

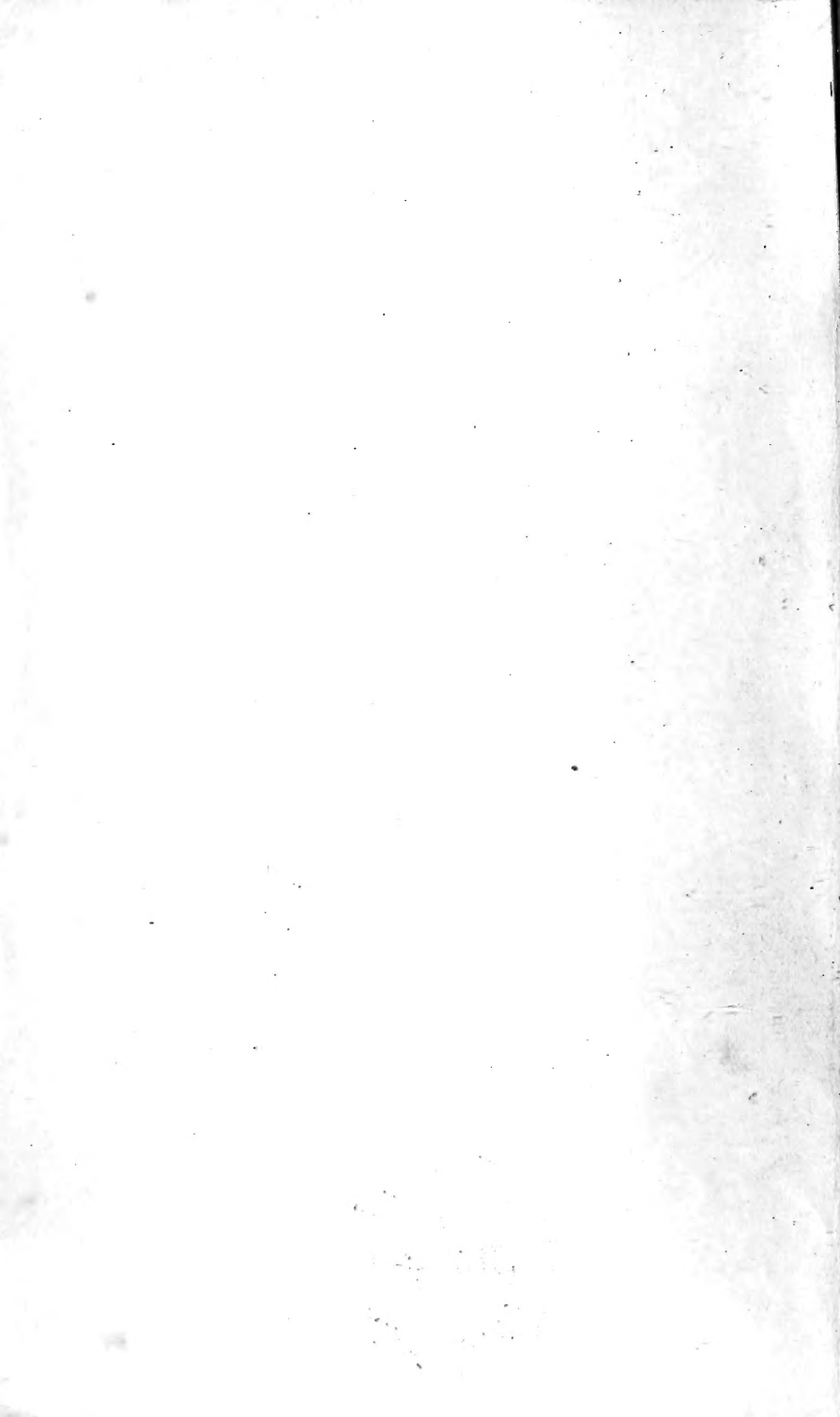
野外調查手冊

(原名“旅行家及地志學家手冊”)

下卷第一分冊

C. B. 奧勃魯契夫 主編

科學出版社



50.51
702
211

野外調查手冊

(原名“旅行家及地志學家手冊”)

下卷第一分冊

C. B. 奧勃魯契夫 主編

韓慕康 江美球等 譯



科学出版社

1957年4月

中科院植物所图书馆



S0012813

С. В. Обручев
СПРАВОЧНИК ПУТЕШЕСТВЕНИКА И КРАЕВЕДА

Том II
ГЕОГРАФИЗДАТ

Москва

1950

內 容 提 要

本手册的目的在于向地理学家、地质学家及综合考察队介绍野外工作方法。全手册共分上下两卷。上卷主要介绍野外考察队的组织方法、考察技术、应有装备及各种必要的知识；下卷针对不同的调查对象(如地貌、地质、土壤、植物、风化壳、流水、地下水、湖沼、冰川、考古等)分别介绍了各种调查研究方法，本分册是下卷中有关地貌学部分的选译。这是地理学家、地质学家以及从事野外调查工作的同志的一本重要手册。

野 外 调 查 手 册

(原名“旅行家及地志学家手册”)

下卷第一分册

主編者	С. В. 奥勃魯契夫
翻譯者	韓慕康 江美球等
校訂者	韓慕康
出版者	科 学 出 版 社

北京朝陽門大街117号

北京市書刊出版業營業許可証出字第081号

印刷者	上海中科艺文联合印刷厂
总經售	新 华 書 店

1957年4月第一版

書号：Q744 印張：6 9/16

1957年4月第一次印刷

开本：850×1168 1/32

(滬)0001-4,075

字数：150,000

定价：(10) 1.20 元



野外調查手冊

下卷第一分冊

目 录

譯者前言 (i)

編者語 (iii)

I 自然地理綜合調查 (原書第 1 章)

..... B. П. 李多夫, H. A. 宋采夫著 (1)

II 地貌調查 (原書第 21 章)..... И. С. 舒金著 (12)

III 地貌学在解决实际任务时的应用(原書第 22 章)

..... T. B. 茲望科娃著 (33)

IV 地壳年青运动的綜合研究(原書第 20 章)

..... H. И. 尼古拉耶夫著 (46)

V 风化过程的研究 (原書第 2 章)..... H. И. 尼古拉耶夫著 (58)

VI 流水作用的研究(原書第 5 章)..... H. И. 尼古拉耶夫著 (72)

VII 現代冰川的研究 (原書第 11 章).....

..... C. B. 卡列斯尼克著 (102)

VIII 古代冰川作用遺跡的研究(原書第 12 章).....

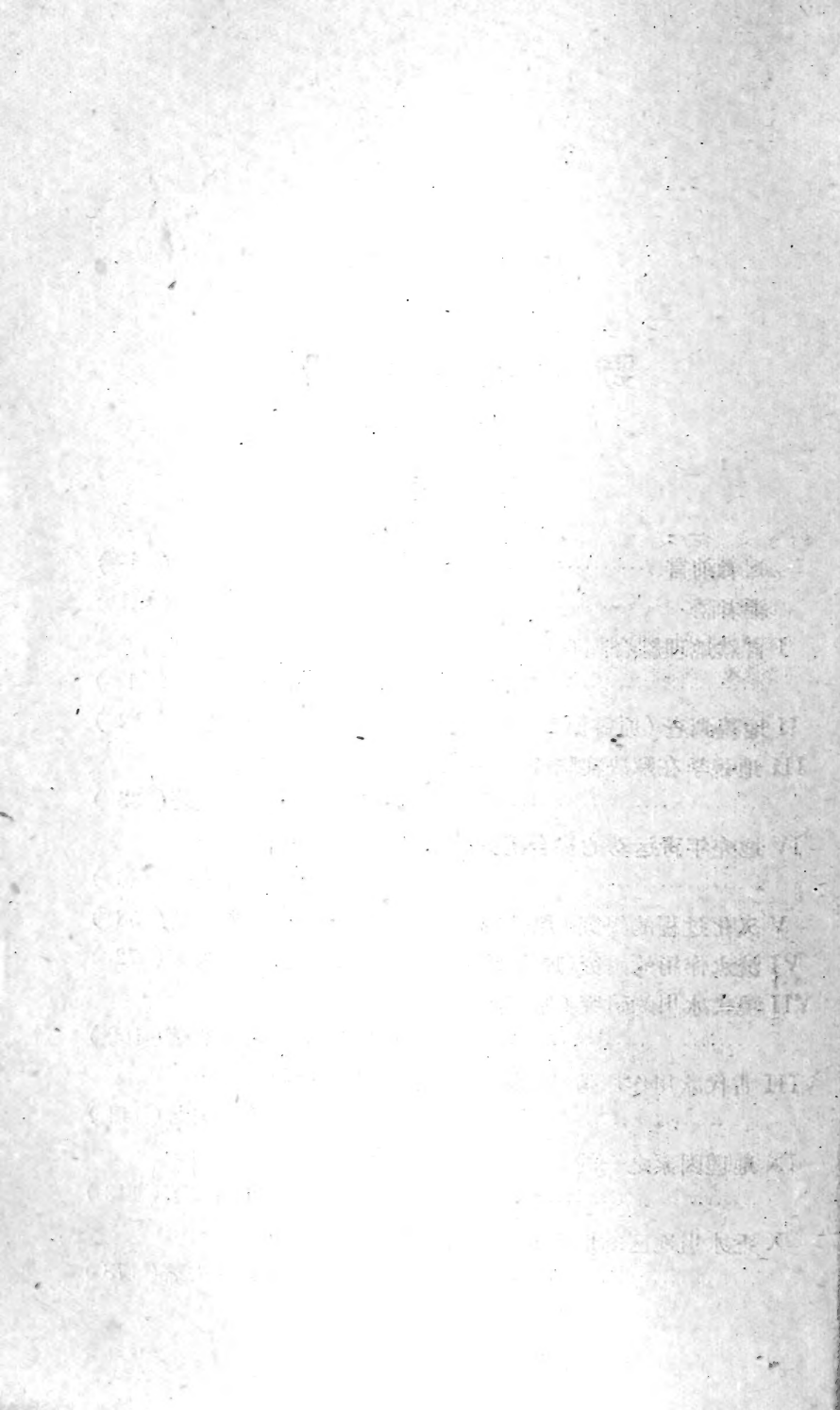
..... C. B. 奧勃魯契夫著 (111)

IX 地理因素之一的永冻层的調查研究 (原書第 14 章)...

..... C. П. 苏斯洛夫著 (143)

X 近冰川地区的地形和沉积物 (原書第 15 章).....

..... C. B. 奧勃魯契夫著 (178)



野外調查手冊下卷原著全部目錄

編者語

- * 第1章 自然地理綜合調查.....
.....B. П. 李多夫, H. A. 宋采夫著
- * 第2章 風化過程的研究.....H. И. 尼古拉耶夫著
- 第3章 風力作用與砂及黃土的研究.....B. A. 費道羅維奇著
- 第4章 地下水作用的研究.....H. И. 尼古拉耶夫著
- * 第5章 流水作用的研究.....H. И. 尼古拉耶夫著
- 第6章 河流的水文研究.....A. K. 達維道夫著
- 第7章 礦泉的研究.....H. И. 托爾斯契辛著
- 第8章 湖泊的綜合研究.....H. И. 謝梅諾維奇著
- 第9章 沼澤的綜合研究.....
.....И. Д. 鮑格丹諾夫斯卡婭·蓋涅夫著
- 第10章 海岸的研究.....B. П. 曾科維奇著
- * 第11章 現代冰川的研究.....С. В. 卡列斯尼克著
- * 第12章 古代冰川作用遺跡的研究.....С. В. 奧勃魯契夫著
- 第13章 雪蓋的研究.....Г. Д. 李赫捷爾, Л. Д. 道爾古申著
- * 第14章 地理因素之一的永凍層的調查研究.....
.....С. П. 蘇斯洛夫著
- * 第15章 近冰川地區的地形和沉積物.....С. В. 奧勃魯契夫著
- 第16章 火山的研究與地震的觀察.....С. В. 奧勃魯契夫著
- 第17章 地質測量.....С. В. 奧勃魯契夫著
- 第18章 動植物化石的採集.....С. В. 奧勃魯契夫著

- 第19章 有用矿产与矿物的勘察……………М. И. 伊齐克松著
- * 第20章 地壳年青运动的綜合研究……………Н. И. 尼古拉耶夫著
- * 第21章 地貌調查……………И. С. 舒金著
- * 第22章 地貌学在解决实际任务时的应用……………Т. В. 茲望科娃著
- 第23章 土壤的研究……………Б. Ф. 彼特罗夫著
- 第24章 考察时的气象观察与根据地方特点进行天气预测……………
……………Л. А. 維捷尔斯著
- 第25章 植物种属与植物群的研究……………В. Б. 索恰娃著
- 第26章 动物調查……………А. А. 拉西莫維奇著
- 第27章 动物痕迹与研究脊椎动物时的“追踪”法……………
……………А. Н. 弗尔莫佐夫著
- 第28章 动物活动对地表形成及成土作用的影响……………
……………А. Н. 弗尔莫佐夫著
- 第29章 物候观察……………Н. Н. 加拉霍夫著
- 第30章 考古調查……………Д. Я. 克里热夫斯卡娅著
- 第31章 人文地理調查……………Н. А. 施密特著
- 第32章 人类学調查……………Г. Ф. 傑別茨著
- 第33章 經濟地理調查……………Ю. Г. 薩烏什金著
- 第34章 居民地理調查……………Ю. Г. 薩烏什金著
- 第35章 地名的研究(地名学)……………Э. М. 穆尔查耶夫著
- 第36章 地名的音譯……………С. В. 奧勃魯契夫著
- 附录

I. 与野外工作有关的重要決議和法令

II. 国家自然保护区

III. 本手冊上卷的簡短介紹

註：凡有 * 者，均已收集于本册(第 1 分册)中。

譯者前言

“旅行家与地志学家手册”是苏联各門自然科学家 30 多年来参加社会主义經濟建設实践的經驗总结，由苏联自然科学各部門中的权威学者分头执笔写成，由斯大林獎金获得者 C. B. 奥勃魯契夫通訊院士主編。全書共分两卷，上卷主要介紹旅行队和野外考察队的組織方法、技术、应有的装备及必要的技术知識（如急救法、帳篷布置法、攝影方法、簡單的測量等等）。下卷則針對不同的調查对象介紹了各种調查研究的方法（如地形、地質、土壤、植物、风化壳、流水、地下水、湖沼、冰川、考古、人类学、經濟地理……等；另外，还專有一章叙述綜合自然地理調查的方法），列举了調查的綱領，并对某些自然界現象和作用作了簡明的解釋。

現在正值我国实行第一个五年計劃、大規模开展自然資源勘察之时，把这部手册翻譯出来，对于我国地質、地貌、土壤、植物、农林、尤其是地理方面的野外工作者們的工作是有很大益处的。这部手册不仅供野外工作者之用，还可以作为高等学校有关学科的教师和学生的教学参考資料。由于这部調查手册內容分量很大，而我們的翻譯力量有限，在短期內不可能將全書譯出，只好先从下卷中就目前研究工作和教学上較迫切需要的几章选譯出来，編成此册，其余的以后將陸續譯出，分册出版。这样做虽然打乱了原書各章的排列次序，但好在各章都是可以独立存在的專著，并无多大妨碍。第一卷已由科学出版社另外組織常順康等同志翻譯，不久即可出版。

参加本書翻譯工作的有王乃樑，潘德揚，陈靜生，江美球，韓慕

康同志；参加校閱工作的除上述同志外，还有陈傳康同志；最后由韓慕康和鍾元昭同志審閱了全稿。

本手冊的讀者对象是：自然地理学、經濟地理学、地質学、土壤学、农学及动植物学的野外工作者，中学地理教师等。

譯 者

1956年5月于北京大学地質地理系

編 者 語

“旅行家与地志学家手册”下卷包括野外工作时必然会接触到的全套知識的簡略指南与綱要。

本手册的目的在于使苏联的調查者熟悉現代的野外工作方法,帮助他們解决各項与利用我們偉大祖国无穷尽之生产力和完成偉大的斯大林改造自然計劃有关的实际任务。

政府所提出的关于偉大的斯大林建筑工程——世界上从未有过的巨大水电站和运河的建筑工程——这一具有历史意义的决議向苏联的調查工作者提出了一項新的重大任务。这些工程將为我国生产力的进一步发展和共产主义物質基础的建立打开一个新的紀元。

1949年,我們出版了这个手册的第一卷,在第一卷中包括关于考察技术方面的各种論文,第一卷是供无論哪一种專業和无論哪一种教育程度的調查工作者用的。在編第二卷的时候,要為它确定讀者的范围,要為它規定出叙述上的通俗程度和文章的分量就困难得多了。

一方面,要使这一卷手册成为一本供各科学部門專家用野外調查指南是不可能的,因为任何一門科学的指南,其篇幅都要超过这一卷手册,何况大部分的科学部門都已出版了这样的手册。从另一方面說来,我們并不是要為沒有一点自然科学基础的人編纂通俗的手册,因为那样的手册,如果連同方法指南和考察大綱都一起包括在內,那就需要有很大很大的篇幅;此外,值此普及知識已成為苏联科学家們一項重要任务之际,几乎在所有知識部門中

都已出版了大量的通俗叢書和指南。

今天，我們最迫切需要的是在蘇維埃時代還不曾出版過的、供那些在野外工作時手頭必須備有一部能夠包括各門知識的指南的這類調查工作者用的綜合手冊。屬於這類調查者的是：(1)進行綜合調查的地理學家；(2)除了自己經常的工作之外，有時還得進行另一門與自己專業相鄰的科學調查工作的各專業部門的科學調查者；(3)中學地理教師——中學考察隊的領導者；(4)領導學生進行自然地理考察和實習的高等學校教授；(5)具有廣泛知識範圍的區域地理學家以及渴望獻身於祖國研究事業的旅行家等。

由於本手冊各章的篇幅並不大，所以除了提出野外考察的綱要和方法以外，再要來敘述該門科學的基本概念是不可能的。因此，利用本卷各章時，還應同時輔以一些為專業工作而選出的好參考書。

現在在蘇聯境內的許多地區都在進行調查工作，雖然常常還必須在一些研究得仍不夠深入的地區展開調查工作，而且還必須在這些地區進行路線調查和小比尺調查，但是占主要地位的，當然是對那些已經作過研究的地區所進行的調查工作。對於這種地區不但需要作詳細的調查，而且注意力應該放在選擇大量的資料和分析路線調查時無法估計到的一些事實上。因此，我們除了極力使初步考查自然區所必需的材料在分量方面能夠平均以外，同時也極力為考察性調查以及定駐調查提供比較廣泛的綱要和比較深入的方法。

正因為編寫的方針是這樣決定下來的，所以在本手冊中，有好幾章就不得不帶有很專門的性質。但是在這幾章里同樣也包括有相當多的比較淺近易行的野外調查指南，這也就是說，包括有相當多的不需要複雜儀器設備、並且可以由未受過專業教育的人來進行的這類野外調查的指南。

由於這部手冊是在許多作者參加下編纂而成的，加上自然科

学中某些部門的方法又非常細致，所以要想使本手冊取得完全的一致無疑地是很困難的。有幾章在某些方面已經離開了原定的標準。例如在好幾章中，方法指南不得不寫得少些，而解釋性的資料却寫得相當多。原因是該種調查法比較新，因而這些資料就顯得很有用了。另外有幾章，方法指南則寫得較少，而偏重於比較枯燥的調查大綱。

最脫離原定標準的要算是第 21 章和第 1 章。第 21 章是地貌調查的概述，而這對於了解地貌學的總任務來說是必要的，因為在其他幾章中雖然也提供了地貌調查的方法，但它們都是闡述地貌學中的某些局部問題的。

第 1 章，從實質上說，是闡述綜合自然地理調查方法的初步嘗試，因此這一章的敘述與其說是具有具體指南的性質，倒不如說是具有總論的性質。

“論根據地方特點進行氣象觀察和天氣預報”這一章，就其性質來說，全然不同於本卷中的其他各章。這一章的目的在於使每一個野外調查者能利用最簡單的气象儀器和對地方特點的觀察結果來判斷天氣的特性，預測它在最短期間內的变化。這種對天氣的最簡單的預測是野外工作時常常所必需的。所以這一章主要包括了解釋性資料，與本手冊第一卷的題材相近。屬於這一類題材的，還有關於地名音譯的一章。

在論述無機界的幾章中，我們闡述了一些極簡單的鑑定方法（關於最重要的礦物，岩石，土壤的鑑定方法）。遺憾的是植物和動物方面的這種鑑定至為廣泛，由於本卷的篇幅所限而無法把它們列入。

也正如在第一卷中一樣，我們沒有提出海洋地理調查的指南，因為在目前，海洋地理調查通常是由備有複雜儀器並且富有經驗的調查團進行的。我們只列入了關於海岸研究的方法指南（第 5 章），因為對海岸的研究，即使在陸上工作時，也常常要進行的。

在人文科学方面，我們也不得不为本手冊的題材作出一定的限制，从地理学家和区域地理学家感兴趣的一般問題中删除了那些已属于历史学、文学和艺术方面的問題。例如在考古学(討論原始文化的)一章中，我們就沒有把中世紀社会史和純粹是古代罗斯、黑海沿岸及中亞細亞的建筑与艺术紀念物的調查列入。在人文学一章中，我們删除了关于收集民情风俗这一节。我国边区历史的研究指南也未列入，因为該种研究的指南需要大大增加本手冊的篇幅。

和本手冊第一卷一样，第二卷同样是以祖国科学上的成就及苏維埃科学家和革命前俄国科学方面的經典作家所拟定的方法作为基础的。所以，在所介紹的参考文献中，我們只举出了俄文的。在每一章中，通常都指出了关于該門学科的一些綜合著作(如大学課本和通俗的綜合性叢書等等)、綱要和指南；有时也指出涉及个别問題的文章，讀者可以从列出的書籍和文章中找寻补充的方法指南。有几章——例如在人文学指南这一章里——还开列了参考手冊的目录單。

