖坑采集一定含碎石的土壤，筛分称重测定各成分含量，再用置换法测定移去的混合介质的体积，依次可计算碎石含量和土壤容重。置换材料可以是土壤团粒、水、砂子、石蜡（Muller and Hamilton, 1992）、塑料球等。用土壤团粒取材方便，但是由于容易变紧实，测定值往往偏高（Shipp and Matelski, 1965）；水做置换材料需要预先去除坑内的碎石尖角和粗树根以保证剩水的塑料布不致被扎破，并且水只适宜在地表水平情况下做置换材料，这对于大多处于坡地的含碎石土壤是不适用的；砂子是水的一种不错替代物，但由于其自身塑性，只能在坡度不太大的情况下测定，并且当取样比较大时，搬运比较费力（Eriksson and Holmgren, 1996）；石蜡便于携带，但其凝固取样前需要 8 ~ 24h，比较耗时（Page-Dumroese et al., 1999）；Eriksson 和 Holmgren（1996）用塑料球作为置换材料，并且专门设计了一种即时读数的测定置换体积的实验装置，这一装置不仅可以用地表状况校正测定体积，误差不超过 1%，塑料球便于携带，方便回收，也可以测定体积较大的样本，并且适于测定任意坡度土壤的碎石含量。但是挖坑法最大的缺点是破坏土壤结构，不能重复测定和校验，且工作量很大。③探针法（Viro, 1952）。其原理是用金属探针插入含碎石土壤，直到探针遇到碎石为止，由于探针插入土壤的平均深度与碎石含量存在一定关系，通过测得的探针插入深度就可知道土壤的碎石含量。Eriksson 和 Holmgren（1996）对这一方法做了检验，认为探针法测定的碎石含量只能反映土壤上层状况，且仅在碎石含量低于 50% 时才具有一定精度，但当碎石含量大于 50% 时，测定结果较差。此外，必须测量足够的次数才能保证测定结果不致产生太大误差。④射线法。射线法包括 γ 射线法（Baker and Lascano, 1989；Fleming et al., 1993）和无线电波法（Jol, 1995；Rey et al., 2005）。 γ 射线法又分为单探头的散射法和双探头的传导法，前者需要挖坑测定碎石含量进行校正，后者则可独立同时测定土壤碎石含量、容重和含水量，Fleming 等（1993）对这一方法有较详细描述。 γ 射线法的缺点是在碎石尺寸和含量空间变异大的地区校正比较困难，而且放射元素对人体有一定危害，设备比较重，在远离公路的地方也不便应用。Jol（1995）提出用雷达波代替探针测定碎石含量，不同之处在于探头可以安置在地下不同深度，既可以测定水平方向，也可以测定垂直方向的碎石含量，这就克服了探针法的不足。雷达波测定碎石含

量是一种很有前景的技术,但其是否能有效区分碎石和细土值得怀疑 (Eriksson and Holmgren, 1996),需要做进一步研究。Rey 等 (2005) 尝试用地球物理中的电磁波技术测定碎石含量,用数值方法模拟了碎石含量与混合介质电阻之间的关系,并用室内和田间试验对其进行了验证,测量结果有较高精度。

细土容重的测定方法大体与碎石体积含量测定相同,因为知道碎石含量,不难通过它们之间的关系确定细土容重。二者之间的转化关系在下文将详细讨论。

1.3.2 含碎石土壤各特性指标之间的转换关系

土石混合介质各参数之间存在一定的关系,依据这些关系就可以实现各参数之间的转换,通过容易得到的参数间接推求未知参数。一些参量在上文中已作定义,下文同上。假定 m_T 为混合介质总干重, m_{fe} 为混合介质中的细土干重, V_T 为混合介质总容积, V_{fe} 为细土容积, ρ_{fe} 为细土容重, ρ_{fed} 为细土颗粒密度, ρ_T 为混合介质容重,则各参量可以用质量和容积的形式表示为

$$R_m = \frac{m_{rf}}{m_T}, \quad R_v = \frac{V_{rf}}{V_T}, \quad \rho_{fe} = \frac{m_{fe}}{V_{fe}}, \quad \rho_{fr} = \frac{m_{rf}}{V_{rf}}, \quad \rho_T = \frac{m_T}{V_T} \quad (1-1)$$