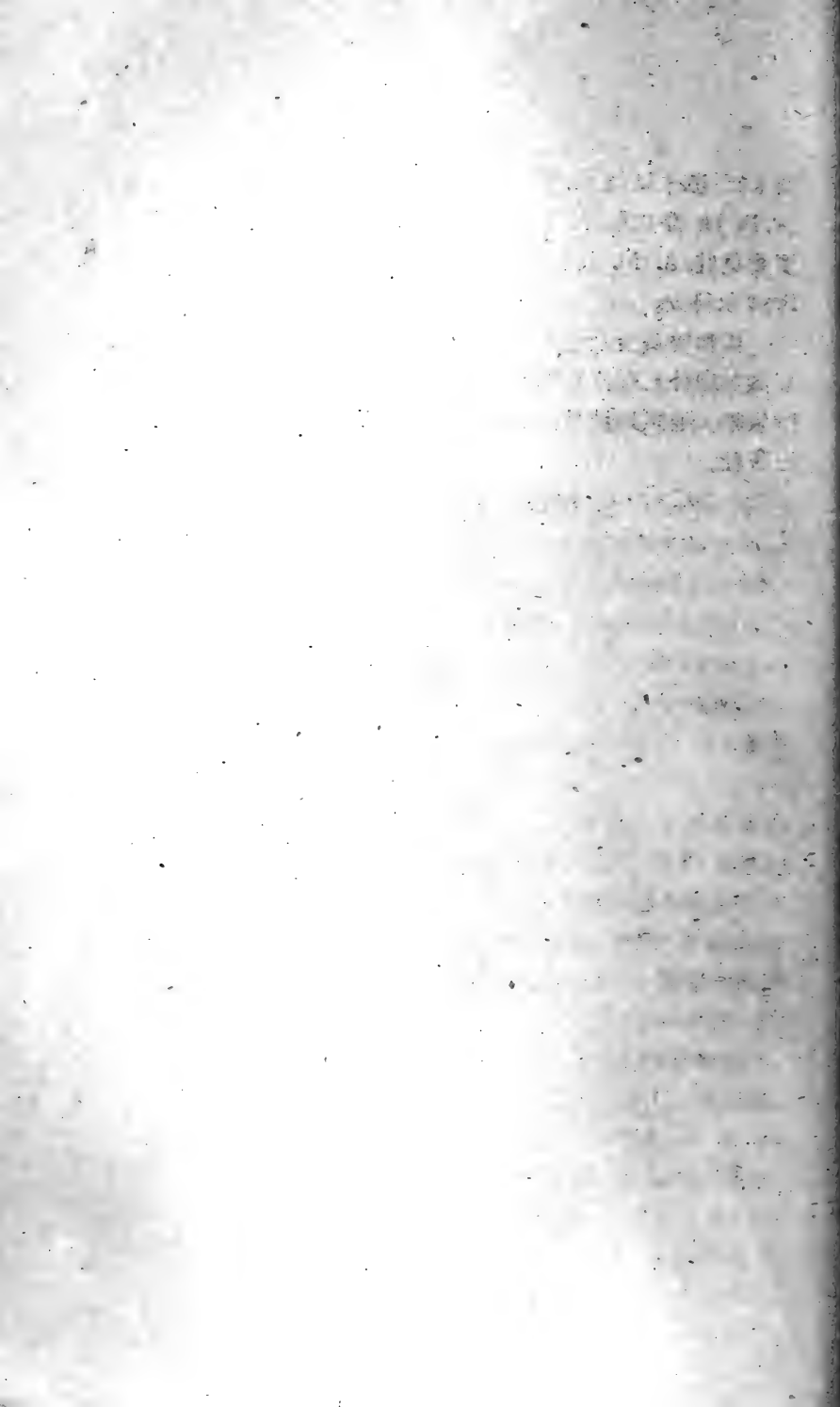
象本手冊这样的著作需要进行專門的定稿工作。編輯委员会非常感激本手冊的全体作者，因为他们都願意修改自己的文章以便尽可能使所有文章性質趋于一致。我們还要借用这个机会向本手冊的評閱者致謝，他們的批評性評論对于本手冊的改进有很大的帮助。本手冊全部的評閱者是 C. B. 卡列斯尼克，个别章节的評閱者有：Д. Л. 阿尔曼德，С. Л. 巴斯塔莫夫，С. Н. 毕毕科夫，Е. В. 布利斯梁克，М. Г. 沃罗比耶娃，С. Ю. 格列尔，В. Г. 格普特涅尔，Г. П. 哥尔什科夫，Н. Е. 季克，Б. О. 道尔基赫，И. Е. 古宾娜，Ю. К. 叶夫列莫夫，В. П. 卡里揚諾夫，Д. С. 卡列夫，О. А. 康士坦丁諾夫，И. И. 克拉斯諾夫，В. И. 拉夫諾夫，В. В. 拉馬金，Г. Г. 馬尔丁松，Н. К. 莫罗曾科，А. А. 尼曾科，А. М. 奧夫欽尼科夫，А. П. 奧克拉德尼科夫，К. Н. 帕芬哥列茨，Г. И. 波普拉夫

斯卡婭-苏卡切娃, Я. Я. 罗金斯基, Н. Н. 罗佐夫, Л. Л. 罗索利莫, В. Н. 薩克斯, А. А. 斯塔里科夫, С. П. 托尔斯托夫, Т. А. 托罗費莫娃, А. М. 切科梯洛, В. И. 契切罗夫, Е. В. 桑采尔和 В. В. 沙尔科夫。

編輯委员会欢迎讀者对本手冊的缺点提出批評并对本手冊中应该加以补充和修正的地方提出意見, 所有这些意見都將于再版时采納。通訊地址是: 莫斯科奥尔尼科夫大街 3 号国立地理書籍出版社。

地質矿物学博士 С. В. 奥勃魯契夫教授

(韓慕康譯)



I 自然地理綜合調查

(原書第 I 章)

B. П. 李多夫 H. A. 朱采夫

1. 緒 言

在今天,自然地理調查工作的意义是非常重大的。共产主义社会的建設及由此而帶來的我們社会主义国家生产力的飞速发展,不仅要求詳細知道每一个大区的自然地理情况,而且也要求对全国每一个小的角落的自然地理情况有所了解。

从實質上說,自然地理調查工作應該帶有綜合的性質;这种調查的必要性和意义,都是非常巨大的。社会主义建設的實踐对地理学家提出了一項与年俱增的日益迫切的要求,就是对各地区进行綜合研究。这种研究是一种最有成效的研究方法,因为馬克思主义辯証法“不是把自然界看作什么彼此隔离、彼此孤立、彼此不相依賴的各个对象或各个現象的偶然堆积,而是把它看作有內在联系的統一整体,其中各个对象或各个現象是互相密切联系着、互相依賴着、互相約制着的。因此,辯証法認為自然界中任何一种現象,如果把它孤独拿来看,把它看作是与其周圍沒有联系的現象,那它就成为不可了解的东西,因为自然界任何部分中任何一种現象,如果把它看作是與周圍条件沒有联系的現象,看作是与它們隔离的現象,那它就变成毫无意思的东西;反之,任何一种現象,如果把它看作是與周圍現象密切联系而不可分离的現象,把它看作是周圍現象所制約的現象,那它就是可以了解,可以論証的东西了。”

(斯大林)

关于改造自然的問題以及关于对各地区进行合理地組織以便在社会主义国民經济体系中充分地利用它們的問題，如果不对这些地区进行全面的、研究，不了解这些地区自然界发展的規律，沒有明白这些地区各要素間深刻的联系、相互依賴性及相互制約性，是不可能胜利地加以解决的。

搞清楚景观各要素間所不断发生的各种相互作用的性質与方向，对于实际工作具有深刻的意义。只有对景观的发展規律和各种景观之間的某些相互作用的性質进行了研究，才能有把握、有计划地改变景观內的自然情况。这一点也正是我們社会主义經济根本不同于私有資本主义經济制度的地方，因为私有資本主义經济是自发地利用各地区和掠夺式地利用天然財富的。

我們在任何一個地区都可以看到自然界各要素的极其多种多样的結合体(сочетание)，这些結合体从一个地方向另一个地方变化着，形成无数各不相同的复合体(комбинация)。有着內部联系的、并且受到空間限制的各自然要素彼此結合在一起，便組成了一個自然統一體，称为自然区域綜合体(природный территориальный комплекс)。每一个这种結合体又在其內部形成此結合体內部各要素間的相互联系和相互作用的独特特征。因此不能只从任何某一个尺度上来了解一个地区的所有各部分。地理学家首先應該竭力弄清楚的是：一个地区是由哪些自然区域綜合体組成的；这些自然区域綜合体相互不同之处在哪里；哪些自然区域綜合体是特殊的和在实际上是最重要的；它們是怎样分布的和处于什么样的相互关系之中；它們內部的动态、它們的历史和发展的趨勢怎样。只有解决了这些問題之后，才能按照自己的意图干涉这些綜合体的发展和改造它們。

近年来苏联地理学已經把研究各种自然区域綜合体以便掌握它們、使它們为我国社会主义經济服务的問題提出来作为自己最重要的一个任务。苏联地理学不仅在竭力認識自然区域綜合体发

展的總規律，而且也在竭力認識局部的為某一具體地區所特有的規律。地理學中專門研究這些問題的學科叫做地理景觀學。

蘇聯地理學認為地理景觀是區域綜合體在分類系統上的主要的或起碼的單位*。地理景觀是一種在發生上屬於同類的、按辯證過程發展起來的區域綜合體。在這個綜合體中，可以看到同一個相互聯繫相互制約的結合體（地質構造、地形、地表水和地下水、小氣候、土壤和土種、植物群落和動物群落等）有規律地和典型地重複出現（見參考文獻[6]）。

每一個景觀都是由許多較小的單位所組成的、極其複雜的自然區域綜合體。從結構上來說，最簡單的是相（фация）。相是一種在其整個範圍內有着相同的岩石情況、相同的地形和潮濕狀況，有着同一種土壤和同一種生物群落的自然區域綜合體。在相的範圍內，形成同一種小氣候。相的實例有：1) 坳溝（балка）的平坦的底部；2) 坳溝的溝坡（例如，朝北的溝坡或朝南的溝坡）；3) 河漫灘部分；4) 在其境內保存着上述各條件的分水嶺部分等。在切割地形區，相迅速地相互更替着，而且每一個相的面積是不大的；在平坦的單一的地區，相就有了較大的面積。

景觀中最大的部分——地理景區（географическое урочище）——是分布在一定體系中的一系列的相所組成的自然區域綜合體。沖溝（овраг）是一個明顯的自然區域綜合體，它完全不同於分布在沖溝間平坦地區的其他綜合體。這兩個景區都各有其特有的、位於一定系統的相，例如沖溝是一個景區，而沖溝間的地區則是另外一個景區。帶有湖和沼澤的冰磧盆地也是景區。

好幾個或許多個有規律的、典型重複出現的景區，便結合而組成一個地理景觀。

* 蘇聯有不少地理學家認為景觀不能作為一種區劃單位，詳見“地理譯報”1955年第2期李多夫的“論自然地理區劃的原則”——譯者註。

在景觀的各个部分,有着完全不同的自然情况。因此我們在解决利用某种景观,或改造某种景观内的自然界以适应我国社会主义經濟建設的問題时,不能只开出某一种單方。例如:低地沼泽景区需要疏乾,疏乾以后,它就能成为良好的草地、田园和菜园;水蘚沼泽虽然也需要疏乾,但对这种沼泽地的利用却完全有另外一种特点。要开发、利用和改造任何一个景观的时候,对于景观中的每一个單位,都需要采取特别的措施。这一点已經为草原和草原森林帶改造自然的經驗有力地証明了。例如在同一种景观中,有些地方需要营造防风帶,有些地方需要布置防止侵蝕帶,有些地方则需要植物护坡,有些地方需要种植密集的树木。

在进行綜合的(景观的)研究时,必須要深刻而有区别地对待每一个地区。在弄清楚一个景观是由哪些自然区域、綜合体所組成的問題之后,就必須要尽可能詳細地从綜合体的構造、动态及其发展的历史方面来研究每一个綜合体,查明綜合体发展的方向;繪制出整个地区的景观图,拟定出最重要和最有成效的改造自然的措施,計算出所有現有的自然資源并且对它們作出正确的估价。

當我們要在很短促的時間內对一些由好几个景观所組成的很大的地区进行研究时,所要弄清楚的各个問題仍应按上述方式加以闡明,但是研究的詳細程度則可以有很大的出入。

2. 綜合考察队的組織

綜合考察队既可以是一个全部組成成員都是地理景观学家的組織,也可以是一个以地理景观学家为隊長并有許多其他別的專家参加的組織,如果領導該綜合調查队的并不是一个地理学家,那末这个領導者必須要通曉有关自然地理的各种問題,特别是景观学的問題。

第一种方式較好,因为有經驗的景观学家,由于自己的專業特点,能够在野外立即划分出大的和小的区域綜合体,將它們繪制成

图,对它們作出必要的描述,找出存在于它們內部并决定着它們本身存在的深刻內部联系和依賴性。景观学家不但会注意这些作为自然統一体的綜合体的发展問題,不但会注意是不是能够改变和改造这些綜合体的自然情况的問題,而且也会注意这些綜合体内所蘊藏的資源等等。地理学家的經驗越是丰富,这些任务就会解决得越好越快。因此有好几位自然地理学家参加的綜合考察队能够十分詳尽地研究大区的情况。但在部門式的研究中(地植物的、地形的、土壤的研究等),自然地理学家所作的工作当然会比各該部門的專家所作的工作少些。和有各种專家参加的綜合考察队比起来,这的确是一个缺点。但是这个缺点却为許多其他的优点,尤其是为工作上的明确目的性这一特点所补足。

由好几个或者許多个專家組成的考察队,能够对調查地区的自然界中各个最重要的要素作出比較深刻的分析。但是为了能使这种研究工作做得十分詳細,就需要有好几个同一專業的專家,否則在研究广大地区时,詳尽的程度是不可能很高的。

在工作的相互配合与联系方面比較复杂,这是由各門專家組成的考察队的缺点。其所以会产生这种缺点,在一般情况下与其說是由于不了解綜合考察队的总任务,倒不如說是由于工作步調的不一致。而这种情况則是由于各門專業所应用的研究方法各不相同的緣故。結果,各門專家必須在同一地区各自进行自己的工作,但是他們到野外去的时候又必須隨時都在一起,以便共同解决許多对每一門專家都很重要的問題。經驗証明,要等到在基地会面时才来共同討論野外考察过程中所作的观察和試图將这些观察結合起来的这种工作方法是不妥当的。

为了能稍稍改正这种情况,最好先由自然地理学家(景观学家)初步調查一下某个地区,把它們划分成大的和小的自然区域綜合体,繪制出那怕是一种初步的景观图,指出各門專家必須詳尽研究的每一种类型的区域綜合体中最特殊的東西。地理景观学

家要为各門專家指明下述各問題：自然区域綜合体的結構，綜合体内各要素間的相互联系和相互作用，綜合体的发展史，改造綜合体的自然情况的合理方法在某些措施实现后將會发生的后果等等。

解决上述問題的先决条件是景观学家必需要有这种工作的丰富經驗，至于从事此类調查研究的科学工作者应当具备的其他素养就更不用說了。

綜合考察队的組織工作是非常复杂的，而且只有在所有的参加者都能十分清楚地了解总的任务，都能作好自己应当完成的調查时，工作才能順利开展。当考察队是由各部門的專家組成时，这一点就显得特別重要。在这种考察队里，領導者所要起的作用也大大的复杂起来。他必須善于使各个專家的工作沿着总的軌道进行，必須善于把他們的工作相互配合起来，而且必須能够坚决完成为保証整个考察队的工作得以順利进行而必須完成的全部任务。

很好地挑选科学工作人員，这也是很重要的。綜合考察队的队员人数，不仅决定于研究地区的面积和根据已定規模定出的工作的詳細程度，而且也取决于工作人員的业务水平。

参加綜合考察的，除了地理景观学家以外，还应当有地質学家、地貌学家、气候学家（小气候学家）、水文学家、土壤学家、地植物学家和动物生态学家。此外，还可以根据綜合考察队的目的而約請森林学家、土壤改良学家、农学家、水利工程学家等其他部門的專家参加。

考察前的准备工作 在准备时期应当采取的最重要的措施如下：

i) 所有工作人員要研究有关調查地区的文献，了解考察队所应解决的重要問題（參看本書第1卷第1章）。

ii) 儘可能地挑选出一套比較完善的研究地区的地图，包括各种比尺的总的地形图和專門地图。

iii) 航空照片非常有助于自然地理綜合調查的进行。必須有一套,最好是有好几套整个研究地区的航空照片。最适合于綜合調查用的比尺为 1:10,000—1:15,000;至于在山区,尤其高山区,比尺則应小一些(參看第 1 卷第 15 章)。

iv) 在分析所有地图和航空照片的基础上,以及在閱讀文献的基础上繪制出研究地区的景观草图。根据已定的研究規模,在地区上划分出最主要的自然区域綜合体:景观、景区、相(在进行詳細的大比例尺的研究时才划出相)。

v) 拟定詳細的研究計劃和大綱。

vi) 編定进行分門研究和綜合景观研究的方法指南。

vii) 拟定出总的考察路綫草图,將地区划分成为若干个配有进行野外工作人員的地段。每个工作人員要拟定出自己所在地段的路綫草图。

viii) 准备好必要的科学装备与器材(參看第 1 卷第 1 章)。

3. 綜合調查的基本方法

目前还没有一种拟定得很好的綜合自然地理調查方法。在實踐中久經檢驗过的并且最有成效的方法有下列几种:

全区調查法(Сплошные площадные исследования)

要对一个不大的地区进行詳細的調查时适于采用这种方法。这种調查从对全区作探測性的(認識性的)路綫調查开始,目的在于能对研究地区的自然情况得出正确的概念,驗證出发至野外以前所繪制的景观草图与实际情况的相符程度。就在作这种路綫調查时,凡是在可能的地方,都要对各个自然区域單位进行修改和訂正。

第二个工作阶段就是:根据原定的比例,对凡是應該加以調查的所有自然区域綜合体进行有計劃的和順序的研究,并把它們精確的繪制成图。研究者要从該种景观里所見到的各类型的景区中,挑选出最具特征的景区,并要精密而全面地研究它,把自己的

結論推广到所有属于这种类型的其他景区。在对属于这种类型的每一个具体景区进行下一步的研究时，主要的任务就在于验证每一个景区与典型的景区的相符程度，找出发生差异的原因。

在綜合自然地理（景观）調查中，最复杂的部分就是查明各自然区域綜合体内所有要素之間及各自然区域綜合体之間的內在联系、依賴性、相互制約性和相互作用。要想一下子就正确地揭露出这些联系和相互作用是不可能的。它們通常只有經過了相当時間以后，在地理学家很好地分析了整个景观及其內部的細节之后，才能明白地被揭示出来。只有在此以后，才能着手去解决与开发、利用或根本改造地区的自然界有关的各項实际問題。

路綫綜合調查法 (Маршрутные комплексные исследования) 对很大的地区进行調查研究时才适于采用这种方法。一定要正确地拟出調查路綫网，惟有这样才能收到最大的成效。必須根据在出发至野外以前繪制好了的景观草图来拟定調查路綫，以便考察每一个已划分出来的景观。如果由于時間不足、地区广大而不可能作到这一点，那么至少應該从相似的景观中找出一个来加以研究。这种研究應該闡明：哪些景区是这个景观中的主要景区，它們的相互联系怎样，它們的发生史怎样，它們在發展中的現在动态和这种發展的方向怎样，整个景观及其各个景区的經濟价值怎样等等。要特別詳細地研究最有实际意义的各景区。

路綫調查虽然不能提供詳尽无遺的資料，但它終究能提供出一幅比較真实的关于調查地区自然界、及組成此自然界的各区域綜合体的图画。

以路綫調查为补充的重点調查 在大部分的考查中，往往会由于自然地理学家人数有限，而不可能用景观調查法来迅速查明大片地区的情况。但是，主要的規律是可以靠詳細研究地区內个别不大地段——重点地段来加以确定的。已查明了的重点地段的規律，可以推到同一类型的整个地区。

重点綜合調查可分为两个主要阶段。先要划分出許多小的自然区域綜合体，查明它們的境界，探索它們結合的規律；闡明它們的分布对地势、朝向、潮湿狀況及其他因素的依賴关系。如果有航空照片的話，这个任务的复杂程度就会相对降低。

第二阶段，也是一个比較困难的阶段，在这个阶段中需要揭示出每一个已划分出来的区域單位的內容，找出在每一个綜合体内引起某种变化的原因，判明这些变化的方向。为此，除了应当对重点地区作出一套綜合剖面图以外，同时还要詳細研究岩石情况，各个土种和植被等。在剖面上应精确地記錄下植被和土被由于谷坡的性質、谷坡的陡峻程度、积雪的条件和其他因素所引起的一切变化。

应用比較法，把土被相同、地形傾斜相同但朝向不同的一些剖面拿来進行比較。通过这种比較，我們就能揭示出朝向是如何影响了植被的性質。把陡峻程度和朝向相同、但表层岩石情况不同的谷坡加以比較，我們就能判明岩石情况在成土过程中和植物群系的更替方面所起的作用。在确定了哪里正在進行着劇烈的土壤冲刷之后，我們就可把被侵蝕的谷坡的植被拿来和已經不受侵蝕的谷坡上的植被加以比較，从而查明植被是怎样随着侵蝕作用而变化的。研究了侵蝕作用已停止的谷坡，观察了谷坡上面的植被复盖的程度之后，我們就能确定：在侵蝕作用停止的情况下，植物群系更替的規律。由此，我們也就可以了解植被与土被由于地区内某一地段所特有的一般过程而产生的发展动态。

在确定上述这些規律时，研究者必須依据从分布在类似的或与之相近的自然地理条件下的長期固定研究站里所得来的資料。野外工作可以在一个季节之内探明那些用長期固定的方法需要研究 10—15 年的現象。

在有其他各門專家参加的綜合調查队中，地理景观学家应该成为各个“部門的”專家之間联系的环节。他應該依据自己亲身的

觀察和其他各部門專家的研究成果，最切近地研究整個區域自然綜合體中所有現象的相互聯繫。在野外工作和室內工作的過程中，他要把各部門專家所得來的資料進行比較、對照和分析。此外，他還需要應用地方氣象站的資料，應用當地物候學家、區域地理學家和農學家等等的資料。在積雪如何按地形進行重新分布的問題上，在土壤的凍結與解凍的問題上以及在毀滅性乾旱風的性質的問題上，可以從有經驗的農業工作者那里得到很多珍貴資料。最後，自然地理學家要繪製出重點地區的總結性的綜合地圖，確定出該區對週圍地區的典型程度。

地理景觀學家在獨自工作時，不可能在一個野外工作季節之內詳盡地研究地質、地形、潮濕狀況、土壤、植被及自然界其他重要的現象，但是卻可以根據已定的研究規模劃出區域自然綜合體，定出它們的界綫。地理景觀學家根據自己親身的研究，應用長期固定研究站、當地專家和區域地理專家的資料，廣泛利用文獻上的材料，就能確定最主要的相互聯繫，判明在每一個自然區域綜合體中進行着的主要自然過程的性質。地理景觀學家可以根據所布置的各種研究，相當完善地揭示出在當前最有實際意義的這些自然區域綜合體的實際情況。

現在，綜合地理調查，由於偉大的斯大林改造森林草原、草原和沙漠自然界計劃的工作之進行，而具有巨大的意義。

綜合考察隊依據着各種不同的自然歷史條件，使護田林的分布原則更加具體化，使與營造森林帶相應的各種任務趨於具體化，並且為改造各地區自然界的規劃工作編制了標準的方案。

毫無疑問，不久將來，一定可以根據護田林的規劃工作（這一規劃是根據在實現偉大的斯大林改造自然計劃過程中所總結出來的經驗擬定的），制定出一套自然地理調查方法的指南與大綱。

（韓慕康譯 王乃樑校）

参考文献

- [1] Бабков И. И. О полевых физико-географических исследованиях. Ученые записки ЛГУ, серия естеств. наук, вып. 2, 1944.
- [2] Калесник С. В. Задачи географии и полевые географические исследования. Ученые записки ЛГУ, серия географ., вып. 2, 1940.
- [3] Лидов В. П. Из опыта работы по ландшафтному картированию. Вопр. геогр., сб. 16, 1949.
- [4] Раменский Л. Г. Введение в комплексное почвенное и геоботаническое изучение земель, 1938.
- [5] Солнцев Н. А. Методика и результаты ландшафтного полевого исследования в приокско-террасном гос. заповеднике. Вестник МГУ, 1950, № 2.
- [6] Его же. О морфологии природного географического ландшафта. Вопр. геогр., сб. 16, 1949.

II 地貌調查

(原書第 21 章)

И. С. 舒 金

1. 地貌調查的任务

地貌学是从地表形态的外部征象与成因方面研究地表的起伏及其所成的形态, 研究地表形态的发展規律, 研究它們按規律重复出現的各种綜合体与結合体, 研究各种地形形态的地理分布以及各种地表类型同气候或其他地形塑造因素的关系。

地表形态的研究具有重大的实际意义, 因为地形是地理景观中的主导因素, 它在极大的程度上决定着所有其他景观因素的性质。所以无论在修筑铁路与公路的时候, 或者在修建各种水利工程的时候, 无论在選擇水电站的位置时, 或者在修筑溝渠、运河、水庫和港口的时候, 无论在整理土地和拟定都市建設计划的时候, 或者在勘探有用礦物, 特别是勘探冲积礦床的时候, 以及在进行土壤与地植物的調查时都必须进行地貌調查。地貌調查的目的既是如此的多种多样, 因此它在每一个不同的具体場合都必须具有某些独特的性质(參看原書第 22 章, 即本集第 III 章)。

就其純粹外部特征而言, 地形單元可以分为两种: 一种是正向的, 亦即上凸的、相对升高的形态; 一种是負向的, 亦即下凹的、相对凹陷的形态。根据地形單元的規模來說, 地形單元又可分为小地形(相对高差不超过 1—2 米, 通常仅为数分米)、中地形(相对高差自数米至数十米, 面积亦与此相当)和大地形(高度变化幅度更大)等三种。上述这三个名詞在使用方面是十分任意的, 因为到目

前止，划分这三种地形的准确数字标准还没有确立起来。正因如此，我們必須用数量上的大小（長度、面积与体积）来表示地形形态的計量特征。

地形形态的大小固可用具体数字表示，但亦可用外部特征的各种抽象指数，以某一量度与另一量度之比数的形式表示。例如岸綫的曲折程度可以用某一島嶼或某一湖的岸綫的实际長度对面积与該島或該湖相等的圓周的長度之比来加以表示；某一湖內島嶼的多少可以用該湖內所有島嶼的面积对該湖总面积的百分比来加以表示。

确定地形計量指数在野外工作中是非常重要的。因为有了这些数据才可以为所描写的地形形态提供最明确的具体概念。野外工作日志中所記載的形态計量指数，也可以很有效地以其他具体記載（如“丘陵頂部的剖面是圓形的、平坦的、被割切的或者成銳角形的”，“盆地边坡甚陡且被侵蝕溝所分割”等等）来加以补充。

量測不太大的地形形态的面积时，可以用步測或用卷尺量測距离。但在量測較大的地形时則必須用各种測角仪器（見上卷第14、15章）。

地形調查的另外一个重要任务为确定地形形态的成因及其生成时代。这些問題也是在野外条件下最易解决的，因为要解决这些問題首先必須注意地理环境的全部特征。其中特別重要的是气候条件，因为气候条件常常是决定該地区的全部現行地形塑造营力的因素（关于地形的成因类型可參閱参考文献[24]）。

想要了解地形的成因及它的許多外部特征，同样也需要知道該地区的地質構造——形成岩石的性質和岩石的产狀（見第17章）。其中最重要的是岩石的物理性質和化学性質，如透水性或隔水性、可溶性、节理度、結構的一致或不一致，岩石在地表条件下的化学稳定性等等。这些特性加在一起，就使岩石对风化、侵蝕、溶蝕的抵抗能力有极大的出入，因此，我們可以把岩石分为硬岩和軟

岩两类。沉积岩层的产状(水平的、傾斜的、垂直的、褶曲的)及其与岩漿岩地块的各种組合关系,使次生地地形变得极端多样,这些次生地地形是由原始構造形态通过各种外营力的侵蝕作用而生成的。反映地壳内部構造特点的各种次生地地形亦称为構造地形。地壳上任何一个地区的地形之具有構造的特征都表示該地区仍处于向上发展的阶段,也就是說該地区仍处于这样一个状态:其上升的效果尚未被侵蝕性的外营力的总作用所消除,如果后者占了上风則地勢(無論绝对或相对地勢)就开始总的下降,地形就进入发展的衰頹阶段。

構造地形漸漸被破坏而讓位于非構造地形;剝蝕面或“准平原”就是这一方面的典型例子。

正因为認識地質構造对解决地形問題具有重大意义,所以我們在出发調查前应当先从文献里面熟习要去調查的地區的地質情况。如果这一地区完全沒有或者沒有足够的地質資料,則地貌工作者本身就必須善于应用地質調查的基本方法来弄清該区地質的基本特征(見第 18 章),并且繪制出地質图(那怕是很粗略的)。

2. 仪器与装备

地貌学者应当备有以下这些仪器装备:空盒气压表数个,測高温度計(гипсотермометр),吊索溫度計数个(見第 16 章),傾斜仪,罗盤仪附瞄准器及結实的、头部可以轉动的三角架(照相三角架也行)(見上卷第 15 章),鑛山罗盤仪,鑛山鉄錘,凿子,土錘(見第 17 章第 2 节)及照相机(見上卷第 12 章)。

除照相之外,有时以鉛笔作素描是非常有用的,它甚至比照相更具有某些优点。因为作地形素描更可以把重点放在地形方面,而略去所有次要的細节(見第 17 章第 9 节)。

关于蒐集岩石标本的問題請參看本卷第 17 章,至于考察队的一般配备,在上卷第 1 章已述及。

平原調查

3. 一般觀察方法

地表岩层很平穩，这是广寬的平原地区的特点，換句話說，在风化层或薄薄的松散冲积层的下面常常平臥着同一种、性質大致相同的基岩。侵蝕基准面的深度以及与之相关的割切深度几乎完全相同。河系的发育程度——侵蝕切割的密度随基岩的改变而急剧改变，地面侵蝕切割的密度与岩石透水程度的不同有关，因为岩石的透水程度决定着逕流量的大小（見原書第4、5章）。

冲刷过程在平原上发展得极其微弱，这是平原地区的另一特点。因此在平坦的河間地区，基岩几乎完全沒有露出地表，各处都复盖着就地形成的殘积层（风化壳），或者复盖着由周圍帶來的松散冲积层。地貌工作者，正如同地質学者一样，必須研究这些第四紀沉积，并采集标本（參閱第2、3、12、17、18章）。

研究上述地表上的松散物質的特征，可幫助我們去确定它們的成因，并揭示地形塑造的最新历史。

对基岩的研究必然能更加巩固已得的結論，并且能帮助明确平原的埋藏地形及其在形成現在地形方面的作用。其中以喀斯特形态和潜蝕凹地最具有重大意义（見第4章）。

由于平原地区的割切深度极小而且很难凭天然的露头来看到所有的松散复盖层，因此要知道埋藏得很深的基岩的特征，就必须大部依賴鑽探的記錄。在野外工作条件下，可以用槽探开鑽几个淺井或者鑽井，但是主要的資料还是要靠参考有关文献与記錄。

在陸台型平原的大地形上，虽然其海拔高度通常不大，但是却可以看到一些平緩的、所占面积往往很大的低地和高地，它們的相对高差約在100—200米之間，这些低地与高地通常是由構造运动所造成的。这两种地形單元的地势特征的差异，取决于其割切深

度的大小。而水流的割切深度，則可借谷底与分水嶺剖面上大量相应点的气压高程求得并將所得出的数值加以对比。对于第一級、第二級和第三級河流的割切深度应当分別进行測定。

在正常的湿润气候下，平原地形的一般特征主要取决于侵蚀分割情形——如切割深度、切割密度、各侵蚀溝的形态。研究平原地形时，主要的注意力应放在河谷上。

必須沿河系的所有分支划定考察路綫，沿河漫灘面进行气压水准測量(假使河漫灘沿河分布不断的話)，或者沿水面綫* 进行測量，但須考虑到水面的升降变化。然后划出主河及其所有支流的縱、橫剖面。分析縱、橫剖面的形态可以帮助說明河系的发展历史，說明岩石对于河谷特征的影响等等。

在进行肉眼观察时，要按地貌特征(諸如河谷寬度、河漫灘发育程度、阶地之有无等等特征)把河谷划分为一些彼此不同的段落。这样的段落的存在，說明这种河谷的生成是非均一性的，是由于原属于不同河系、具有不同年龄、不同发展阶段和不同地形特征的河谷段落遭受到許多次的劫夺而形成的。河谷各段地形的不同也可能由于被河谷所割切的岩石成分的不同，由于海拔高度不同或其他原因。

平原河流的河流劫夺現象，如果是发生在不久以前的話，那就会具有以下这些地貌上的遺証：a) 河流毫无任何显明理由而从一个方向向另一方向作突然的急剧轉折，轉折常成直角；b) 在这种急剧轉折处有一段河流坡降較陡的地方，这正是劫夺河与被劫夺河之間河流水位有差別的表现；B) 在河流轉折点的下方，沿河谷的原来方向向前，有一个長条形的、已經沒有水流的淺凹地——即老河谷的“死灭”部分。这一段“死谷”的谷底綫的高度往往比河流轉折处的現在河水面为高，这是河流发生劫夺以后，河谷繼續凿深

* 水面与河岸的接触綫——譯者註。

的結果；r) 劫奪灣以上的河谷和劫奪灣以下的河谷在性態方面截然不同。

平原河流的谷底常有發育很好的河漫灘，河流的河漫灘是極有價值的農業用地，主要作為刈草場。這些草場的經濟價值（它們的飼料品質）決定於它們的植物特徵，而植物特徵又決定於河漫灘各部分潛水面的深度，也就是歸根到底，決定於河漫灘的微地形。因此，對這些微地形的研究，具有很大的實用意義（見第 5 章）。

研究谷坡時，必須指出谷坡在河流各段的共同特徵，諸如陡峻、平緩、有階地、對稱或不對稱等等。如果河谷兩坡不一樣，例如一陡一緩，則須嘗試解釋其不對稱的原因。目前存在著一系列關於平原河谷兩坡不對稱發展的理論（參閱 ЩУКИН 著，陸地形態學，1938 年版，第 1 卷，134—140 頁）。應當試用其中每一種理論來解釋這種不對稱現象，並將其中與當地條件顯然不符的理論加以摒除。

在蘇聯的平原地區（俄羅斯平原與西西伯利亞低地），較大河流的河谷大多數是不對稱的，右岸高峻（成“高原形坡”）而左岸低緩（“長有草被的坡”）。如有階地，也常常是左岸有，而右岸沒有（被沖刷）。河流階地可以說是一部編年史，其中不但記錄了該區近代地質史中的一切事件（上升與下降、氣候變遷、侵蝕基準變動等等），並且也記錄著河系本身的正常發展階段，所以我們必須十分仔細地研究它們（見第 5 章）。

在高平原地區，除應研究常流河之外，尚須涉及坳溝（балка）與沖溝（овраг），它們沒有經常的水流，並且只在春季溶雪時（就中緯度而言）或暴雨時才有下切侵蝕。研究它們具有巨大的科學意義和實際意義。

對地貌學者來說，除割切深度和密度以外，侵蝕切割的類型，亦即溝谷網的排列方式也具有重要的意義。樹枝狀水系常為平原的特徵。在此種水系中很難指出水流與侵蝕溝的任何主導方向

(見第 5 章)。

除綫狀侵蝕地形外，在平原上常會看到其他各種的負向地形——形式、大小和成因都不相同的封閉凹地，這種地形的形成可能是由於以下這些因素：地質構造（如地壘、陷落盆地等），卡斯特作用（見第 4 章），成土的過程（草原地帶沿分水地區的淺凹地——草原碟）和吹蝕作用（平坦沙漠中的風蝕凹地——見第 3 章）。

4. 冰積景觀

對冰積景觀進行地貌調查時的首要任務之一，是闡明地形單元的純外表的形態特徵，特別是它的正向形態特徵——它們的大小、形狀（丘狀或壟狀）、相對高度和彼此之間的排列方向與方位。這些材料可供我們作為劃分冰積景觀類型的標準。彼此平行延伸的短壟地形占優勢的冰積景觀是冰川終積堤景觀的特徵。以雜亂散布的、成群組合的、或者部分接合的小丘占優勢而且在這些小丘之間還帶有一些無定形的凹地的冰積景觀，則是底積景觀的特徵。如果由冰積拼成的正向地形單元呈橢圓形互相平行的小丘狀，或成為幾個沿半徑向各方分散、而較尖的一端都指向同一方向（在北歐指向南方或東南方）的小丘狀的話，那麼這種冰積景觀則屬鼓丘景觀。這種景觀通常位於終積堤景觀之北，填充在古大陸冰川邊緣的內部。如果正向和負向的地形單元表現很不明顯，而且該地區是一個上面復蓋有均一的冰積的、微微地波狀起伏的平原，那末我們所面對的就是原始冰積平原（見第 12 章）。

冰積景觀在冰川消融之後所發生的變化是沿着愈益被水道網所同化並且將它轉變為典型的侵蝕（河谷）景觀的道路進行的。主要對正向地形單元（冰積丘與壟）起作用的剝蝕作用漸漸使它們降低，並且使地勢起伏更加不明顯（次生冰積平原）。同時，又使最表層的生成物的性質發生了變化，換句話說，在正向地形單元上，冰積壤土由於細粒物質被沖走而變粗；在窪地中，則沉積了由於再度

冲刷和冰碛的分选而形成的产物——砂与粘土物质。与此同时，冰碛景观中原来由湖泊占据的原始封闭洼地则被水流所贯穿而成为相联系的水文网。水流在湖盆之间所发生的下切侵蚀作用，使湖水逐渐外洩，终于排乾。河流于是又在暴露的湖底上造成新的谷道。在如此形成的河道网中，河谷通常呈串珠状，也就是说河谷中某些并不带有河漫滩与阶地的、狭窄而陡峻的部分在这里和“湖状的开扩部分”彼此交替出现，在湖状的开扩部分，河谷中的冰碛坡离开切割不深的河道很远。在冰碛坡与河道之间伸延着几乎完全平坦的、由过去的湖底构成的地带。这种由“盆状”景观转变为“谷形”景观的过程通常是先从深切的主谷开始，然后向主要分水岭方向伸展。

到了一定的发展阶段，在分水岭的地方就会出现一片很宽展的、还没有被发达的河道网所劫夺的并且仍然密布着湖盆的地带（见参考文献[3]）。

在俄罗斯平原上，为第四纪各次冰期的冰川所波及的地区并不是完全一致的。位于最后两次冰川南界之间的地区，其古冰碛地貌已几乎完全被后来的侵蚀作用所破坏。在最后一次冰川的南界的北面，冰碛景观则仍处于非常新鲜的阶段，愈向西北，冰碛地形就愈典型而鲜明（关于冰川界限的问题请参看参考文献[5]）。

考察冰碛景观时，必须考虑到被考察地区同古大陆冰川中心以及同它的南界的相对位置，这位置决定着冰碛景观因后期侵蚀作用与剝蚀作用而发生变化的程度。但也必须根据一切特征的总和来判断该冰碛景观目前所处的阶段。

冰川边缘以南的地区通常带有一些因冰川边缘的下部流出的冰水而形成的沉积物。在地貌上，这个地区（外冲平原）乃是许多平缓的、或者互相衔接、或者部分彼此重叠的冲积锥。外冲平原的地形，如从与古冰川前缘彼此平行的这一剖面来看，则是一个略有波状起伏的地区，但总的来说，则是一个自古冰川边缘微微向外倾

斜的平原。这个平原可能因一些正向与負向地形單元的存在而趋于复杂,但是这些地形單元并不改变其总的平原特征。正向地形單元多半是一些由于风的作用而形成的、形状和大小不同的砂丘(縱、橫砂丘,抛物綫形砂丘);因此必須指出他們的大小、相对高度、平面輪廓、橫断面形态、排列方向、相互位置和分布密度(每平方公里面积內砂丘个体的数目)。必須描述它們的内部構造与組成物質。

外冲平原上的負向地形——大小和形状各不相同的各种凹地——通常为沼泽湖泊所占据;当冰川溶退时,在冰川边缘的前面常常会在冰期以前就已存在的凹地中留下一些凸鏡狀冰体(“死冰”),这些冰体后来被冰川-河流的沉积物所掩埋,于是就在这些冰体所在的地方由于冰的溶化,形成了前述的凹地。在調查时必須指明这些凹地的分布、大小、形状、深度以及它們的目前情况(湖沼泽、乾窪地、有泥炭复盖的窪地等等);有泥炭的地方,应当对泥岩层进行鉆探,以探明它的厚度及其下伏岩层的性質(下伏岩层多半为成层的湖沉积——“紋泥”),并且还应当从不同层位上采取泥炭及其下伏岩层的标本,供进行花粉分析及其他分析之用(見第12、18章)。

5. 乾燥荒漠

荒漠可以根据地形,而分为山区荒漠(地势峻拔,但相对高差通常不超过数百米)与平原荒漠(高差极小)两种。

在石質荒漠中能够露出地表的,仅为光秃裸露的基岩(山地岩漠),有时在基岩上可能复有一层不很厚的粗糙块狀物質——尖角礫石或圓卵石。这一层复盖物常常是基岩的风化壳,其中細粒部分时常皆被风吹到荒漠地区以外。

粘土質荒漠和粘土質-鹽土荒漠可延展数百以至数千公里而不改变其特性。它們有时又仅呈块狀而分布于其他类型荒漠的凹

地中,例如分布在砂質荒漠中。我們常常可以在中亞荒漠的淺凹地里看到一些平滑得象鑲花地板似的、龟裂成多角形的、非常堅實的粘土地面,这种粘土地面称为“龟裂鹽土”。在同样的凹地里有时既可能分布有一种盖着一层密实的、硬結的白色鹽皮的鹽土,也可能分布有一种人脚可陷入数十厘米的松散鹽土;后者是由于高度礦化的水由毛細管作用上升至地表,蒸发后,鹽分便在鹽土表面的粘粒之間发生結晶作用而形成的。松鹽土特別容易遭受吹蝕作用,結果就常常使凹地逐漸加深。在半乾燥荒漠中,当富含石灰与石膏溶液的地下水因毛細管作用上升时,在松散地表的形成过程中在距地面不远的地方,就会形成緊密膠結的石膏层或碳酸鈣层。此种荒漠外皮常常形成于殘积层中,或者形成于荒漠区山麓的冲积扇表层部分。

荒漠地区强烈的物理风化作用为形成荒漠山麓的极深厚的冲积錐提供了大量的物質。但是在亞热带荒漠中,我們同样也能看到由平原荒漠向山块荒漠陡坡的急剧过渡。

所以对于荒漠区的物理风化作用,应当加以詳細的研究(見第2章)。

在乾燥地区,地形的强烈分割作用不只发生在强烈断层的褶曲構造地帶附近,而且也发生在岩层水平的荒漠高原上。地形切割的密度在半乾燥气候条件下达到最高的程度(見第5章第4节)。

在地势起伏表现得极为鮮明的荒漠中,地势的特点是地形構造表现得极为明显,而且構造要素显露得非常强烈。考察者的重要任务是研究各种小的地形形态——如石窩、裂縫、悬崖等——和大的地形形态——如“荒漠廢墟”、岩塔、金字塔形岩体、岩針、碑形石、菌石等(在不同硬度的岩层橫着分布的情形下)(見第2章)。

蜂窩狀的风化現象是非常值得注意的;目前尚不十分明白,这些現象究竟是由于砂粒的机械磨蝕作用引起的呢,还是由于选择

性的化学风化作用引起的？必須追溯这种現象的发展阶段，看它們是否生在某些岩石之中，观察凹穴的壁面，研究細砂和风化产物的含量（見第 2 章）。

荒漠的极具代表性的地貌特征，是其中有很多的封閉凹地；这些封閉凹地大部分乾涸无水，其大小、形状与成因均不同。在这些凹地中，有一些是面积不大的、底平而边缘和緩的淺盆；有些則可能是一些直徑長数十公里、并且常具有高峻而陡峭边缘的盆地。这种盆地的底部通常复有鹽土或龟裂鹽土，有时虽較海平面为低，但是并没有水。有部分凹地則为湖泊所占据——間歇湖甚至永久湖。由于这些湖沒有地表逕流，因此湖水的矿化程度很高，許多湖中都沉淀有鹽类——食鹽、硫酸鈉等等。荒漠中的封閉凹地可以根据其生成方式而分为構造凹地、由于风將当地松散物質吹走而形成的风蝕凹地、由于堆积得不均匀而产生的凹地以及由于卡斯特作用或卡斯特潜蝕作用而产生的凹地等数种。