其中: $m_T = m_{fe} + m_{rf}$, $V_T = V_{fe} + V_{rf}$ 。

碎石的体积含水量往往通过质量含水量间接获得,二者存在如下转换关系 (Russo, 1983; Andraski, 1991; Page-Dumroese et al., 1999), 即

$$R_v = R_m \frac{\rho_T}{\rho_{rf}} \quad (1-2)$$

Flint 和 Childs (1984) 又提出下式把碎石质量含量转换为体积含量, 即

$$R_v = \frac{\alpha R_m}{1 - (1 - \alpha) R_m} \quad (1-3)$$

其中: $\alpha = \frac{\rho_{fe}}{\rho_{rf}} \approx 0.49 \pm 0.11$ 。

细土容重作为衡量土壤形状的重要指标,因存在碎石,直接测定比较困难,往往通过其他参数间接获得。根据测定方法及所知参数的不同,大体有以下几种计算方法: Russo (1983) 提出用碎石体积含量或质量含量、碎石容重及混合介质容重计算细土容重,其公式为

$$\rho_{fe} = \frac{\rho_{rf} \rho_T (1 - R_m)}{\rho_{rf} - R_m \rho_T} = \frac{\rho_T - \rho_{rf} R_v}{1 - R_v} \quad (1-4)$$

Mehuys 等 (1975) 也曾用到这一公式。Andraski (1991) 和 Page-Dumroese 等 (1999) 则利用碎石体积含量、质量含量和混合介质容重计算细土容重,其公

式为

$$\rho_{fe} = \frac{1 - R_m}{1 - R_v} \rho_T \quad (1-5)$$

上述方法都基于以下重要关系, 即

$$\frac{1}{\rho_T} = \frac{R_m}{\rho_{rf}} + \frac{1 - R_m}{\rho_{fe}} \quad (1-6)$$

此外, 通过碎石和细土的特性参数也可以得到混合介质的一些指标, 如

$$\rho_T = \frac{\rho_{rf} \rho_{fe}}{(1 - R_m) \rho_{rf} + R_m \rho_{fe}} \quad (1-7)$$

Ravina 和 Magier (1984) 提出的

$$\rho_T = R_v \rho_{rf} + (1 - R_v) \rho_{fe} \quad (1-8)$$

1.3.3 碎石的空间分布

了解碎石空间分布对于在大尺度上研究碎石对地表水文过程、流域水量平衡的影响以及解释土壤圈和地球发生学过程十分重要。碎石在土壤中的空间变异性是非常大的 (Childs and Flint, 1990)。在特定条件下, 碎石可能在土壤垂直剖面 and 表土的水平剖面中集中出现。但是, 研究者在世界许多地方发现, 与表土以下的土层相比, 表层土壤有更高的碎石集中度 (Shaw, 1929; Lowdermilk and Sundling, 1950)。这种集中的碎石称为石砾层, 是由于细土被风或地表流带走 (发生风蚀和水蚀) 或碎石向上移动到地表 (由于冻融交替或干湿交替) 的结果。如果石砾层是由于细土被面蚀或沟蚀侵蚀而造成的, 则也可以称作侵蚀石砾层 (Shaw, 1929)。含有大量碎石的土层在温带和热带地区被描述成石线 (单层碎石) 或石区 (超过单个碎石厚度的石砾层) (Johnson, 1990)。这种连续或不连续的土层厚度可以从 10cm 变化到 50cm, 而且出现在从地表到地下 6m 的深度之间。表土中碎石的水平分布常常形成特殊的途径, 如多边形石线、拈选石网或石带, 是碎石和细土尺寸被筛选的结果。在高纬度和高经度地区由于解冻和泥石流流作用 (Pissart, 1972; Gleason et al., 1986) 以及在沙漠地区由于干湿交替和盐溶解的结晶作用, 常常会形成这种碎石的水平分布。石带具有类似冰缘的特征, 是由于高强度的暴风雪形成的 (Kelletat, 1985)。Ahnert (1994) 发展的一个理论模型表明, 多边形石线可以在没有阻塞的地表 (很小的坡度或没有坡度) 上形成。如果有松散、不连续鹅卵石形状碎石的覆盖, 那么这些碎石具有能够在任何方向上移动的可能性。Webster (1985) 发现, 表土中的碎石含量在任意方向上的变化是不同的, 并由此得出在研究区内碎石含量的变化是各向异性的。Simanton 等