考察荒漠中的封閉凹地时可按下列提綱进行：

a) 形态测量的和記述性的資料：長度、寬度、凹地的絕對与相对深度、形状（圓形、長方形、不規則的）、長軸排列方向与优势风向的关系。

б) 凹地分布在哪类地形和哪类土質（粘土質、砂質、或石質）之上。

в) 凹地边坡的特征：陡的，緩的，垂直的，平直的或阶梯狀的；坡頂边綫与坡麓边綫非常明显的，或者仅仅緩漸地过渡到上方高原面和下方盆地底面的。在边坡上是否出露有基岩或者仅有松散的复盖物？阶地及其特征怎样（構造的还是湖濱的）？

г) 盆地底部是平坦的还是崎嶇的；是不是帶有聳立的殘余高地，是不是填有鹽土、龟裂鹽土或砂丘。

д) 基岩在盆地边坡上的产狀怎样？是不是有某些以断层崖或其他征象表現出来的断裂变动（見第 17 章），盆地是否可能为構

造成因的。

e) 凹地中有沒有石灰岩、石膏层、石膏凸鏡体、岩鹽或者有沒有一些只是由易溶物質所滲透的岩石，以及这些盆地是不是由于卡斯特作用或卡斯特潜蝕作用造成的。

ж) 盆地中地下水的露头(泉水)。

許多荒漠都帶有一些孤立的蝕余高地，这些高地常常并不是由于剝蝕作用所剝露出的較稳定的構造單元，而是由与分隔开这些殘余高地的、地面相同的岩石所組成的。

对殘余高地的地貌考查可按下列提綱进行：它与相隣地形單元的位置关系；它的大小与形狀；对周圍低地的相对高度；地質構造；有无表面防护岩层；它的斜坡特征——陡的，緩的，成阶梯狀的，为冲溝所切割的；冲溝的特征；坡麓是否具有急剧凹入的坡折；坡麓与坡地下部是否为岩屑堆的碎屑所掩埋或者有没有为冲溝中冲出的、彼此連接的冲积堆所包圍，或者在坡麓完全沒有松散的岩层；这些殘余高地是不是由于原来完整的高地进一步被分割为面积很小的“次生”部分形成的（由于溯源侵蝕而使两个相反谷地上的冲溝頂部会合所致）。

山地調查

山地地形主要由不同类型的山谷与峰嶺所組成。因此在进行山地地形考查时，調查者的注意力首先应当集中在这些对象上。

6. 山 谷

首先应确定山谷与地質構造的关系；一般將山谷分为两个主要类型：

縱谷 順褶曲軸的方向伸張的山谷以及复合式山谷* 的縱

* 指不同段落具有不同構造关系的山谷——譯者註。

向部分都称为縱谷,这种山谷通常長度大,比降緩,平直,而且在很長的距离之內保持它的一般形态不变,谷坡在很長的距离之內老是出露着同一种岩石。

橫谷 垂直于褶曲軸方向排列的橫谷以及复合式山谷的橫向部分都称为橫谷,这种山谷具有較小的長度,較大的和較不規則的比降,有时在谷道的縱剖面上存在着垂直的坡坎(跌水)。在谷坡上可以看到頻繁的、在短距离之內即出現的岩石更迭,谷地特征亦时时变化,也就是說狹窄的、峽谷狀的段落与盆地狀的、谷坡平緩的段落交替出現;在盆地狀寬广段落的底部,河流常常分成許多支流,并有发达的河漫灘,周圍有許多阶地。山谷紧束部分相当于河流穿越硬岩帶的部分,开扩部分相当于容易受到侵蝕的軟岩帶。河谷中的这些特征对于水庫与堤壩的修建是极端重要的(見第 12 章)。

縱谷又可分为三种:一种是沿向斜軸展延的向斜谷;一种是产生于被侵蝕的褶曲翼部,或者概括地說,产生于被侵蝕的、向同一方向傾斜的一組岩层之上的單斜谷;另一种是沿背斜的脊綫伸延的背斜谷(見第 17 章)。这些山谷的副型有其独特的水文地質的及地形的特征。向斜谷的特征是:谷坡上有丰富的泉水出露,谷坡較不稳定;常常发生滑坡与山崩現象,特別是在該地区經常有地震的情形下更会发生这种現象。單斜谷的两坡是由不同性質的岩石組成的,通常具有不对称的橫剖面。泉水多半在單斜谷較緩的那一个谷坡上出現,而在較陡的那一个谷坡上有时几乎完全沒有。即使在陡坡上也很少发生滑坡与山崩的現象。背斜谷的橫断面多半較为对称,地下水的露头不多,谷坡通常是稳定的。

属于縱谷的还有沿縱向断裂与断层綫延展的山谷(見第 17 章)。

地塹谷和它們的某些段落伸延在延两条互相平行的断裂綫所夾限的地壳陷落地帶之中(見第 17 章)。

橫谷又可分为貫穿谷与山坡橫谷两种。前者將整个山脉、整条山嶺或整个山块等等从这面山麓到另一面山麓橫切为二；后者则完全处在某一个山坡上，但当这样的橫谷由于溯源侵蝕而进一步发展时，其源头亦能切穿分水嶺，而到达高地或山嶺的另一方，劫夺流經該处的河流，因而变为貫穿谷。

在那些曾被第四紀冰川侵蝕过的山地中，原来的侵蝕地形遭受到很大的变革，因而具有独特的形态。

無論在山谷中或在分水嶺上，都必須对冰川地形与古冰川堆积进行研究（見第 12 章）。

7. 山嶺 (Горные хребты)

山嶺可以根据它們的内部構造特征而划分为下列类型：а) **背斜嶺**，它們是由一些自山嶺軸部向彼此相反的两个方向傾斜的岩层所構成的；б) **向斜嶺**，其两坡的岩层都彼此相向地向着山嶺的軸面傾斜；в) **單斜山嶺**，这种山嶺是由一組位于山的两坡、但是都向同一方向傾斜的岩石所構成；г) **橫向嶺**，是由于受到侵蝕作用而形成的一种山，它沿着与褶曲相垂直的方向延展，通常发生于岩性單一的地区；д) **地壘式山嶺**，这种山嶺是地壳上相对抬高的狭長地块，其平行的兩側或四面均分布有構造断裂面；和这种山嶺相近的，还有一种半地壘式山嶺，它是呈楔形隆起的一个断层上盤。

闡述山坡的特征时，須指出它的坡度及其剖面形态。中等高度的山，其山坡剖面总的来看多为凸形，山坡下部最陡，愈上愈緩，并以很緩的弧綫逐漸过渡至反面的山坡。在阿尔卑斯型山地的剖面上，可以分出上、中、下三个部分：下部陡峻，相当于槽形冰川谷的下部陡壁；中部是山坡上的阶地狀的平台；上部陡峻，直达尖銳而呈鋸齿狀的脊頂。这个山地剖面的最后一部分，相当于切入山坡上部的冰斗的峻峭后陡壁；中部平緩的段落則相当于由于

長時期劇烈冰川作用而連成一片的冰斗底部。這個地帶的上下方界限決定於氣候條件。在不同山地中收集來的有關此地帶的高程資料具有重大的理論意義。

山坡特征的地貌細節，在頗大的程度上，取決於組成山坡的岩石性質及其產狀。把岩層構造跟山坡的地形特征聯繫起來而加以觀察，具有很大的科學意義和實用價值。

研究山坡地貌時，須注意它受到暫時性或永久性山地河谷谷盆刻蝕的程度；這一點可能與山坡的構造特征有關。山地河流盆地的三個組成部分在發展過程中的不同相互關係亦取決於山坡的構造。所謂山地河流盆地的三個組成部分是：漏斗形的集水盆、洩水道和沖積錐。在這方面的觀察可能提供很大的實際意義，例如，在確定某種能夠為某些山區居民帶來災害的泥石流的威脅程度時，這種觀察是十分有用的（見第5章）。

有些山地目前已在雪綫之下，但第四紀時在它的頂部曾被許多冰斗嚙蝕。這類山地的冰斗凹盆有時會轉變為漏斗形的集水盆，這種集水盆兼有兩種在成因上並不相同的形成物的地貌特征。例如，一方面保存着冰斗的典型的杯狀坡形，一方面在其底部又可找到集水盆上所特有的輻集的侵蝕溝槽。

在山嶺頂部，必須注意脊綫的總貌。在中等高度山地的縱剖面上，脊綫大部具有平緩的波形起伏，交迭出現着並不非常高聳的、圓形的、穹狀的山頂與平緩而不十分深的凹陷——山鞍。

曾受第四紀冰川強烈侵蝕或現在仍然有冰的阿爾卑斯型山地中，相反兩坡的頂部直接以銳角相交，形成尖銳的、齒狀參差的山脊。在這種情況下，山嶺脊綫輪廓的特征，是角狀尖峰與拋物綫形的、深陷的山鞍彼此交替出現。嶺脊的切割深度對道路修築有實際意義。嶺脊的分割程度可根據山峰、山鞍的平均高差對嶺脊高出於周圍谷地底部的平均高差的比數計算出來。

從其成因方面來看，山鞍可分為原始構造山鞍、河成山鞍與水

成山鞍等三種。原始構造山鞍實質上是一種構造地形；在背構造的山嶺中，這種山鞍可能是由於背斜軸在某些地方呈向斜狀傾伏而形成的；在塊狀高原上，這種山鞍則可能是由於山脊沿橫斷層岩綫或斜斷層岩綫陷落而形成的；河成山鞍則是由於相反的两个山坡上的集水盆后壁彼此交切而成。冰成山鞍則是由於屬於彼此相反的两个山坡上的两个冰斗彼此展寬而且彼此交錯而形成的。

在山地中常常可以看到的分水綫的水平移动过程也是值得注意的。如果某一个山坡上的河流接受較多的雨水，或其侵蝕基準遠較反面山坡上的河流為低，則侵蝕能力特別大的河流就會將其集水盆向上游方向推移得較快，而終於進入反面的山坡，劫奪那一方面的集水地區。由於這種分水嶺的迁移進行得極不均勻，因此這種現象的存在可由一系列的地形標誌加以識別，如分水嶺綫的急据弯曲（應該從山鞍部分，對划出來的嶺脊上的隣點作羅盤交会測量）以及分水嶺與最高峰頂綫的不符合等等。

8. 古剝蝕面

古剝蝕面是一個被高高抬起的、有時面積頗大的、平坦的或帶有輕微波狀起伏的面，這些古剝蝕面在某些山區有專門的名稱，如在天山稱為 Сырт，在薩彥嶺稱為 Сорам 等等。

由於憑這些古剝蝕面可以確定出山地發展減緩的時期，即大地構造寧靜的時期（在這個時期中，侵蝕基準大致保持不變），因此對於這些剝蝕面的研究具有重大的意義。古剝蝕面和河谷階地一樣，對於了解山地發展歷史具有關鍵性的意義。研究這些古剝蝕面也具有重大的實用價值，因為在古剝蝕面上，常常保留着古水系的殘余——一些帶有含沖積鑛床的老沖積物的河床段落。

研究古剝蝕面時，可按下列提綱進行：

a) 注意該剝蝕面究竟僅僅是沿個別山塊或整個山地的邊坡

分布的寬仄不一的地帶呢，還是一個包括了整個山，甚至還包括其最中心部分在內的面。

6) 注意它是不是是一個具有顯著高度差別並保持着一定高度的剝蝕面，因為這樣可證明有為長期穩定時期所分隔的山地斷續上升的若干時期存在。

如果剝蝕面的高度並不相同，但又並不按幾個一定的水平面分布時，則須闡明這些高度不同的剝蝕面是否原來是在同一水平上產生的統一的准平原面，而以後由於構造運動發生了位移而形成的。

如果確能斷定剝蝕面各部分曾因構造運動而變位，則須查明其性質。有三種可能的情形：a) 變位的性質為整個山地成穹形隆起，並且剝蝕面在山地中心部分隆起得最多，自此又向周圍漸漸降低。這一事實可根據調查者在該剝蝕面所看到的各部分的高度記錄來加以確定；b) 變位具有褶曲的性質，在背斜部分，剝蝕面相對抬升，而在向斜部分，則相對沉降；B) 上面發展有准平原的褶曲地區斷裂為個別的地塊，並遭受有差別的垂直運動；原來是連續的准平原、但已被粉碎而保存在個別地塊上的各個部分，其高度水平非常不一致，無論水平或鉛直方向都沒有任何的規律可尋。

剝蝕面的形成年代介於它所切過的最新岩層的年代與成不整合關係復蓋其上的最老沉積物的年代之間。至於最新的大陸沉積，那末絕大部分都是沒有化石的，所以解決侵蝕面年代的問題是非常困難的。

須注意剝蝕面被抬高以後的侵蝕割切程度，侵蝕通常自邊緣開始，逐漸向准平原化地區的中心部分進展。在殘余的老剝蝕面上，必須尋找老河谷並研究充填其中的沖積層。

在野外工作圖上應當把古剝蝕面和老河谷的各個部分記錄下來，並註明其高程數據。

地貌制图方法

9. 地貌制图

地貌图能够一目了然地以图形把研究地区内的各种具有不同成因的地形單元的分布情况,或这些地形單元的綜合体的分布情况表示出来,而且在某些情况下,也能指出該地区在地貌特征上的差别,换言之,在实質上它也就是这一地区的地貌区划图。地貌制图必須在野外調查中进行;室內工作只限于根据野外草图进行数字与图形上的清繪(作某些修正与細节的添繪)。

作为全面地貌測繪的地貌制图,只有在調查路綫网十分密布的情况下才能进行,这样才有可能从調查基綫上(即使是远距离地)凭视觉来观察整个地区。把观察結果填到地图上面的工作,必須在一些制高点上进行,有时須利用望远鏡。

地貌制图需要有地形图作基础。地貌图的性質和內容可能因为地形图縮尺大小的不同以及野外調查的精密程度的不同而有所不同。有大縮尺地形图时,可以在图上填繪各个基本的地形單元,并用各种符号把这些地形單元表示出来。在填繪这些地形單元时最好保持它們不变的縮尺。

地貌图上目前还没有通用的、标准化及固定化了的符号;并且各人所用的符号有极大的出入,因为每个地貌学者常常应用他自己独创的符号。最好在進行路綫观察时,就将所有图例符号填进图中的适当地方。应用顏色鉛笔,以不同的顏色表示不同的地形成因是很有用的。例如水的侵蝕与堆积形态可以用某一种顏色表示。冰川造成的形态用另一顏色表示,风成地形用第三种顏色表示等等。

和地形图不同,在地貌图上,地形單元是以其成因与形成方式来表示的。在地貌图上可以表示出本章第六节中所說的各种类型

的侵蝕谷地、淤积阶地、構造阶地、山地間歇河溪的集水盆、冲积錐、岩屑堆、滑坡形成的半圓形陡崖与阶梯、單面山、断层崖、具有硬岩頂盖的桌狀残余高地、火山錐、泥火山、火山口、卡斯特漏斗、冰斗、冰川谷口及其汇合点上的阶地、冰积丘与冰磧壟、冰磧“沉陷阶地”、山区的抬高的剝蝕面以及各种形式的砂丘等等。

作地貌图时需要有一張根据发生学而拟定出来的地表地形分类。目前对某些个别范疇的形态所作的分类嘗試，虽然已愈来愈常見（見参考文献 [17]、[21]、[23] 和 [24]），但是通用的地表地貌分类仍然还不存在。

另外一种型式的地貌图可以在比尺較小的地形图上繪制。如果图的縮尺不允許表現各个基本地形單元，則可把整个在地形成因方面相同的区域分別画在图上。所謂在地形成因方面相同的地区就是由一些按一定形态重复出現的綜合体所組成的、按一定的地質構造并在同一套地形塑造因素影响下发展起来的地形区。有时也可以以閉合的輪廓綫在图上分別把一些具有共同地貌特征的地区（即“地貌区”）画出来，并用不同顏色或者不同方向的平行綫把这些輪廓填滿。在这种地貌区中，通常是某一地形塑造因素起着优势作用，它决定着地貌景观的最主要的特征。

地貌分区图亦应在野外路綫調查的基础上繪制。应当把調查路綫上所見到的、在地貌特征上发生了急剧变化的地方記錄到或者填到野外工作日誌或野外草图上。在整理資料时，通过这些点画出了閉合曲綫以后，就可以分別把一些具有共同地貌特征的区域描画出来。

地貌制图亦可根据航空照片来作。可以把一張透明的描图紙粘貼在相片的边上，一面在亮处審視照片，一面用鉛笔在描图紙上划出各地形小区的界限，注明图例，并写下根据气压表測出的标高。

参考文献

- [1] Борзов А. А. Краткая программа для описания рек и речных долин Московской губернии, 1926.
- [2] Его же. Очерк геоморфологии б. Московской губернии. Труды Общ. изучения Московской области, вып. 4, 1930.
- [3] Геоморфологическое районирование СССР под ред. К. К. Маркова, 1947.
- [4] Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология, 1939.
- [5] Их же. Ледниковый период территории СССР, 1939.
- [6] Гольдштейн Ф. Ф. Инструкция для предварительного исследования оползней, 1930.
- [7] Гужевая А. Ф. Овраги Среднерусской возвышенности, Тр. Ин. геогр. АН СССР, т. 11, 1948.
- [8] Докучаев В. В. Овраги и их значение, 1877.
- [9] Его же. Способы образования речных долин Европейской России, 1878.
- [10] Марков К. К. О геоморфологической карте. Геологич. вестник, т. 7, вып. 1—3, 1929.
- [11] Его же. Развитие рельефа северно-западной части Ленинградской области. Тр. Главн. геол. -разв. упр. вып. 117, 1931.
- [12] Его же. Основные проблемы геоморфологии, 1948.
- [13] Его же. Методика составления геоморфологических карт. Тр. Ин. геогр., вып. 39, 1948.
- [14] Масальский В. Овраги черноземной полосы России, их распространение, развитие и деятельность. 1897.
- [15] Павлов А. В. Оползни, обвалы, провалы, 1905.
- [16] Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменении под влиянием работы подземных и поверхностных вод. Землеведение, кн. 3—4, 1898.
- [17] Сваричевская З. А. Легенда для геоморфологической карты крупного масштаба. 1937.
- [18] Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории

европейской части СССР и борьба с ними. том I, 1948.

- [19] Спиридонов А. И. К вопросу о геоморфологической карте. Ученые записки МГУ, 1936, вып. 5.
- [20] Стопневич А. Программа исследований оползней Симбирского косогора. Изв. геол. ком., № 7, прот. 283—299, 1916, и № 3, прот. 31—33, 1917.
- [21] Шульд С. С. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. Всес. геогр. Общ., т. 72, вып. 6. 1940.
- [22] Шукин И. С. Общая морфология суши, т. 1, 1934; т. 2, 1938.
- [23] Его же. Опыт генетической классификации речных долин. Пробл. физ. геогр., т. 9, 1940.
- [24] Его же. Опыт генетической классификации типов рельефа. Вопросы геогр., вып. 1, 1946.
- [25] Его же. Современные дискуссионные вопросы морфологии пустынь. Сб. проблемы геоморфологии, 1948.
- [26] Его же. К вопросу о древних поверхностях денудации в горных странах. Землеведение, 1948.