(1994)发现,在半干旱的亚利桑那州和内华达州表土碎石覆盖随着坡度呈连续非线性增加。

Poesen 和 Lavee (1994) 以及 Poesen 等 (1994) 在葡萄牙、西班牙和希腊等欧洲环地中海地区进行田间研究,发现地形上凸出且高强度耕作过的土壤土层很薄并具有高的碎石含量。这些土壤上碎石的分布与一般凸出地表的岩石层不一样,也与弃耕地上所发现的碎石含量与坡度呈正相关的分布格局不同。后者一般被认为是陡峭坡地上发生选择性侵蚀过程的结果 (Simanton et al., 1994; Poesen et al., 1994; Poesen and Bunte, 1996)。在他们的研究区域内,地形上凸出、具有高的碎石含量的部位通常是接近分界而且是在坡面位置较低的地方。碎石含量与高强度的风蚀关系不大。因为在这些凸出的地方,影响沟蚀和沟间侵蚀的重要因素,如坡度和坡长都最小。最近的研究表明,对于坡度小于23%的耕地,耕作侵蚀是一个可以用散布过程来模拟的重要的地学过程 (Revel et al., 1989; Lindstrom et al., 1992; Govers et al., 1993, 1994; Quine et al., 1994; Lobb et al., 1995)。这种过程可以用来解释土壤厚度与碎石含量及地形曲率的关系,即耕作导致土壤在绝大多数凸面发生侵蚀而在凹面沉积。此外,在高强度耕作的坡地上表土碎石含量与总的地形曲率呈正相关。贫瘠和高碎石含量的土壤经常发现在坡面凸出的部位,而肥沃和低碎石含量的土壤出现在凹面。在耕作期间,出现在陡峭坡面上的大碎石(直径为8.8cm)要多于小的碎石(直径为1.5cm)。另外, Govers 和 Poesen (1998) 对西班牙东南部的碎石盖度和尺寸沿山坡的变化进行了研究,指出在地中海山坡和断面上,碎石覆盖和尺寸的空间变化受坡度的控制。直径大于5mm碎石盖度随坡度呈凸起曲线的增加,而碎石直径则呈线性增加,并且南向坡要稍微高于北向坡。岩性控制着碎石的尺寸分布而不是覆盖度。碎石覆盖的空间变异反映了过去侵蚀和沉积的空间变化。山坡截面陡峭、南向或弃耕很长时间且经历强烈的细沟和细沟间侵蚀的地方有高的碎石覆盖度。在表面凸起的坡地上,耕作侵蚀导致高的碎石盖度。根据坡度、坡向、岩性和土地利用,可以描述该地区碎石覆盖度和尺寸沿半干旱地区山坡的空间变化。

1.3.4 含碎石土壤水分运动研究

1.3.4.1 含碎石土壤含水量的测定及校正

碎石的存在同样使土石混合介质含水量的测定更为困难,目前主要沿用细土的测定方法,即取样称重法、 γ 射线法、中子仪法、TDR法等。取样称重是最直

接的方法,但含碎石土壤取样难度会因碎石尺寸及含量的增加而加大,不仅费时费力,且是破坏性取样,不便长期重复观测,除了做校验及容重测定需要外,很难大量应用。至于 γ 射线法(Baker and Lascano, 1989; Fleming et al., 1993),由于仪器携带不便,且放射源对人体有害,也很少为人采用。中子仪(Koshi, 1966; Fleming et al., 1993)携带方便,且可以长期重复观测,目前在野外应用比较广泛,缺点是中子管在碎石含量高的地方安装困难。Koshi (1966)用中子仪对亚利桑那州怀特山脉的土石山区土石混合介质的含水量进行了测定,他的工作包括中子管的安装、石头对中子计数的影响以及校正。结果表明,当中子管周围碎石的直径小于1cm时,对测定结果几乎没有影响,他建议测定土石混合介质的率定曲线。van Wesemael等(1996a)曾用TDR测定室内含碎石土壤的含水量,但Long等(2002)指出,TDR法在野外碎石含量很高的情况下应用存在问题,因为探头插入很困难。

因为碎石的孔隙特性和密度与细土有所不同,在其含量不是很小的情况下,忽略碎石的存在很难准确知道土壤实际水分状况(Reinhort, 1961)。所以,测定结果往往需要根据碎石含量进行校正,在碎石风化程度较高,持水能力很高时,通常还要考虑碎石含水量。考虑碎石含量及其持水能力的更为准确的土壤含水量计算公式应为(Ravina and Magier, 1984; Sharma et al., 1993)

$$\theta_{mT} = (1 - R_m) \theta_{mfe} + R_m \theta_{mrf} \quad (1-9)$$

$$\theta_T = (1 - R_v) \frac{\rho_{fe}}{\rho_w} \theta_{mfe} + R_v \frac{\rho_{rf}}{\rho_w} \theta_{mrf} \quad (1-10)$$

式中, θ_{mT} 、 θ_{mfe} 和 θ_{mrf} 分别为混合介质、细土和碎石的质量含水量; θ_T 为混合介质的体积含水量。碎石风化程度不高的情况下,其含水量很低,相对可以忽略不计,上式可近似为(Ravina and Magier, 1984)

$$\theta_T = (1 - R_m) \frac{\rho_T}{\rho_w} \theta_{mfe}, \theta_{mrf} \ll \theta_{mfe} \quad (1-11)$$

Gardner (1986)也曾用到上述方法校正混合介质体积含水量,只不过形式略有不同。Khaleel和Relyea (1997)也曾忽略碎石含水量,基于其体积含量校正混合介质体积含水量,其校正公式为

$$\theta_T = \frac{V_T - V_{rf}}{V_T} \cdot \frac{\rho_{fe}}{\rho_w} \theta_{mfe}$$

即

$$\theta_T = (1 - R_v) \frac{\rho_{fe}}{\rho_w} \theta_{mfe} \quad (1-12)$$

经过校正之后的含水量基本能反映含碎石土壤实际容积含水量,但用到的含水量