III 地貌学在解决实际任务时的应用

(原書第 22 章)

T. B. 茲 望 科 娃

1. 緒 言

地貌学跟国民經济建設和勘察工作具有密切联系，这是苏联地貌学的特点之一。这种联系在历次斯大林五年計劃年間被特別地加强了。在历次五年計劃中，为解决許多重大的实际問題而广泛地进行了地貌調查。我国經济方面的高漲，毫无疑问，会对地貌学的工作提出更大的要求。

目前在苏联，地貌学应用的主要方面是：地質普查，农业考察，水利工程和道路勘察，民用及工业用建筑場地的勘察，制图与地形測量等。

为解决实际任务而进行的地貌調查通常在進行工程地質預查和自然地理預查时貢獻最大。因此下面所引述的材料也主要是有关初期勘察的。

为解决实际任务而拟定地貌調查方法的工作还做得很不够。国民經济各部門对地貌学所提出的要求是极其繁多的，故拟定一套总的方法指南是一个复杂的任务。現在只能談几点地貌調查方法的总原則，这些原則是在实际工作中首先應該遵循的。这几点总的原則就是：解决調查任务时要有綜合的观点；力求对实际工作中要考虑的現象与过程作定量的表述；普遍采用預測法；要确定現象的因果；解决具体的实际任务时，要有发生学的、历史学的和地理学的观点。但是随着具体的实际任务的不同，地貌調查的内容与

方法也應有所改變。

2. 有用礦物的普查

地質普查工作是地貌學應用最廣的一個方面。

地形及其發展過程與許多有用礦物的礦床、特別是外成礦床的生成、保存和天然消失的過程有密切的關係。

應用地貌學來進行有用礦物普查時，必須以地形特徵及其發展過程的全面綜合分析為基礎。因為地形特徵及其發展過程可直接地或間接地指明在具體條件下發現有用礦物礦床的可能性，並可確定普查工作的方向。在實際工作中，地貌學方法通常是與地質學和地球物理學的方法結合在一起應用的。

一般地貌分析法 它是有用礦物普查時主要的一種地貌學方法，但這種方法研究得還很不夠，而且也很複雜。用分析地形的發展與年齡、闡明其外部特徵與成因的方法，可以取得極有價值的材料。

普查工作中，分析地形的發展及其年齡可在以下這兩方面給我們以幫助：i) 確定出承襲地形特徵發生的時間，從而有可能定出地形的臨界年齡 (предельный возраст)，所謂臨界年齡就是超過它就不宜再用來對比古代和現代地形的年齡；這種臨界年齡可作為應用這種比較法的一般普查的準繩。ii) 確定最利於礦床形成、變化或消失的地形發展的主要階段和時代。

對那些處於原始構造發展階段中的山地進行有用礦物的普查時，可利用地形與其大地構造間的聯繫做為普查的指南。例如，費爾干納盆地丘陵狀山麓地帶 (адырная зона) 的短背斜儲油褶皺在地形上明顯地呈現為長丘-丘陵狀山麓地形 (увал-адыр)，因此就可以應用這樣一種地形來尋找石油。對回春的山地地形區進行普查時，首先要劃分出地表具有屬於不同發展時代的地形的地區，重構地表上已發生變化的地區，從而追溯有用礦物形成條件

的变化过程和确定它们的分布。在这方面，最有裨益的是回溯河谷的发展史及与河谷有关的沉积物的发展史(見第5章)。

对那些处于小丘陵地形、中等高度地形或山地平原地形阶段的地区进行普查时，应注意侵蝕作用和剝蝕作用的时期長短与方向，因为侵蝕作用和剝蝕作用剧烈地改变着有用矿物的生成条件和分布状况；还应确定古代埋藏地形的輪廓，因为古代埋藏地形常常未为現代地形所承襲，但却是各种有用矿物的所在地。在这种类型的地形区工作时，要同时应用地球物理学的方法。

对經历过長期的地形均夷阶段和风化壳堆积阶段的地区进行普查时，历史地形分析法可以提供很大的帮助。这些地形的发展阶段是以均夷面的形态表现在現代的形态景观中的。許多一定要在地形平穩下降的条件下才能形成的許多有用矿物的次生矿床(如錫、鋁礬土、鉄、錳、埋藏煤——ископаемый уголь等)，多半分布在这种古代均夷面的风化壳上。因此对均夷面进行野外調查时，須要确定均夷面的数量与年齡，风化壳的有无，它的組成，风化壳与古代及現代地形的联系，风化壳与下伏基岩的关系，均夷面的高度和輪廓等等。对某一地区进行历史地貌分析时，要同时作出某些有用矿物堆积时代的古地理图。

地形的各主要发生类型可以为普查有用矿物的工作形成截然不同的条件。因此，它們可以被利用为一般普查的指南。探查在发生学上与堆积地形有关的建筑材料(例如：巨礫，卵石，組成蛇形丘、冰磧阜及鼓邱的砂等)的时候，或者探查在发生学上主要与河流阶地有关的冲积矿床时，以及探查填充在喀斯特空隙中的多金属矿床时，应用形态发生的分析法是非常适宜的。

观察地形形态的特征，研究地形高度的規律、土壤的顏色和植被等，对于普查工作同样也是很有帮助的。当有用矿物矿床隐藏不深或出露于地表时，就可能造成特殊的正向和負向的地形形态——尖銳的脊、小丘、槽谷、各种凹地。这些地形都是不同硬度

的岩石上发生风化作用时,或是在許多金属矿床上发生氧化作用时形成的。

地貌分析的要素中也包括重砂法,河成碎礫法,冰川巨礫法等普查方法(見第 19 章)。在应用这些方法时,必須研究水流的作用、河谷地形、冰川的作用、冰川景观和以不断变化之自然条件为背景的整个地形发展史。

砂矿(россыпь)的普查 砂矿是岩石破坏后形成的碎屑物質的积聚。如果砂矿中含有經受住风化作用的金属細粒和矿物,那么这一部分就形成重的部分并成为开采的对象。在苏联,最有工业意义的是形成于河谷中的(河成)砂矿(見第 19 章)。在組織砂矿的找寻工作时,應該把下列諸問題的研究列入到地貌調查的提綱中:

а) 物理-化学风化的过程,它們的方向、强度、与侵蚀过程的关系。形成砂矿的第一阶段的条件,它們进入河谷的緣由;剝蝕作用、坡积物的成分和結構(在剝蝕作用进行时,会发生有价值的顆粒物質从圍岩中解离出来的現象——見第 2 章)。

б) 河流和泉水的狀況(見第 6、7 章)。

в) 垂直侵蚀和水平侵蚀的特性与强度;河流各段落的堆积作用的特性与强度;河谷的形态(不对称的,扩展的,收縮的);河谷谷底的形态和現代河床在谷底的位置;河床中淤积物的岩性成分;組成谷底与谷坡的岩石的岩性成分。

对河床、河谷和淤积物进行观察时必須在現代砂矿的形成条件方面提供出明确的概念(見第 5 章)。

г) 河流阶地和組成阶地的松散堆积物的成分(用以确定古代侵蚀輪回及古代砂矿的形成条件)(見第 5 章)。

д) 分水嶺地区的形态;特別重要的是在分水嶺地区确定古代均夷区,因为它能指明当地古代侵蚀輪回之存在和剝蝕作用与松散沉积物堆积作用阶段之悠長(見第 21 章)。

e) 河谷和分水嶺構造的地方性地形特征(汉河、冲积錐、堰堤、喀斯特洞窟等)。因为这种特征能影响砂矿的堆积和分布的过程。

ж) 水文网的发展史, 因为回溯一下这些水文网的历史能帮助我们发现一些往往与現代河谷的方向不一致的古代埋藏谷和被抬高的河谷。确定这些河谷或其殘留的地段, 首先是观察河流流向在其谷中的变化、河谷堆积物与分水嶺堆积物的地形和組成。

з) 該地区曾否经历冰川作用; 冰川作用的边界、时期、强度和地形改变的程度。因为冰川作用能大大改变砂矿的分布, 使砂矿的普查工作困难起来。而砂矿常被厚层冰川堆积物所复盖, 或是被掘蝕, 被冲散, 或是部分地从一个河系被搬到另一河系。

近年来, 在寻找石油、煤、錳、鉄等有用矿物时, 也屡屡地应用地貌分析法。

3. 水利工程勘察

为了勘察各种工业建筑和民用建筑的場地而开始对某一地方进行地貌研究时(例如水利建筑物的綜合工程), 应当明确地提出地貌調查的最終目的, 要考虑勘察工作的阶段、建筑物的用途、类型、大小及其在研究区的位置。

进行水利工程勘察时所作的地貌調查是极其多种多样的, 而且这种調查与岩性、大地構造、岩石的裂隙和含水情况等的研究有密切关系。地貌研究的主要对象便是河谷——河谷的現代和古代形态、自然地理过程的規律、地形对水源补給和地下水流动条件的影响、河谷的发展史等。

地貌調查的內容应随該地貌調查究竟是为了进行哪一类型的水利建筑工程这一点而有所差异。

水庫 勘察水庫时, 主要问题是: 从最經濟的观点来选择水庫庫区; 水庫的滲漏情况, 水庫的淹沒(затопление)与潜水回

升(подтопление);水庫的淤塞及水庫邊岸改造的預測等。最适宜作為水庫庫區的是位於河流狹窄地段以上的河谷開闢地段,因為堤壩的長度應當儘可能的小。

在研究滲漏問題時,除了研究將被淹沒的谷底與谷緣岩石之產狀和成分以外,考察者還應研究:河谷對地質構造的關係,將被淹沒之河谷的高程位置對於鄰近河谷的關係,古代河谷、喀斯特、大的沖溝和坳溝等之有無。

就地質構造來說,與向斜軸一致的河谷最為有利。沿背斜軸展延的河谷,其條件最不利,因為這種河谷中裂隙很多,而且岩層是向河谷兩側的方向傾斜的。

對於水庫來說,最危險的就是喀斯特現象,它能使水急劇地流失,直到水庫中的水完全流乾為止。研究喀斯特時,主要的任務為查明由於水文網的發展而引起的喀斯特的發展規律(見第4章)。研究喀斯特時,要估計出它對未來水庫的危險程度;往往在水庫充水時,落水洞和裂隙為粘土物質所填塞,因而滲漏現象顯著減少。

水庫滲漏之可能性亦緊密地依賴於鄰近河谷谷底之相對高度。如果鄰近河谷谷底之高程低於水庫回水水位之高程,或是低於預計的水位,而且有裂隙的岩石又向鄰近的河谷傾斜,那麼水就會向那里滲漏。

研究河谷網的發育時,要重構無論是被抬高了或是埋藏的古代河谷的位置。為淤積物所充填和被現代河谷所切割的古代河谷,可能成為向鄰近河谷滲漏的最好通道。大的沖溝和坳溝也可能是水大量流失的地方,因此必須研究這些沖溝和坳溝,確定它們的大小、傾斜度和方向。在研究分水嶺時,應該確定它們的相對高度、寬度、分水嶺表面的特征和喀斯特地形之有無(許多河流在變律(режим)方面之互相關聯,正是由於有喀斯特地形之故)。水庫應當設計在兩條河流匯合處以下的地方,但不能使水庫隣倚河曲。

如果分水嶺或河曲頸很窄，那就可能发生劇烈的滲漏，而且甚至还由于水的压力而发生潰决。

在解决水庫区之淹沒与潜水回升这两个問題时，主要的是要研究將被淹沒的河谷的形态和形态測量。淹沒面积的形态与范围决定于回水位的高度、河谷的形态、河谷的寬度、河岸的高度和縱剖面。由于水庫也能使潜水上升，这就会大大地引起水庫鄰近地区的沼泽化。在水庫的边岸地带，应当划出两种地区：一种是地形上最低窪的地区，那里可能发生最大的潜水回升；另一种是当潜水面上升时能在地表面引起或促进各种不利的自然地理过程的地区。

在地貌調查的提綱中，应当列入水庫的淤积問題，水庫淤积面是河流上段的人工侵蝕基面。由于水流速度降低，这里就堆积了松散物質。水庫被填塞的速度視河流縱剖面的陡峻程度、組成河岸的岩石成分以及將在水庫边岸带发生的自然地理过程的强度而定。要研究水庫的边岸，确定將來供給水庫以固体沉积物的来源——冲溝，地滑、崩塌及谷坡强烈片蝕区。

要研究水庫边岸的变化过程，以便确定边岸的稳固性和拟定巩固边岸以防止侵蝕的实际措施。边岸的稳固性决定于一系列的条件——地質的、水文地質的、地形的、气候的，而且也依赖于未来水庫的規模大小和水文特征等。为了要闡明边岸变化的特性和規模，必須研究水位的波动对谷坡的影响，因为这种波动能够成为发生崩塌、地滑、溶流(оплывина)等的有利条件；必須研究洪水时能造成强烈侵蝕的水流以及能够强烈破坏迎风边岸的风浪。边岸被冲坏的程度也和它的陡峻度有关(特别是由松软岩石組成的陡岸，就更容易被冲坏)。必須作出水庫区淹沒后边岸改造的預測图，并在該图上指出边岸改造的輪廓、边岸的发生类型和形态类型、能使边岸遭到破坏的各种因素、边岸將会发生劇烈改造的段落。这种預測图有助于确定城市和民用建筑区的隔离带，能帮助調查者把自

己的注意力放在研究在經濟方面有重要意义的边岸区。

堤坝 应当研究下列的对象：河谷的狭窄地段，因为在那里堤坝可以建得較短（最利于建筑堤坝的是后成谷和先成谷，那里通常是流速較大，河成冲积层較薄和基岩比較接近地面的地方）；河谷中有基岩阶地的地段（基岩阶地可以用来作为沉重的水泥堤坝的基础）；地滑現象（因为它能使堤坝不稳固）；喀斯特、古代河谷和古代河床（因为它们能成为基础下部和堤坝周圍滲漏的道路）。地貌学家要指出沿堤坝軸綫布置鉆孔和通过河谷作补充剖面的最适宜的位置。

渠道 要对以下三点作出評价：（1）从总的方面說来，該地形对开凿渠道是否适宜；（2）是不是有发生水滲漏的可能；（3）渠道壁面的稳固程度怎样。地貌学家要对未来渠道路綫的地形（傾斜度，高度的变动，順路的河谷——попутные долины）作出总的評述，而且要确定是不是会由于多孔隙岩石的体积收縮以及喀斯特和地滑作用（地滑作用对沿谷坡伸延的渠道最不利）有使溝渠沿綫发生沉陷和裂隙的可能。

港口 在選擇港口区和研究各种不利現象对港內建筑的影响时，应当把发生在陸地上的和发生在海中的各种过程的研究都列入到地貌調查的提綱中。应当考虑的有：海岸类型、海岸的形态及其对地質構造的关系（具有港湾的橫岸最适宜）；港口和隣近各河口的相对位置（有許多河流能帶出大量碎屑物質，不断地堵塞港口內部）；波浪、海流和风的影响（它們也能破坏海岸和使港口堵塞）；海岸的升降及其速度（海岸的上升能使港口变淺，以致要进行濬深底部的工程；而海岸的沉降則招致港口的淹沒）。

在勘察个别工程建筑場所时（防波堤、防浪坝、碼頭），地貌学家应在自己專業范围之內闡明建筑物基础的稳固程度，击浪对海岸及各建筑物的机械作用等問題。作出由于海中的人工建筑物所引起的冲积物沿海岸移动的預測图，这是工作中特別重要的一个

部分(見第 10 章)。

4. 鐵路和公路的路綫勘察

在拟定新的路綫时,在确定路基、桥梁、隧道的位置时以及在找寻建筑材料之时,都要进行地貌調查。在道路使用期間,为了研究道路及道路建筑物的变形和损坏情况,也时常必須要进行地貌調查。

从地貌調查所得到的材料,可以最有效地被用来选择最适合的、使路基和人工建筑物的稳固程度得到保証的路綫,可以被用来保証建筑道路所需建筑材料的供应問題。

在設計路綫时,要研究地物方面的障碍(河、湖、沼泽)和高度方面的障碍(山脉),要研究地方的平均傾斜度、坡地的橫向傾斜度(поперечные уклоны)、一公里內高程的变动和各种自然地理作用对于道路的危害程度。

最适宜作为道路路綫的是河谷。河谷中坡度通常較小且比較均匀,水的供应也比較簡單。河谷中最宜作为路綫的地方是第一級或第二級河漫灘上部阶地,因为在这兩級阶地上沒有洪水泛濫的危險,沒有需要回避的弓形湖和沼泽。至于較高的古代河流阶地,則常常被乾谷所侵蝕和割切。在山谷地区拟定路綫时,要确定出发生岩屑堆、山崩或雪崩的地区。

当拟定的路綫上升至分水岭时,則应研究主要河谷的支流、它的緩坡;而当路綫切过冲溝上游区时,还要研究路綫伸直的条件。在寬广的分水岭上和狹窄的分水岭上,拟定路綫时的地貌条件是各不相同的。寬广的分水岭往往是古代均夷面,其特征为高度变动不大,山鞍不深,表面有松軟的冲积层。这就能在該地修筑長而直的道路,不需要大量填方。

在分水岭区,除了一般的地形条件外,还应研究分水岭沼泽、喀斯特現象、沉陷和地脹(пучина)等。在狹窄的分水岭上,道路

是沿分水岭高地的兩坡修筑的，且常常切过河谷的上游。具有特別重要意义的是强烈发生着的剝蝕作用（崩塌、岩屑堆的形成、雪崩）。

在選擇造桥地点时，地貌調查工作的对象是沿岸坡的形态（它决定着引桥的类型）和谷坡的基岩地形（它是桥墩的基础）。当建筑拱形桥时，河谷的兩側將承受強大的压力——橫压力，这种压力能造成谷坡一部分的平移断裂。必須研究冲溝形成的过程、地滑作用和溶流作用，因为它们會减弱谷坡在水平方向的穩固程度。在選擇承受垂直压力的河間桥墩的地点时，重要的是估算沉积物表面的穩固性和研究那些主要是沿垂直綫方向发生作用的現象（潜蝕、喀斯特、热力喀斯特等）。

在選擇隧道地点时所进行的地貌調查，对于估計隧道口的建筑条件和查明有沒有喀斯特化岩石最有帮助。

进行各种道路勘察时，沿路綫所作的大部分地質-地貌調查都在于研究各种与以下各点有关的自然地理过程：与地表水流有关的冲溝和泥石流、与重力有关的地滑塌、雪崩和山崩、与地下水有关的喀斯特和潜蝕現象、与季节性冰冻有关的地脹和路面冰丘、与风有关的吹积和吹蝕等。研究了这些过程的現代自然地理条件和这些过程产生的原因后，就能預測它們进一步的发展和确定它們对于铁路或公路工程的作用。

苏联大部分地区的道路設計者應該經常預防冲溝的发育，因为冲溝会使一个地方无法通行，增加道路的建筑成本和管理費用。在研究沿路的冲溝时，应当闡明冲溝系的分布对于被設計的路綫的关系，冲溝的形态測量和增長情况（这是为了記述冲溝形成的过程，进行工程建筑方面的計算和預測冲溝的形成）（見第5章）。防止冲溝的各种措施應該首先在于使它不受流水的作用（如綠化被冲蝕的谷坡和建筑一切能改变溝底部分坡度的工程建筑）。

由于冲溝区的地形变化迅速，因此对冲溝的調查工作應該在

冲溝加固工程开始前的一年期内进行。

在山坡地带，常常发生泥石流。它对于道路来说是很危险的，因为它是突然发生的，而且有很大的破坏力（見第5章）。为了防止路基受泥石流的侵害，要在河谷上游种植森林和草类，建筑石坝和攔坝。

在河谷谷坡一带，也就是常常敷設道路的地方，地滑现象发展得特别强烈。研究地滑现象时，重要的是闡明地滑的形态，地滑作用的动态，地滑移动的軸綫及其与路基的关系和地滑的年齡等（見第4章）。野外收集的关于地滑的資料，可用来估定谷坡和路基坡面的稳固程度，定出防止地滑的工程措施（从地滑坡上攔水和排水的溝、渠、槽和巷道，机械地攔阻地滑体的樁和擋墙）。

山区道路常常会遭受雪崩的襲击。因此必須查明各种能对雪崩发生和变律起影响的各种因素，作出雪崩危险的預測，拟定防止雪崩的措施（巷道、隧道、擋墙、植林、轟击有雪崩危险的地方）；还必须拟出雪崩威胁較小的路綫。

位于永冻地带的道路会受到地脹、地面冰丘、热力喀斯特、土流（солифлюкция）等的影响。研究这些现象时，不仅要估計现有的冻结现象对于道路的危险程度，而且要估計道路筑成后由于土壤中天然热力状况遭到破坏、因而引起冻结现象的可能性（見第14、15章）。

5. 农业調查

地貌調查在这农业調查方面只是綜合地理調查的一部分。在考虑国民經济现在的需要时，地貌調查的目的在于查明国家防护林带的地理条件、解决集体农庄森林带配置問題以及在开凿池塘与蓄水池方面所存在的問題。在解决这些問題时，地形条件和地形形成过程常常起着主导的作用。特别重要的是研究侵蚀过程（見第5章）。

防止侵蝕 研究侵蝕作用有助于正确地配置农业用地，估計某一地区的生产率和拟定最有效的防止侵蝕的措施。这种防止侵蝕的措施，主要不是针对現存的地形侵蝕形态，而是针对侵蝕作用发生的原因——未被調节的逕流。根据侵蝕作用的自然条件的具体結合、侵蝕作用的强度和土地利用的性質，可以采用下述措施：营造防护林帶，开凿水池，应用积雪板，布置緩冲帶（草皮种植帶），开梯田，做專門的溝和埂等。全套防止侵蝕的綜合措施都是为了調节整个聚水区內的逕流。

水池地点的选择 开筑水池是为了保証国营农場和集体农庄的給水，灌溉农作物产量稳定的地区，調节逕流以防止土壤侵蝕，养殖魚类等。选择水池时，必須遵守下列条件：水池应当靠近需水地点，应当开凿在冲溝、坳溝或淺寬溝的上游，比居民点高200—300米的地方；預定开筑水池的水流应有明显的縱剖面（坡度应达0.02），堤坝的边岸高度应达5—7米，應該有不透水的池底；水池以內的水流不应有分支，因为分支会增加水分因蒸发和滲漏所造成的損失，会引起沼泽化；在高于水池的地方，不应有活动的冲溝和滑塌，因为这会促成水池淤塞；水池應該有保証丰富水源的聚水面积和逕流量。为此，必需計算水池所需容量、被設計的水池容量和来自該聚水区的逕流量。

如何应用地貌学以解决农业方面的实际問題，在目前刚刚开始，但是应用地貌学于这一方面，无疑地会对我国国民經济进一步的发展有很大好处。

（韓慕康譯 江美球校）

参考文献

- [1] Арманд Д. Л. Задачи географов в связи с планом переделки природы степей. Вопросы географии, в. 13, 1949.
- [2] Бетехтин А. Г., Домарев В. С. и др. Курс месторождений полезных ископаемых, 1946.

- [3] Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, 1938.
- [4] Инженерно-геологическая съемка при гидроэнергетическом строительстве, 1947.
- [5] Николаев Н. И. Опыт построения классификации физико-географических процессов и явлений, имеющих инженерное значение, Вопросы географии, сб. 4, 1947.
- [6] Около-Кулак Е. И. Инженерная геология, 1948.
- [7] Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 1939.
- [8] Сигов А. И. Значение геоморфологии при поисках золото-платиновых россыпей, Советская геология, № 2, 1948.
- [9] Соболев С. С. Развитие эрозийных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними, т. I, 1948.
- [10] Справочник изыскателя железных дорог, 1948.
- [11] Труды юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рождения В. В. Докучаева, 1949.

IV 地壳年青运动的綜合研究

(原書第20章)

Н. И. 尼古拉耶夫

1. 緒 言

最近,根据 B. A. 奥勃魯切夫院士的建議,从地質学中分出了一个新的部門——新大地構造学,它的任务是研究发生在新第三紀以后的最新的大地構造运动。这种新的运动使地壳形成了新的構造,它在地表起伏的形成中具有很大的意义。

地壳年青运动(新的和現代的)同那种用地質学的一般方法来研究的較古老的运动有着原則上的不同。其所以要把新大地構造学从研究古代运动的大地構造学中划分出来,是因为它研究第四紀(500,000—800,000年)和新第三紀(几百万年)里所发生的运动(第四紀和新第三紀在地質时代表中只不过是微不足道的一段时间),并且它具有特殊的研究方法。

研究近代大地構造,有着巨大的科学和实际的意义。闡明年青运动发生的規律性,能够帮助我们解决一系列与以下这些問題有关的問題:在原生矿床和冲积矿床中寻找有用矿物的問題,給水問題,疏引矿泉的問題,地下水和潜水的形成問題以及水文地質和工程地質問題。研究新大地構造对于大地測量学家、地球物理学家、天文学家的工作是很重要的,因为这些專家在自己的研究工作中时常要注意精确到十分之一毫米的地壳变形。

在解决各种專門問題的时候,地貌学、水文学、生物地理学、历史学、考古学、人类学都需要注意关于新大地構造学的資料。各种景

观的发生和发展同地壳新运动的历史、表现形态和强度有很密切的关系。在最近,新大地构造学引起了各門專家的极大兴趣,尽管他們在研究这門科学的时候所应用的方法并不相同。研究者对于地壳年青大地构造运动的性質、方向和特征方面的意見,以及关于它們形成过程的意見,常常是相互矛盾的。統一的方法还没有确立起来。現有的方法也是非常多样化的,因此需要在每个个别場合分別地加以应用,因为在应用各种方法的时候,所得到的最終效果的价值和質量会有很大的出入。这些方法可以分为两类:

i) 仪器探测法——这种方法能够精确地用数量来表现出大地构造运动,但它們只能看到人們眼前所发生的現代运动。

ii) 历史-地質-地貌法——这种方法主要是能够对这种运动的特征作出本質的說明,但只能相对的对这种运动作出量的估計。采用这种方法是为了闡明不久以前在历史上地質上所产生的地壳运动和地壳变形。

仪器探测法

这种方法的特征只有在長期駐紮下来的时候才能加以应用,并且还須長期地累积实际資料。因此,为了利用这些資料来解决研究地区的新大地构造問題,必須預先熟悉現有的資料,調查这里有没有地球物理站、天文台及水文測驗站,并了解它們研究工作的性質。測驗站和天文台所进行的大部分的观察,需要用專門的数学方法来整理。

2. 地球物理法

为了解决現代地壳运动的問題,在苏联广泛地应用了一套同时也被用来达到自己的直接目的(研究自然电場的变化,磁場要素的变化,岩石彈性变化等)的方法。此外,还采用了專門的重力測量法。但是,这些观察决不是在每个地球物理站上都进行的,它們

的整理需要專門的知識。其中应用較广的要算是用来研究地震的地震学方法，这种方法比較簡便。在 earthquake 台內，为了进行这些观察，采用了各种臥式的和立式的地震仪。

受震程度是現代大地構造运动强度的灵敏标誌之一，受震程度和說明研究区的受震程度的一切資料，对于研究地壳年青运动都有很大的意义。

按悬在两条綫上的水平摆的原理或根据其他原理作成的傾斜仪，能很清楚地測出变形时所形成的地表傾斜，它們的灵敏度是很高的，能够指出相当于百分之一秒弧度的傾斜变化。

把通过傾斜仪測定出来的地壳运动記錄下来的工作是很复杂的而且是由各个要素所組成的变动的一种綜合，因此，为了确定大地構造运动，首先須要將这种紀錄分解成各个要素。这种分析方法已由В. Ф. 邦契科夫斯基(Бончковский)教授在1948年拟訂出来。

3. 天文方法

这种方法能确定經度和緯度的世紀性变化；为此就需要測定空間的点的位置。这种方法可用来檢查魏格納(Вегенер)的大陸漂移假說，同时也用来測定大陸內部个别点的位移。

4. 大地測量法

为了研究現代的地壳运动，常常采用反复的三角測量法和基准綫測量法。研究垂直运动的最精確的方法就是最精密的水准反复測量法。

必須搜集上述这种反复測量的資料并对它們加以仔細的分析。水准点的垂直移动可能与設置水准的土壤的性質(岩石的膨脹，沉陷現象等等)、潛水面及其动力的影响，永久冻层之存在等有关。就地闡明上述这些問題，对于应用大地測量法来确定地壳的現代構造运动，有很大的意义。

5. 水文学方法

这种方法特别广泛地被应用来确定地壳的新运动并对这种运动作出数量上的估計。这些方法是借助于檢潮标 (ФУТШТОК) 或自記檢潮仪 (МОРЕОГРАФ) 在海上及湖上进行測水观察。

分布在沿岸的一切观测点, 最易受到不均衡的垂直的位移, 因而不可能找到多年平均水位沒有变化的水准点。所以在确定由于垂直位移的不均衡性而引起的檢潮标零点变位的时候, 只好利用这个檢潮标的水位升降曲綫。但是, 为了确定構造因素对这种升降的影响, 必須作各种修正(根据大气压、风、降水、蒸发等的变化, 漲潮和落潮, 海面升降运动等所引起的变动), 这些修正通常是借助于复杂的数学計算来确定的。闡明水位原有的升降, 就能确定地壳的垂直运动。

測水观察能够确定湖岸上的不均衡的上升。对于有水流的湖來說, 确定分布在該湖各水流附近的測水站和分布在沿岸其他各地的測水站的年平均水位的差別就已足够了。如果湖的各个岸上发生了不均衡的相对的上升, 則所得到的上述差別將随着時間向一定的方向变化。如果某一点比近湖的水流的点上升得更利害的話, 这种差別就会逐年增加, 反之則减少。

在无水流的湖中有了不均衡运动的时候, 水位將会从剧烈上升的湖岸后退, 而在湖的对岸升高。

对于确定湖岸的現在構造运动來說, 測水观察能够得到更多的精确的資料, 如果这种观察能更加符合下列条件的話(見参考文献[4]):

- i) 測水观察至少應該包括 25 年以內的全部观察資料;
- ii) 观测点必須不少于湖的沿岸的两个地点, 一个地点在水流的橫坎附近 (порог стока), 另一个地点在离水流較远的地方。如果該湖沒有地表逕流, 那么測水地点應該布置在湖岸上升最大

或最小地方。

iii) 水流本身應該是大的：在垂直于湖水平衡軸的方向所布置的比較点，它們之間的距离，不应少于 25 公里。

所謂湖水平衡軸就是把水流的橫坎跟湖对岸的那个既观察不到岸綫的上升运动、也观察不到下降运动的部分彼此联結起来的一条想象的綫。

搜集所有上述与气象因素、漲潮和落湖运动、海面升降运动、水位标設置点的特征等有关的資料，对于整理据以确定地壳現代升降的水文觀測資料是有很大意义的。

历史-地質-地貌法

6. 山 勢 法

假使有地形图的話，那只須制一張主要地方的侵蝕基准深度图，并將此图与地質和地貌資料对比，就能够发现地壳的新运动。这种图的作法如下（見参考文献 [19]）：根据地形图分別在許多不同的点上計算出分水岭高出河流平水期水面的高度；这些点不应远距河流 15—20 公里以上，全部地区應該均匀地布置着这种点。計算的結果就繪在图上，然后用等值綫的方法加以綜合；根据一定的比色把已得到的面积（即梯級地形）涂上彩色。这样一来，从各地区在河谷深度方面所显出的显著差异中，就可以看出新大地構造的变动情况。基岩的岩石組成，在具有厚大的第四紀堆积物复盖层的情况下，是不会影响剝蚀作用的深度的，因为这种深度取决于地質发展的历史。

7. 測海（底）深的方法

这种方法在于应用反复測量一地区深度的方法来研究海底的地壳运动。这种方法会有一些的誤差，誤差程度决定于因波浪而产生的、确定深度时的困难以及測量用的繩或鋼繩的弯曲（傾斜）

度。深度愈大，弯曲(傾斜)也愈大。根据海洋与海岸地質資料，并将各种外力因素的作用考虑在內而作出的海底底面形态的分析(据海底深度)，可以得出新大地構造究竟在海底地形形成中起什么作用的这一有价值的結論(見第 8 节)。

8. 地貌法

新大地構造学的基本的和应用最广的方法是地質-地貌法。它們常常綜合起来应用，因为沉积物和地形祇有从它們的相互联系上看，才可能了解。描述的方法參看第 2—16、21、22 章；这里我們只列举这样一些与本題有关材料，即分析它們就能够帮助我們去发现地壳年青运动的某些材料。

i) **海底地形的研究** 这种研究要采用綜合的方法：其中包括“測海(底)深法”(見第 7 节)、新的地球物理法(自动回声測深仪等)以及海底地質的研究。不仅要研究海底的地形，而且也要研究海底的地質構造，这样才能获得关于在海底观察到的独特的地形发生过程的概念以及关于年青运动的作用的概念。

ii) **海岸地形的研究** 这种研究能得出关于水位变化方向的結論，也就能够确定是否发生了海岸綫的上升运动或下降运动。

通常都把以下这些現象看作是海岸綫上升的标誌：古老的岸綫和阶地(追溯沿海岸的阶地可以指出地壳个别地区移动的相对强度)、冲积地帶的扩大，沙洲、砂嘴、沿岸沼泽化草甸(лаида)的存在等等。这些标誌，只能很謹慎地与其他特征(如：三角洲的增長，升起的珊瑚礁)綜合在一起而加以利用。海岸綫下降的标誌是：三角洲的增長的延緩或停止；溺谷、海湾、三角港、淹沒的海岸阶地、海底谷、大峽谷和淹沒岸的存在。淹沒岸可根据被泥炭所复盖的森林或树樁、没入水底的古土壤层，以及根据海底的石冰和永冻层找出。

大多数海湾型海岸(如溺谷型、鹹海型、峽湾型海岸等)都能說

明这里曾經发生过下降运动，假使它們和現代运动沒有直接的关系，就可証明不久前曾发生过运动或說明海岸的发展趋向。

但是在这些标誌之中，很多都有双重的解釋(見第 10 章)。

iii) **河谷的研究** 可以从河谷的研究中得到关于大陸內部新構造运动的主要材料；其中最重要的是对河流阶地的观察(見第 5 章)。

埋藏阶地可以作为下降的証明；侵蝕和侵蝕-堆积的阶地則可以作为上升的証明。阶地常常会被一些次生的过程完全破坏掉，仅留下了外緣地段，它們可以指明古代冲刷时的原有水位；它們同样能作为年青运动的可靠标誌。

根据阶地的縱剖面以及河底現代的縱剖面，可以断定这种年青运动的发生。剖面的高度和曲折的变化，再加上其他資料，能够作为曾經发生構造运动的証明(見参考文献[22])。

iv) **水文网的研究** 研究水文网的历史，可以帮助我們发现地壳新运动的跡象。我們常常可根据形态上表現得非常清晰的河流劫夺現象的有无，而判断出地壳新运动是否存在。已成的均匀的水文网，可能具有不均匀的形态，这不仅是由于新大地構造的影响，而且也可能由于其他原因(如冰川作用，火山作用等)的影响。

v) **山地和平原地形的研究** 因为所有現代地形的基本特征都是由于構造运动和剝蝕过程这两个基本的地形形成因素的交互作用而产生的，所以对第一种因素所起作用的估价，就能解决是否會有新大地構造运动出現的問題，例如，多层地形(многоярусный рельеф)的存在就是曾經发生地壳运动的証明。对地形的分析可以帮助我們去作出关于新运动速度、它的繼續性、永恒性和方向等的結論(參看参考文献[5]、[11]和[15])。

9. 地質法

这种方法常和地貌法同时并用，它是一种基本的方法。

i) **对近代沉积物的相变研究** 研究近代沉积物（主要是大陸沉积物）的相变，研究气候因素对这种堆积物的影响并且对这些沉积物加以分析，就能够說明是否曾有新大地構造运动出現。必須把沉积类型与堆积区地形精确地联系起来。大陸堆积物的各种类型主要和外力地質作用有关；由于这些作用的出現，就产生了一定的地形。因此不应当只研究沉积物，而且还必須去研究与它們相关的地形。

ii) **古地理图法** 这是应用很广的方法，这方法是把各順序时代的古地理图拿来加以对比（应考虑到相在空間的分布）并对比海岸綫的輪廓。根据对这些地图的分析結果，就可回溯升降运动循序漸进的过程。在研究近代的（主要是大陸的）堆积物时，为了順利的应用这个方法，必須善于划分各种成因类型，闡明它們的組合以及气候因素对它們形成的影响。

iii) **闡明大地構造的关係** 这种方法的应用范围是非常有限的，因为能够凭露头来确定两层近代沉积在大地構造上的相互关系的場合（主要是在堆积作用区）比較少。这种相互关系常常是以地貌方法为基础来加以确定的（在剝蝕作用区）。

iv) **研究近代堆积物在堆积作用區中的厚度** 这种研究方法如能謹慎地采用，是能够提供很多的成果的。必須注意到堆积物的成因类型，注意到埋藏在沉积物下面的地形的特征和成因，注意到堆积作用帶对于剝蝕作用帶的作用等等。在剝蝕作用方面，这种方法多用来确定剝蝕作用过程表现的深度。例如，根据下切侵蝕的量和地形的地层測定，就可以确定出上升的量。

10. 历史考古法

分析地名是一种为大家所广泛采用的方法，因为地名时常能說明自然条件的特征。这些条件以后的变化使得自然环境和地名发生了出入。这些出入就可作为各种古地理、古气候和大地構造

結論的根据。

在不久前出現的構造运动，可从当地居民那里打听到。把相隔数十年的同一地区地图拿来加以对照的方法，如果应用得很得当，是会提供良好的效果的。有关新大地構造方面的可靠材料从考古的資料中也可以找出。

分析各种历史材料、古典作家們的著作、航海家和地理学家的筆記等，都能获得很多有价值的东西。

11. 生物地理法

地表上的各种变化——如海岸綫的变迁和气候的变化等都反映在生物的分布史中。研究生物的分布常常能确定許多不了解的事实(动植物的断續分布区等)，为了說明这些事实，必須重構大陸的輪廓，描述它們的联系，推測海峽是否曾經在現在已不存在的地方出現过等等。分析古地理图并把它們拿来彼此加以比較，能得出关于新运动的結論。

除植物和动物地理学外(見参考文献[7]和[1])，人类地理学上的事实，也能解决类似的問題。

綜合方法及其应用

12. 綜合方法

上述任何一个方法，如果单独地加以应用，并不能得到可靠的結果。始終一貫地使用一个方法，往往会与使用別的方法所得出的結果相矛盾。因此在解决关于新运动問題的时候，必須采用綜合方法(見参考文献[15])

現在已充分証明了年青構造运动和地壳各种構造以及和大地構造的因素具有密切的关系。年青运动的类型，它們的性質、振幅和一切特征都决定于大地構造。大地構造不仅常常决定着运动的

方向，而且还决定各种运动类型在空間上的相互关系。所有这些都要求在研究年青运动的时候，应该按照地質構造的因素來說明它們的特征。

为了了解一个区域的新大地構造，除以各种方法确定新运动以外，必須熟悉一个区域的一般的大地構造，查明它的发展趋向，把它拿来和新运动的性質加以对比，只有这样，才能得出新大地構造的結論。

13. 新大地構造在苏联領土上所表現的区域特征

分析了大量实际材料，就能作出苏联領土上年青运动的分布图(見“苏联第四紀資料”論文集，第二集，Н. И. 尼古拉耶夫的論文附图。苏联科学院，1950年版)。各种区域的划分不仅应当根据構造运动表現的狀況和强度，而且也应根据往往与古代的大地構造因素紧密关联的構造結構的特殊性。

在新大地構造的表現方面，苏联境內的情况不是完全一样的。令人注意的是各种山区跟正向構造运动占优势的各区域的联系以及前者和振幅不大反負向的構造运动的区域的联系。对于每个区域來說，因为自然特征的不同和研究程度的不同，采用的綜合法也应该有所不同。

(潘德揚譯 韓慕康校)

参考文献

- [1] Берг П. С. Климат и жизнь, 1947.
- [2] Бончковский В. Ф. Метод измерения наклонов земной поверхности и некоторые результаты этих измерений. Труды совещания по методам изучения движения и деформации земной коры, 1948.
- [3] Его же. Землетрясения, их причины и методы борьбы с их вредными последствиями, 1949.

- [4] Его же. Наклоны земной поверхности. Тр. Сейсмол. Ин-та АН СССР, № 99, 1940.
- [5] Варсанофьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или поверхностей «выравнивания» на Северном урале. Землеведение, т. 2, 1948.
- [6] Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Гос. Гидрол. Ин. Труды Онежской научной экспедиции, ч. 3. в. 2, 1931.
- [7] Вульф Е. В. Историческая география растений. История флор земного шара, 1944.
- [8] Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза, 1949.
- [9] Его же. О новой карте сейсмического районирования территории СССР, Труды геофизич. Ин., № 1, 1948.
- [10] Линдберг Г. У. Биогеографический метод познания четвертичного периода. Изв. АН СССР, сер. биол., № 5, 1948.
- [11] Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии, 1948.
- [12] Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2, 1950.
- [13] Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. сов. геол., № 16, 1947.
- [14] Его же. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. т. 8, № 2, 1947.
- [15] Его же. Новейшая тектоника СССР, ч. I, II, Труды четвертичн Ком., т. 8, 1949.
- [16] Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов Сибири. Юбил. сборн., посв. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, АН СССР, 1947.
- [17] Его же. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 5, 1948.
- [18] Саваренский Е. Ф. и Кирос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 1949.
- [19] Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории

Европейской части СССР и борьба с ними, т. I, 1948.

- [20] Труды советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода (Доклады на первом пленуме комиссии по эпейрогеническим движениям), вып. 4, 1939.
- [21] Труды совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры, 1948.
- [22] Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. Всес. Геогр. О-ва, т. 72, в. 6, 1940.
- [23] Щеглов В. П. Мировое определение долгот, как метода изучения движений материков. Тр. совещан. по методам изучения движений и деформаций земной коры, 1948.

V 风化过程的研究

(原書第 2 章)

Н. И. 尼古拉耶夫

风化作用是一个在地壳表层的改造方面具有很大意义的地质过程。土壤和各种有用矿物的形成都与它有关；风化作用与剝蚀过程一样，同是各种地形形成的重要因素。在农业、建筑工程及工程地质方面，都应该重视风化作用。

1. 风化过程的本质

目前还没有对风化过程作出统一的理解。在各种专门文献和教科书中，关于风化作用有着各种各样的定义。风化过程就是大陆表面的岩石物质在各种风化营力的作用下发生变化而且甚至是完全重建的过程。风化作用的营力是多种多样的；其中主要的有：a)随地方纬度而改变的太阳辐射；b)大气圈的组成部分——氧、氮及空气中的碳酸；c)大气水及潜水；d)有机体。

风化过程的性质既取决于上述各因素的相互作用，也取决于它们在空间上的地带性变化和時間上的变化。此外，岩石的产状、岩性成分、岩石结构和構造上的特点等也起着很大的作用。

风化作用可以根据风化营力的作用而分为以下几种类型：

I) **物理风化**——即岩石简单和机械地分解为各种不同大小的碎块的作用。它主要是由于温度的激烈改变引起的。第一由于温度激烈改变，岩石表层体积就会迅速改变，从而造成岩石的分裂；第二由于温度的激烈改变，岩石裂缝中的水就会发生冻结，从而使岩石因为体积的增大而沿着岩缝裂开；第三由于温度的激烈

改变，岩石裂縫里溶液中所含的鹽分（特别是吸附水里所含的鹽类）就会发生結晶，从而使鹽分的体积增大，并且象水的冻结一样，发生破裂作用。在这种情况下，岩石破坏的强度决定于岩石的結構、矿物的成分、岩石和單个矿物的顏色、岩石的热容量和导热力等。

II) 化学(或物理-化学)风化 当此种作用进行时，岩石物质会发生深刻的改变，甚至于发生完全的重建。其主要营力是水和空气；最主要的化学反应是溶解、化合反应、分解与代換、氧化与水化。

III) 有机风化 所謂有机风化，也就是各种动植物有机体对岩石所发生的作用。这种作用可能表现为岩石的机械破坏(植物的根、钻行动物与掘土动物)，也可能表现为岩石的化学变化(分离出来的有机酸、碳酸及有机体分解时所产生的其他酸类的作用)。

把风化过程分为几种类型，这完全是带有条件的，因为这些过程都是一起出现的；在任何某一种类型的风化过程中都能或多或少地看到整个风化过程的总体。风化作用能使岩石发生变化并且产生新的生成物——殘积层和风化壳。

风化壳是在沒有剝蝕过程参加下，由于风化作用的影响而形成的复杂的岩层。风化壳由一系列沿垂直方向互相更迭的层次所構成。其中，每一层又由特殊的岩石殘积层所組成。人們常常把殘积层的概念跟风化壳的概念等同起来，但后者是一个复杂的殘积层剖面，它常常包括好几种殘积层。风化壳和未受风化作用的元岩不同之处就在于它有另一种顏色(褐色，紅色)，有較松散的結構，而且它的化学成分也起了变化。

在長期的风化作用下，风化壳的厚度能够达到几十公尺。这种风化作用叫做**深成风化** (глубинное выветривание) 或**世紀性的风化**(参看参考文献 [5], [6], [7])。对表层风化的营力必須补充几个特殊的条件：例如，地表地带所固有的溫度的剧烈变化会

随着深度的增加而逐渐减小，同时压力也开始发挥作用。有机残骸的影响比较微不足道。潜水 (грунтовая вода) 能成为深成风化作用的主要营力之一；土中的空气 (грунтовый воздух) 也同样起着一定的作用。深成风化作用很少与气候条件有关，因为随着深度的增加，气候因素的影响趋于微弱，而地质条件(岩石的成分、裂隙等)的作用则大为加大。在这种情况下气候只能间接发生作用，因为它能影响到潜水的水平、成分和温度。

在遭受风化过程的岩石圈的范围內，可以分出一些与潜水的流动特点以及和岩石本身的性质(松散的，多裂隙的)有密切关系的垂直带：渗透带或通气带 (зона аэрации)；潜水流带(在这里，所有孔隙中都充满了水)；滞留水带 (зона застойных вод)。在每一带中所发生的过程是各不相同的(图 1)。

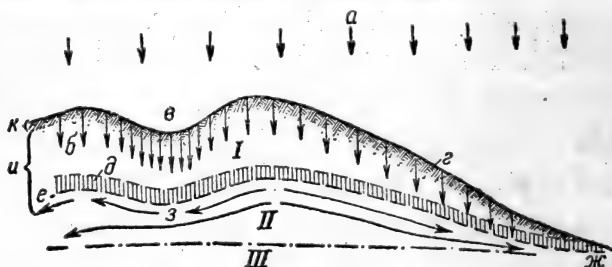


图 1 风化作用的垂直地带性

I—通气带；II—潜水流带；III—滞留水带。a—大气降水；b—通气带中的渗透水；в—在低处由于流水的影响渗透量增加；z—土壤水层带；d—毛细管水层；e、ж—潜水面；з—箭头——表明潜水的流向；u—深成风化带(厚度很大)；к—土壤风化带(厚度不大)。

在所形成的风化壳中，可以根据岩石分解的程度而分为下列几层：

土壤层 这是在动植物有机体作用下，即在生物圈或“生物过程”(биотический)(威廉斯)影响下所生成的风化产物(见第23章)。在风化壳发育不显著的地方，当它的厚度为几厘米到1—2米

时，其整个残积层全部处于成土过程的影响之下。因此对于这些地区来说，风化壳的概念与土壤层的概念是相同的，有时甚至与残积层的概念也是相同的。

风化壳的基层 这是风化壳最下的部分，形状为向下尖灭的袋状或脉状。这积基层通常生在带有裂隙的岩层之中，它的特点是母岩的分解程度和化石状的风化壳有所不同，这种分解常常比风化壳上层微弱得多。而且风化壳基层常从风化壳中保存下来，并保留在斜坡上(参看图 2)。

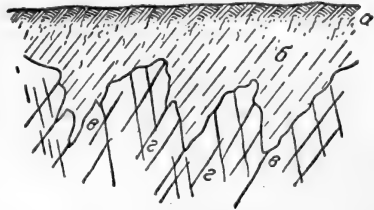


图 2 风化壳结构的图示

a—土壤层； б—风化壳；
в—风化壳基层； г—岩石的裂隙。

2. 研究的任务

应当研究: i) 各种风化营力对于岩石的作用; ii) 风化过程的结果——残积层和风化壳; iii) 由各种剥蚀过程所引起的作为风化产物的矿物的移动、形态及其特征; iv) 在矿物移动时所形成的既与岩石特性有关也和风化过程及剥蚀过程的性质有关的各种特殊地形; v) 在不同的气候带和不同的自然地理环境中，风化过程对于剥蚀过程所起作用与意义; vi) 风化过程的强度和速度; vii) 上列各因素在有用矿物形成中的意义; viii) 风化过程对于建筑工程的意义。

3. 小气候的研究

气候条件能够影响到风化过程的性质和特征; 因此必须研究昼夜温度变化、湿度、降雨量、降雨时间、降雨方式、冻结期及解冻期方面所反映出来的气候类型。

如果被研究的地区没有气象站，或者气象站离工作地点很远，

或者气象站設立在其他自然地理区，那么我們應該自己来进行全部的观察(見第 24 章)。

观测一晝夜和全年各季的热量与溫度分布状况，是极其重要的。对小气候进行了研究以后，我們就可以划分出物理风化和化学风化占优势的地区。

观察时，要指出岩性不同的各种岩石的变热程度、顏色的影响(色深的岩石比色淺的岩石变热得强些)、岩石表面的結構和性質等。下列这些因素都有利于风化作用之进行：(1)岩石的組成成分不同(当岩石由各种不同顏色和成分的矿物組成时)；(2)組成岩石的顆粒很粗；(3)膠結物中含有石灰或者矿物成分中含有鈣質；(4)岩石內部的裂隙、孔隙和洞窟很多；(5)露出的岩石的表面不平；岩层傾斜度很大。

朝南的山坡以及冷的或乾燥的气候条件都比較有利于物理风化作用的进行；朝北的山坡和溫暖而潮湿的气候則比較有利于化学和有机风化作用的进行。

要精确地确定岩石表面的溫度是相当困难的。各种溫度的数值可能因观测方法之不同而不同；如果把溫度計放在岩石面上，那末所得到的是大气最低层的气溫，而不是岩石表面与空間交界处的溫度；溫度計本身的構造特征也会影响所得的数值。如果用薄薄的一层岩石把溫度計盖住的話，那么所得到的將是最上层岩石的溫度；在白天用这种方法所測出的溫度要比岩石表面的溫度低。另一种測定方法是把溫度計上的玻璃球一半放入岩层中。应当把測定的方法精确地記錄下来。

与此同时，还应当用普通吊索溫度計(термометр-праца)測出人体高度处的气溫(見本卷第 24 章及第一卷第 16 章)。

在有可能进行長期观测时，必須研究：1)季节性冻结、冻结的深度、解冻時間以及它們对风化过程的影响；2)岩石潮湿及过潮湿的現象；3)它們与季节、永久冻结和微地形等的关系。

4. 岩屑堆(россыпи)及岩屑錐(оссыпи)

在物理风化过程的影响下, 会形成大量的碎屑物質。要描述这种碎屑物質的性質、特征及其移动方式——在平面上的岩屑堆和在斜坡上的岩屑錐(关于泥石流及其他永久冻结区和冰川边缘气候区的碎屑物質移动形态, 請參看第 24 章和第 25 章)。

要指出碎屑物質聚集的形态: 它們是否具有不規則的形态(岩屑堆、石海、石田), 它們是沿斜坡伸沿而形成狹帶(石河)呢, 还是沿斜坡形成規則的錐形(岩屑錐); 它們是單个地出現还是成群地出現, 它們是否相互連結而形成复盖斜坡基部的岩屑錐裙。对于上述这些生成物必須精确地繪出图案作出素描(照象)和描述。

要記載石块、碎石、及組成岩屑堆和岩屑錐的較小的碎屑物質的平均大小; 物質按大小不同而进行的分布; 岩石的岩性組成及碎屑物形态与岩石成分的关系。还要闡明碎屑物的起源, 研究組成基岩斜坡的岩石。

应当闡明岩屑錐(和岩屑堆)的構造。研究它們的层理(即根据其形狀和大小研究碎屑物質垂直剖面的順序性; 在大碎石块中是否掺杂有細小的碎屑物質, 它是否填滿了大碎石块中的空隙; 这里有没有永冻层, 当碎石物質在极平緩的斜坡上移动时, 这种永冻层能起很大作用(見第 14 章及第 15 章); 岩屑堆深处有没有水流, 它們的流量的变化情况怎样。

要指出碎屑物質的堆积同地形(高原, 分水岭、斜坡、谷底等)和斜坡朝向之間的联系。詳細地描述地形形态(地表的傾斜度, 斜坡的曲折等)以及組成这些地形的岩石及其产狀。

闡明碎屑物質移动以及这种移动与下列各种因素的关系: 永久冻结, 重力, 大气降水(雨水、暴雨水、融雪水、风、潜水等)。如果是在冬天进行观察的話, 还应确定复盖着碎屑物質的雪盖的厚度。

根据碎屑物的新鮮程度和它上面的草类、蘚苔、灌木和树木的生長情况来确定岩屑錐和岩屑堆的相对年齡。

5. 风 化 壳

必須詳細研究岩石及其风化产物,包括岩石的矿物成分、結構与構造及其中是否包含有抗力不同的夾层及物体;必須詳細研究产狀要素、裂隙度、接触情况和水文地質情况。

应当研究殘积层的剖面;岩石和矿物破坏过程与改造过程的强度同岩石的埋藏深度、成分和構造等的关系;风化帶中有没有新矿物出現(石膏等);永久冰冻、地方朝向以及它在地形上的位置等因素的影响。

描述岩石所具有的那些易于观察到的物理特征(顏色、硬度和裂隙度)的变化,根据顏色就可以辨别风化岩石,例如岩石风化时会显出褐色、紅色与黄色;硬度在风化时会发生强烈的变化,例如由各种矿物所組成的岩石在分化时就会分裂成为碎石块,而裂隙度常会随着风化作用的发展而增加。

研究风化壳时,要根据上述各点来区分和詳細地描述殘积岩层的层次。用卷尺量出每一层的厚度。要注意岩层变化的底面,例如注意它們是否成为袋狀,殘积层是否逐渐地过渡到未发生变化的岩石等等。

研究保存下来的风化壳的基层时,要指出:它們是否成为袋狀或脉狀,它們怎样向下尖灭,它們与岩层产狀、裂隙度、破坏帶等的关系如何。指出未发生变化的岩石向殘积层过渡的狀況(逐渐的抑或突然的;这种过渡表现在顏色上抑或表现在岩石組成的改变上等等)。

指出风化壳的厚度、組成风化壳的各殘积层的厚度、它們的組成对于岩层剖面的变化、对于各种地貌因素以及对于它們的年齡的关系。

对所有岩层变化的全部情况都必须加以描述，作出素描和照象。对于岩石风化的各个阶段都要收集标本以作为佐証。

6. 有机体的作用

必须注意常常与岩石物理破坏有关的根系的作用。岩石被根所撑裂的现象是很容易发现的。但是要观察有机体对岩石的其他的作用形式则是非常困难的。植被预先决定着上层潜水（верховодка）的强烈垂直循环，这种循环是经常靠蒸腾作用来维持的。大气水的地表逕流的显著减少及其渗透水量的增大也与植被的存在有关。在很多情况下，植被能保护地表和正在形成的风化壳，避免流水的水平冲刷和綫状切割。因此必须研究这些现象并且确定植被的作用。

在风化过程发展中，潜水能起很大的作用。地面层的松散很有利于大气水的进入岩石。蚯蚓及其他掘土动物也能促进地面层的松散。在研究时，还必须指出有机体所引起的上述作用的跡象，如挖掘程度，营道的深度等。

在裸露的岩石上，常常发现有暗色或几乎是黑色的“岩石浮腫”（подтёк），这种现象多半与地衣及綫状藻的分布有关，綫状藻在岩石破碎处常呈綠色。应该查明这种岩石浮腫与潮湿面（雨水逕流）的关系，查明它在微地形因素中的位置（是在侵蚀壁龕中，还是在陡削岩坡的淺凹地上）；确定地衣对岩石表面的作用是以什么方式表现的。

7. 风化过程的地帶性

随着风化营力的改变，风化过程也发生改变。因此研究风化結果在空間分布上的地帶特征就显得很重要（这一点是 B. B. 道庫恰耶夫第一个指出的）。

要对风化过程地帶性的观察提供出方法論的指示是很困难

的, 因为对于这种地带性的观察, 即使連簡單的實驗室也沒有的研究者也能进行。

这里我們只提出一些簡單的指示, 这些指示只能帮助我們泛泛地找出风化作用的地带特征。

i) **在寒冷气候区或者有永冻层的地区** 在这种地区化学风化作用及地球化学过程的作用很弱, 风化壳也不显著。在这里起主要作用的是物理风化, 特别是冰冻风化。这种很弱的化学风化作用的结果是使矿物遭到溶解, 风化壳中的組成物質被冲走而在原来地方則留下了二氧化矽。石河和石洪 (каменный курум) 的形成可作为这类地区的特征, 这些生成物在苏联北部和西伯利亞山区分布很广(見第 15 章)。

ii) **温帶气候区** 在温暖和温湿的气候区里, 化学风化过程起着显著的作用。在这里发生矽酸鋁的分解, 从而形成高岭矿物; 发生碱和碱土流失及部分二氧化矽的流失, 形成了主要由含水的矽鋁酸鹽(高岭石、多水高岭土、鋁英石等)——酸性矽鋁土(сиаллит)和膠岭石类矿物——和矽鋁土所組成的岩石。

在草原地带, 淋溶过程很弱; 化学风化过程受到阻碍; 循环的溶液中含有大量碱和碱土; 风化壳的膠体部分充滿了鈣, 它促进着有机物質的聚集, 因而影响到风化过程。在这里, 风化壳的厚度比寒冷地带为大。

在干旱草原区, 坡积物的形成过程起着很大的作用, 当雨水和融雪水以片蝕方式冲刷风化产物时, 便在斜坡上堆积成这种坡积层。风化产物除了有显露移动之外(为岩屑錐的移动), 有时还可能有“隱蔽的”(与其他作用联系在一起的)移动, 这种“隱蔽的”移动发生在草皮之下。因为随着风化作用的出現, 岩石的散碎度、膠体微粒的数量也跟着增加, 同时它們的移动性也跟着增大。

如果有可能長期駐紮下来并且能有最簡單的化学實驗室的

話，就可以收集有关解决不少很有意义的問題的資料，这些問題是：松散物質的显露和隱蔽的移动过程在怎样的程度上影响坡积层的形成；它們是相互地排斥呢，还是平行地进行；它們之中的每一种移动在各种不同的自然条件下所起的作用如何。

因此，應該对自由的移动和隱蔽的移动进行观察。要注意它們的形貌特征（草皮层的散裂，斜坡的微阶梯狀，“狹徑”的发展（«тропинчатость»），树身的弯曲，葡萄性的根）；确定剖面中移动着的部分，确定各种因素（地勢、斜坡的朝向、潜水水平的下降、岩石的成分和特征等）对它的影响。收集資料以确定移动速度和移动对根系向寬处和深处发展的影响。指出隱蔽的移动向其他形态（滑移 *сплыва*，地滑）的过渡情况（見第4章）。指出被冲刷的和移动的物质如何沿斜坡堆积；它們在各种斜坡部位上（凹处、凸处、斜坡的基部、斜坡的頂部等）的成分和厚度；风化产物如何为小河、大河及临时性水流所搬移。

研究坡积层剖面各部分的成分（基部和頂部），它們与发育在斜坡上的和分水岭上的岩石的关系。这里有没有埋藏土层和田鼠穴（凭土层和田鼠穴的存在就可以証明坡积层堆积过程曾經中斷过）。这里有没有层理，这种层理的特性怎样，以及坡积层跟現代地形和古代埋藏地形的关系。指出向殘积层过渡的情形。

所有的观察都要記錄下来，并用图解和素描来加以說明。此外还应当把那些能反映我們看到有差异的标本收集起来并用这些标本来作为这些記錄的附件。全部观察点都应标明在图上。

iii) 荒漠和半荒漠气候区 在这些地区，化学风化作用显著减弱，代之而起的則是强烈的物理风化作用，同时在遭到破坏的产物中聚集着相当数量的簡單鹽类，主要是碳酸鈣和碳酸鎂。这两种鹽类和其他簡單鹽类不同之处在于它們溶解度較小。在这种地区常常会帶有一层荒漠岩漆。

溫度风化（*температурное выветривание*）作用具有很大的

意义,它能引起一系列的物理过程,例如岩石、矿物及其中所含的气体因受热而发生体积变化;水分的蒸发和凝結;水的体积的变化等。

溫度变化能够引起鹽风化作用(солевое выветривание)。所謂鹽风化作用就是溶解于水中的鹽分在岩石裂隙中由于水的干涸而結晶并且增大了自己的体积,結果就使岩石分解为碎块。由此形成的大量碎屑物質,于是就成为岩屑錐和岩屑堆;細小的粉砂和沙粒級的碎屑物則被风吹走。

在荒漠帶应进行以下这些專門的觀察:

a) **荒漠岩漆** 这些荒漠岩漆出现在那一些岩石上,其发展程度如何;岩石的結構与成分如何影响它的发展;荒漠岩漆的特征(黑色、褐色、有光泽,无光泽、連續的成斑点狀的等等)是否与岩石的顏色和成分有关系;它的分布是否与各个陡崖的岩坡朝向有关;土壤表面的碎石和礫石上是否盖有荒漠漆;它正在哪些岩石上发展着,其发展程度如何;哪些地方沒有这种岩漆。荒漠漆形成在蔭处抑或形成在有太阳光照射的地面上;在鄰近地方是否有水;水是否沿着有荒漠岩漆复盖的岩石流过;荒漠岩漆的厚度。

此外也应当觀察其他风化膜(корка выветривание)(如石灰膜、石膏膜、二氧化矽膜)。鉄錳膜是与荒漠区有关联的,但在潮湿地带也能見到,故在潮湿地带研究这种膜是很有意义的。所有的上述的觀察都必須記述下来,并作素描和采集标本来加以佐証。

b) **岩屑堆(россыпи)** 在干旱气候区,由于风吹的結果,往往在地表上堆积着丰富的碎屑物質。應該研究碎石(礫石)层的厚度,它在空間上的变化,复盖层中以及壤土与砂粒垫层中的碎石(礫石)的成分(对岩屑堆的其他方面的觀察見本章第4节)。

в) **溫度风化作用** 这种风化作用发生在哪些岩石上,是怎样发生的;岩屑堆形成了什么样的外形;有沒有岩石碎裂,岩石上有没有幅射狀裂縫;这种裂隙在各种不同成分和各种不同大

小的石块与碎屑物中的規模；剝皮現象（表皮脫離）——岩石成层地与岩面平面地剝落。各种因素（朝向、岩石成分、湿度、裂隙度等）对剝皮現象的影响。有没有发生鹽风化作用，查明結晶鹽的成分并收集其标本。

在风化作用下，經常会形成独特的地形形态——岩柱、“石偶像”、“石杵石”、搖摆石（качающиеся камни）、石菌等。必須确定上述这些地形形态在其分布方面同一定成分与結構的岩石之相应关系。岩石裂隙及斜坡朝向的影响。风的吹蝕作用和其他侵蝕过程的意义。这些形态都应当描繪下来，或者拍成照片并作詳細的描述。

iv) 亞热带气候区 在这种气候区内，有劇烈的化学风化过程，这种风化过程使母岩发生強烈的分解，并引起二氧化矽的分解，使二氧化矽遭到完全的淋蝕。所有的硫化物（Fe、Mn、Cu. 等）都氧化而成为氧化物；复杂的正鋁酸鹽（ортоалюмосиликат）和偏鋁酸鹽（метоамосиликат）也在某种程度上遭受破坏；鋁酸鹽中的硷金属（K、Na）和硷土金属（Ca、Mg）从殘积层中以可溶性的重碳酸鹽形态流出。一部分 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 也流走了，但是它們大部分（特别是 Al_2O_3 ）仍殘留在风化壳中；鉄和錳成为氫氧化物、水鋁氧和其他矿物。这种类型的殘留风化产物叫做鋁土（аллит），它是风化产物組合中最后的一环。在副热带地区，广泛地发育着磚紅壤和鉄礬土。

8. 古风化壳

当考察者发现显露在剖面中的古风壳时，应当确定其地层位置。为此，也要确定其上部 and 下部沉积物的地質年代（見第17章）。

同时还应当确定这种风化壳的垂直帶。詳細地測量其厚度，确定它的矿物成分；确定它們同那些未遭受风化的岩石的結構和成分的关系，查明岩石产狀要素的意义和岩石的裂隙度。描述风

化壳的基层。通过对风化壳剖面作詳細的矿物和地球化学的研究(这种研究是在室內整理从风化壳各帶收集来的标本时进行的),确定风化壳发展过程及各时期中所发生的各种风化过程的叠置。

重構古风化壳的生活和形成的情况,可以帮助我們了解古风化壳的分布規律以及与之有关的各种有用矿物的分布規律。

9. 风化过程与地形

在风化过程的影响下,不同硬度的岩石有不同的抵抗破坏的能力,因而就发生了选择风化作用。

风化过程与侵蝕过程共同作用于各种不同的岩石时,在不坚硬的岩石上会形成侵蝕壁龕、窪坑、凹溝,而在坚硬的岩石上則会形成石崖、石檻、岩柱、石偶象、崖脊等。

风化过程繼續进行时,便使尖峰变圓,斜坡变緩,并具有了凹形的表面。所以在有各种成分岩石的露头处以及具有各种不同气候条件和各种不同绝对高度的地区,应该观察地形,了解各种风化过程在地形形成中的作用。应该注意小地形形态:蜂巢狀岩、网眼狀岩、侵蝕壁龕、和球狀地面等。

地形本身也影响着风化过程,这种相互联系也是很有意义的考查对象。

(陈靜生譯 韓慕康校)

参考文献

- [1] Берг Л. С. Жизнь и почвообразование на дакембрийских материках. Природа. № 2, 1944.
- [2] Берг Л. С. Почвы и водные осадочные горные. породы. Почвоведение, 1945, № 9—10.
- [3] Библин Ю. А. Основы геологии россыпей. 1938.
- [4] Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1934.
- [5] Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов

- Южного Урала. Изв. АН. сер. Геол. № 1, 1938.
- [6] Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. ч. 1. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. вып. 80, 1946.
- [7] Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. вып. 81, 1947.
- [8] Глинка К. Д. Почвоведение. 1935.
- [9] Глинка К. Д. Исследования в области процессов выветривания. Тр. Об-ва. Ест. отд. минер. 1905.
- [10] Дмитриев Г. А. Сферическая отдельность в осадочных породах Ю. Урала в бассейне рр. Сима и Юрезани. Изв. АН СССР. сер. геол. № 2, 1941.
- [11] Исаченко Б. Л. Растительные организмы пещер, шахт и тому подобных образований. Природа, № 1, 1943.
- [12] Наливкин Д. В. Учение о фациях. 1933.
- [13] Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геологии. вып. 4, 1946.
- [14] Николаев Н. И. О зональности в распространении новейших континентальных отложений. Бюлл. Ком. по изучен. четв. периода. № 10, 1947.
- [15] Обручев В. А. О процессах выветривания и раздувания в Центральной Азии. Зап. Минер. о-ва, 2 серия. ч. 33. 1 Вып., 1895.
- [16] Полюнов Б. Б. Кора выветривания. ч. 1, 1934.
- [17] Полюнов Б. Б. Геохимические ландшафты. Вопросы минерологии, геохимии и пегрографии. Сб. 1946.
- [18] Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. 1940.
- [19] Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналогия в истории земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. вып. 73, 1947.
- [20] Шандер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. Бюлл. ком. по изучен. четверт. периода, № 13, 1948.
- [21] Шведов М. С. Петрография осадочных пород, 1949.

VI 流水作用的研究

(原書第5章)

Н. И. 尼古拉耶夫

1. 緒 言

流水在地形的改变和沉积物的形成方面所起的作用是很大的。通常以侵蝕活动这一术语来概括流水作用。所谓侵蝕活动，主要是指冲刷作用，而河流的沉积过程则被划为一种特殊的作用——淤积作用。

因此，在研究流水的作用时，应分别地观察雨水的冲刷、搬运和沉积的现象。水流的补给、变律和流量等特征一方面能对水流本身的特性发生一定的影响，另一方面又在颇大的程度上受地形和气候的支配。所以，必须阐明冲刷、搬运和沉积作用在不同气候带和不同地形条件下出现时的特征。

在研究流水的活动时，通常都把它分为两种类型：一是片状侵蝕(смыывание или плоскостная эрозия)，在这种情况下，落下的大气降水成细流沿斜坡下流，攫取和带走了细粒物质，降低了坡面(即坡面逕流)；一是线状侵蝕，在这种情形下，水集中为成股的水流，流在河床里，进行线状冲刷，加深自己的河床及床壁(即河床逕流)。正如许多俄国学者(道庫恰耶夫、科斯狄切夫、巴甫洛夫等)早在十九世纪后半纪时就已指出，形成中的地形形态在平原上常常经历着从切溝(промоина)向冲溝(овраг)、坳溝(балка)、以至于河谷的演进发展。

2. 片狀侵蝕 (смывание)

巴甫洛夫曾經指出片狀侵蝕過程的主要特征，他建議把這種侵蝕過程稱為坡積過程。雨水、暴雨水和融雪水所形成的地表逕流，是個別的細流成為股流以後而產生的。股流沒有固定的河床。地表的細粒物質先沿斜坡向下移動，然後成坡積物而堆積下來（參看第 2 章）。

物質沿斜坡移動，通常是向着與河谷的軸相垂直的方向進行的，這種移動是斷續的，並且只在很小的距離內進行。大部分物質是以沿地面滾動的方式移動的，但也有許多細粒物質以懸浮的狀態移動。這種過程在自然界大規模地進行着，它能使最肥沃的上層土壤遭到沖刷和發生移動。

在進行研究時，要確定：沖刷過程在現在和不久以前的地質時期的发展程度；這種過程對本區地形和對組成土壤與底土的地表礦物的分布情況的影響；沖刷過程的分布對本區地形、土被和經濟利用的依賴關係；沖刷強度與谷坡的陡峻程度及長度（它影響着流水流量的大小）間的關係。

要查明谷坡形態對土壤沖刷的影響。最劇烈的沖刷發生在谷坡的上凸部分，而在谷坡凹進的地方則最為微弱。在這裡，代替沖刷作用的是碎屑物質的堆積作用。在平直的谷坡上，發生着越往下越劇烈的沖刷。複雜的谷坡常可分為一系列基本的地形單元。此外還應確定谷坡的朝向對於沖刷和對於移動物質的分布情況的影響。

沖刷量可以借觀察融雪期間融雪水的混濁度和計算聚水區或其部分地區的平均固體流量來加以確定。為了從數量上計算沖刷作用，需要作垂直切過等高綫的水準断面。沿此断面和等高綫布置一個一米寬、25—100 米長的計算區。這時要注意谷坡的形態，布置計算區時應該能夠照顧到谷坡的所有部分。在凹坡處，計算

区之間的距离應該小一些(20—25米);在單一的長的谷坡上,这一距离則可以大一些(50—100米)。可以用測算出区内所有切溝的断面的方法来計算細溝的体积,并以每立方米数作为單位。同时还要注意計算区离开分水岭有多远,地面的坡度及其变化、谷坡的朝向,土被、成土母岩、植被和耕地之有无等等(參看参考文献[41])。

从一系列基本剖面上得来的关于冲刷强度与矿物質堆积的資料,可在冲刷及冲刷产物堆积图上加以綜合。在綜合这些資料时,要利用有等高綫的地形图及土壤图,并注意侵蝕过程发展的总規律(見参考文献[41])。

3. 冲 溝 (овраг)

冲溝可以在各种岩石上形成,只要一个地区具有显著的傾斜和足够数量沿河床流动的雨水。道庫恰耶夫(1877)認為,在冲溝开始形成的方式中,最常見的一种就是沿着細小的紋溝(борозда)或簡單岩石的裂隙进行的冲刷作用。由于这种紋溝遭到冲刷,就形成了切溝(промоина)或細溝(рытвина),它們再加深便形成冲溝。結合偉大的斯大林改造自然計劃来研究草原和森林草原区的冲溝,是一件具有实际意义的工作。

由于冲溝的活动而造成的害处在于它能够毁灭农业用地,破坏建筑物和道路,使雨水、融雪水迅速从田野流入冲溝,从而加强乾旱的不利影响;它能切穿蓄水层并加强地下水的流走,从而使地下水位降低,使乾旱的影响加强;此外由于它能把大量細粒碎屑物質由冲溝“搬”入河内,而使河流变淺。

在叙述冲溝时,应遵循統一的術語。現在把最常用的術語列表1。

研究冲溝时,应搜集下列資料:(1)冲溝是生在河谷和坳溝的頂部,还是生在深谷之内?(2)冲溝有沒有伸展出河谷、坳溝或深

表 1

尼基京 (С. Никитин) (1895)	基曾科夫 (С. Кизеньков) (1902)	科兹敏科 (А. Козменко) (1909—1949)	索鲍列夫 (С. Соболев) (1948)
頂端冲溝 (вершинный овраг)	原生冲溝	終端切溝 (концевая промоина)	原生頂端冲溝
沿岸冲溝 (береговой овраг)		沿岸零蝕溝 (береговой размыв)	原生沿岸冲溝
次生冲溝 (вторичный овраг)	次生冲溝	沿岸受蝕溝 沿岸溝 (береговой ров) 谷底受蝕溝 (донный размыв) 水珠溝 (водоток)	次生谷底冲溝

谷的范围以外,或是仅只在它们的范围以内发展;(3)在那些向着与主要河床的方向相垂直的方向发展的坳溝或河谷的谷坡上有没有冲溝;(4)这里有没有近分水岭的冲溝与切穿坳溝和河谷底部的冲溝;(5)冲溝所切入的岩石的成分与蓄水性;(6)冲刷作用的强弱(根据打听来的资料或对冲刷原因的观察);(7)冲溝-坳溝系统的形态,它们在平面分支上的特征;(8)冲溝的聚水区,它的大小和特点。所有的观察都要记在笔记簿和地图上,并且还作出冲溝的略图,画出冲溝各部分(上游、中游、下游)的横剖面草图。

要了解冲溝的形态并进行形态上的量计。要了解:冲溝形态与地质构造的关系;不同性质的岩石对坡形的影响;致密岩石(石灰岩、砂岩等)夹层的作用;谷坡斜面形态与一定岩性类型的相互关系(斜面的陡峻程度以角度表示)。

要了解:冲溝的纵剖面;有岩埂或梯级状纵剖面存在时应了解冲溝与较坚硬的致密岩石夹层的关系。如果没有这种联系,那末岩埂的存在常常说明这里有不同表现程度的侵蚀轮回现象存在(这种现象能够反应出地壳的升降运动、侵蚀基准面的变化、由于

河流在河谷內的迂迴而引起的谷坡冲刷作用的間断等等)。

要了解: 喀斯特作用与潜蝕作用在冲溝发展中的作用; 研究該地区內的冲溝、乾谷和河谷的主要方向同地質構造 (岩层产狀、岩石中的裂隙系統、断裂变位等) 的关系。

要了解: 冲溝的溝坡及坡斜的发展特性对溝头的发展及冲溝自身增長的依賴关系 (要观察从溝头到冲溝溝口的整段距离); 谷坡底部有沒有岩屑錐 (осыпь) 和崩塌現象, 它們的分布情况以及它們同地質構造及地貌的关系; 地滑在冲溝发展中的作用。

要了解: 冲溝深度、寬度同地方侵蝕基面 (冲溝所通入的坳溝或河谷的底部水平面) 高低的关系以及同谷坡 (冲溝在它上面发展起来的谷坡) 縱剖面形态間的关系 (见图 1)。

要了解: 谷坡的朝向对原生沿岸冲溝形成的影响以及对谷坡和谷底植被茂密程度的影响。朝南和朝西的谷坡, 其切割程度常較北坡和东坡为剧, 所以朝南和朝西的谷坡, 其植被茂密程度較大, 并常常繁殖着森林。

以打听来的資料为根据并通过把平面图和地图拿来彼此进行比较的方法, 闡明所研究的冲溝溝头是否在增長。描述冲溝溝头所由开始的断崖。要了解: 土壤层和草被对冲刷

作用的影响; 它們是否比沒有进行成土作用的谷坡更为稳定; 当春季有融雪水流动时, 岩石的各种冰冻現象 (在断崖处和冲溝底部) 对冲刷作用的影响; 在冲溝的哪些部分可以看到能增大岩

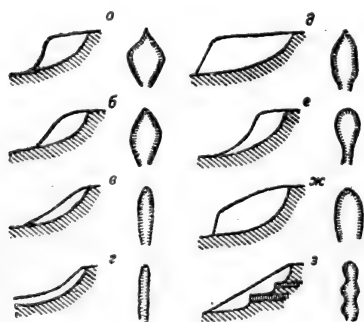


图 1 冲溝的平面形态以及这种形态与谷坡縱剖面的关系

a—菱形; b—蛋形; B—針形;
z—棧形; d—粗棧形; e—棒錐狀的;
x—帶有寬广溝口的; 3—串珠形的。

(根据索鮑列夫的材料)

石对春水冲刷抵抗能力的最大的季节性冰冻；在整条冲沟里，冲沟的边缘是否很明显，其明显的程度如何；冲沟上游的跌水；冲沟底部有没有水蚀井，它的大小如何；有水流流过时会形成瀑布的这些断崖，其底部有没有凹龕或洞穴；垂悬的部分有没有裂隙以及有没有崩塌的迹象（见图2）。

黄土区的冲沟，在沟头断崖顶部的前面，常常有所谓“竖管道”，它距断崖1—3米，是由于水流沿着黄土内的裂隙渗透和逐渐溶蚀裂隙而造成的。常常会出现几乎是垂直状的沟壁，这是黄土区和黄土状岩石区冲沟的特点，这种沟壁下塌后便分散成为几层的坡坎。

应当用各种不同的方法（设置水准点；在长期观察时应对冲沟上端进行有计划的连测；利用打听来的材料等等）来测定冲沟上段的伸长速度。

绘出正在伸长的冲沟的分布图，并将其分为各种类型（见表1）；确定冲沟与一定地形（河漫滩、河漫滩上部陆地、河谷谷坡等）之间的位置关系；绘制冲沟的形状图，并要指出谷坡的特点，冲沟底部的特征以及这里有没有断崖，有没有由流水形成的槽谷以及各种类型的地滑和泉水等等。

4. 荒漠气候区冲沟的形成

i) 在沙质粘土岩石、粘土状岩石和洪积-坡积的粘壤土上发展着一种特殊的地形——粘土喀斯特，这种喀斯特只发生在极端大陆性气候条件下并且生在含2—3%易溶于水之矿物（离散状态

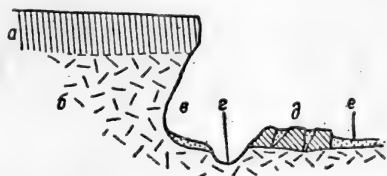


图2 冲沟上端的跌水

a—由根系所巩固的緻密岩石；b—較松的岩石；B—凹龕；z—水蚀井；d—由頂部边缘落下的碎块；e—冲沟冲积物。

的石膏、碳酸鹽)的岩石中。这种地形以垂直的或极陡的水蝕井的形狀表現出来,它再进一步就变成漏斗。这种井为許多不大的、几乎与地表平行的渠道所連結。悬溝也是这类地区常常可以見到的地形。

粘土喀斯特只发育在被破坏了的松軟岩石上(沿着岩层的孔隙,沿着接触綫等等)或者发育在断层角礫岩上和已遭受到风化作用并已剧烈錯动了的多裂隙地区。粘土喀斯特通常是从那些能够吸收雨水的岩石裂隙里开始发展起来的。呈膠体状态的土質的移动也起着作用(易溶于水的鈉鹽能促进膠体状态溶液的形成)。到了乾旱期,这些裂隙和渠道就由于大陆性气候和裂隙壁上由粘土壳而形成的“防护层”而得以很完整地保存下来(見图3)。

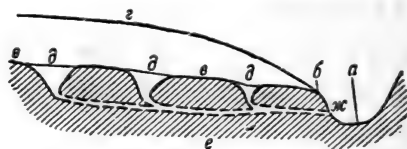


图3 有粘土喀斯特現象的冲溝縱剖面图

- a—主要的冲溝; b—冲溝支溝的悬谷口;
 b—悬冲溝的縱剖面; z—主要的冲溝溝坡;
 d—吸水井和漏斗; e—地下水渠道;
 ac—主要冲溝溝坡处的出水渠道口(出水洞)。

必須描述这些地形的形态,它們的大小;把它們在地图上标示出来;繪制略图和照出相片。查明它們的分布,及其与岩石間的关系;查明它們是与哪些岩石及哪些地形要素(谷緣处,谷坡或溝边等等)生在一起的;查明“粘土喀斯特”的深度同岩石厚度和风化帶深度的关系。确定易溶于水的物質的百分比及其形态(采集岩石标本作相应的分析);有离散状态和凝聚状态的石膏存在时,要查明它們与风化帶的联系;要采集标本以确定易溶于水的鈉之含量。描述这些帶有裂隙的粘土壳的状况并且指出它們的厚度以及它們在裂隙的发展和保存上所起的作用。

ii) 脊地(дурные земли)是在極端大陸性和沙漠氣候條件下形成的另一種侵蝕地形。有透水性和粘結性很低的岩層(粘土、砂質粘土、凝灰質沉積物等)的存在,地層跟水平很接近,雨量稀少但暴雨很多——這一切都會引起劇烈的侵蝕切割。結果就形成了長長的、呈各種不同分布狀態的沖溝,它們常常相互平行,並有高而陡的坡。兩個沖溝之間常常相距極近,以致形成了狹窄的蜿蜒曲折而又尖銳的高脊。

要描述這種地形的形態;每個沖溝的大小;分水地區;這種地形與哪種成分的岩石生在一起。應闡明岩石的透水程度和膠着程度;有沒有致密夾層,這些夾層對沖溝形態的影響怎樣;谷坡上草類繁殖的程度,這裡有沒有灌木植被。

5. 坳 溝

根據道庫恰耶夫的意見(參看參考文獻 [15]),坳溝和沖溝不同之處在於:當沖溝增寬到水流的流動所不需要的程度,以致完全不再需要靠沖溝來流瀉沖溝里的水時,或者當沖溝的溝底變得愈來愈平坦、溝壁陡峭程度變得愈來愈小並且長出了草類和樹木時,沖溝就成為坳溝。坳溝總要比沖溝古老一些。在坳溝內,時常可以看到保存得很好的階地或階地的痕跡,但是這些階地在主要的河谷里常常已不存在。

研究坳溝時可按上述研究沖溝時所擬定的提綱進行。但是應另外指出剝蝕作用對於溝坡的影響——吹蝕、潛蝕、碎屑物質的堆積、地滑現象等等。應指出坳溝邊緣的明顯程度,其特點同組成谷坡的岩石的相互關係。在大多數情況下,沖溝所固有的明顯邊緣時常會逐漸被剝蝕作用所夷平,而谷坡也因而變成凸狀。要闡明岩錐的形成過程;片狀沖刷和細流沖刷所起的相對作用。要指出土被的性質、草類和森林植被的繁殖程度和它們的分布情況。

採用比較的方法把地質圖與地形圖拿來彼此比較時,必須確

定坳溝的形态、形态量計数值、平面輪廓和坳溝各段落的方向等等同当地的地質構造、岩石成分、产狀因素、構造裂隙及断层綫等之間的关系。

要指明坳溝中所見到的蓄水层，指出小溪在坳溝底部出現的地方以及溪水向底部松軟沉积层滲入的地方。

在記述侵蝕地形的坡地陡峭程度时，应引用表 2 所列的術語。

表 2 谷坡陡度

記 述 用 語	谷 坡 坡 度 自 0°—90°	$\tan \alpha = \frac{h}{b}$
不明显 (слабо заметные)	0—2	0 — 0.035
微斜 (слабо пологие)	2—5	0.035—0.09
頗斜 (очень пологие)	5—15	0.09 — 0.27
斜 (пологие)	15—30	0.27 — 0.58
陡 (крутые)	30—45	0.58 — 1.0
很陡 (очень крутые)	45—60	1.0 — 1.7
极陡 (чрезвычайно крутые)	60—75	1.7 — 3.7
近于垂直 (близкие к отвесным)	75—90	> 3.7
垂悬 (нависающие)	90	—

6. 泥石流 (сели) 与泥流 (грязевые потоки)

在大陆性气候的山区的坳溝 (寬溝——сая) 和河谷里，常常出現破坏力很大的泥石流 (сели 或 сили——грязе-каненные потоки)。它是在暴雨时或积雪迅速融化时驟然发生的；这时候，在水流中便掺杂有大量的大小不一的碎屑物質。泥石流的研究应按下列提綱进行：

а) 泥石流的成因：它是由于暴雨形成的，还是由于临时障碍物 (諸如雪崩体，滑塌体或崩塌体，冰磧堆积等等) 的潰决而成的？

6) 坳溝(寬溝)或河谷底部各个部分的傾斜度(要弄清楚哪儿发生了泥石流;哪儿发生的速度最大,哪儿堆积了冲积物等問題);B)在聚水区內的谷坡上和河谷底部有沒有松散的风化产物;Г)岩石的露头及其遭受风化作用的程度;Д)降水(暴雨量)的时间、性質与特点;Е)冰和雪(冰川)融解的特点;Ж)形成泥石流的主要季节。

此外,还应研究河谷各部分的性質,其中包括发生泥石流的坳溝(寬溝);河谷上段——发生泥石流的聚水区;中段——逕流渠道;下段——堆积着搬运来的碎屑物質的地方。聚水区內有沒有草类和森林植被,它們現在的状态和过去的面积;植被的消灭如何反映出泥石流的增大。

泥石流的沉积物、它的厚度和它的分布面积;被搬运下来的物質的体积;泥石流冲积物的組成,各种碎块物質的大小等;碎石-粘土、碎石-石块及其他泥石流的主要成分;泥石流的流动速度(根据观察和查詢);泥石流的高度和延續时间(長短)及其所引起的破坏作用的性質。发生泥石流的时间,有沒有在河谷的谷坡处引起滑塌和崩塌等現象。防止泥石流的工程建筑及其作用与效果。

把所有得来的資料,用相应的数字或符号表示在研究地区的地图上。

泥流(грязевые потоки) 人們对于山水强烈冲刷谷坡上的松散碎屑物質(坡积物等)时所形成的泥流还很少研究。因此,所有与之有关的观察都具有巨大的意义。泥流多半是剧烈地震所引起的后果,对泥流的观察应该按照研究泥石流时所定出的提綱进行。

河 谷

7. 河谷的分类

研究河谷可以为解决地形的历史与成因方面的許多問題提供

极宝贵的、而且常常是有决定意义的资料。为了便于研究起见，可以把河谷姑且分为山地河谷和平原河谷两种类型。

山地河谷的特征是谷底纵剖面的倾斜度很大，谷壁陡峻，水流汹涌，并有跌水与急滩，在这里冲蚀地区与堆积地区相互交替。在高山区及部分中山区，许多河谷都有冰川作用的痕迹。此外又可以把河流的最上游部分划分为一个特殊类型，即“汹涌的山地水流”类型，它的谷底倾斜极大，水流迅速，谷窄而谷壁陡峻。山地河谷的地貌特征基本上取决于该地区的大地构造。

平原河谷的特征是倾斜和缓，河谷宽浅，谷坡主要都是平缓的。河流常常是迂回曲折的，并且搬运着大量细小的悬浮物质；在大部分情况下，河床都切入到河流的沉积物中，无论是地质因素，或是不久以前当地的地质史（冰川作用，海浸等），都给该区水文网的分布和河谷构造带来一定的影响。大地构造因素所起的作用比前一类型为小。

调查时的一项重要任务，是确定河谷的发生类型及其与该地区大地构造间的关系。从这个观点出发，可以把河谷划分为以下几种：(1)构造河谷，这种河谷是在构造作用影响下形成的并且曾经遭到侵蚀作用的改造，或者说侵蚀作用促使河谷适应于相应的构造要素（适应于构造的河谷）；(2)侵蚀河谷，这是一种由于水流冲蚀活动而形成的河谷。

山地河谷又可分为：

i) 曾经经过变位移动的山原河谷 (нагорные долины) 这是一种构造谷和已适应于构造的河谷，这类河谷又可分为以下几种：a) 沿走向的河谷（如向斜谷、背斜谷、单斜谷）；b) 切过走向的河谷（其中又有顺向谷 *согласно падающие* 和逆向谷 *супротивные*）；в) 斜向河谷；г) 在断层区的河谷（其中又有横向的、纵向的和斜向的）；д) 近代火山活动区的河谷；e) 古代和近代冰川作用区的河谷（槽谷、悬谷）。

ii) 由沉积岩和噴出岩組成的未經变位的高原河谷这类河谷主要是侵蝕谷, 只有部分是構造谷。

iii) 山前窪地和山間盆地的河谷 这类河谷的特点是堆积有巨量的淤积物; 在这里的侵蝕谷中, 有些地方明显地表現有最新的構造运动。

在所有上述类型的河谷中, 常常会看到以下这些类型的河谷段落:

(1) 先成谷 这种河谷通常都切过因受到年青运动而隆起的地段。切过这一地段的河谷段是穿凿河谷的一种变态。只有研究了河流阶地, 确定了阶地的类型、高度的变化及阶地在有关的段落凸起的程度以后, 才有可能解决它們的成因問題(見图 4)。

(2) 叠置(后成)河谷(見图 5) 这种河谷与大地構造沒有关系, 它是受地質发展史所决定的。

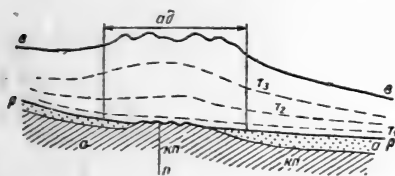


图 4 河谷中先成段落的縱剖图
BB—分水嶺的投影; *ad*—河谷中的先成段落;
pp—河流縱剖面; *m₁m₂m₃*—在上升的地段凸起的河漫灘上部阶地的縱剖图; *a*—与河漫灘关联的淤积物(用点表示者); *kn*—基岩(用斜綫条表示者); *n*—感受到上升的地段的岩埂。

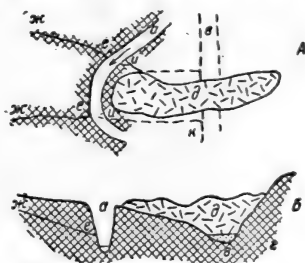


图 5 河谷中后成段落的图示
a—平面图, *b*—剖面图。
a—切入基岩中的新河床; *b*—老河谷; *z*—古淤积物; *d*—塞滿河谷的終積; *euk*—支流; *e*—悬河口; *uk*—被埋藏了的支流。

平原河流有以下两种:

i) 平原上变位地区的河谷 这类河谷又可分为以下几类: a) 折曲变位区的河谷; b) “堰堤型”(вал)或平背斜型局部变位区的河谷; b) 断层变位区的河谷; r) 岩漿岩发育区的河谷。

ii) 未經变位的平原上的河谷 这类河谷又可分为以下几

类: a)不久前曾是海侵場所的这类平原河谷; b)古代冰川显著发展地区的河谷; B)完全没有冰川堆积层或者冰川堆积层很薄、但是有些地方能反映出地質構造特征(裂隙之特点等等)的这类地区的河谷; r)最新运动之影响表现得极为明显的河谷。在平原地区的各个地段,也可見到叠置河谷。

8. 研究河谷的总任务

在解决河谷成因这一复杂問題时, 必須把它的形态特征跟地質因素以及跟地質发展史彼此联系起来。每一种发生类型的河谷都有其固有的形态結構, 都有其固有的平面图(見图 6), 都有其主

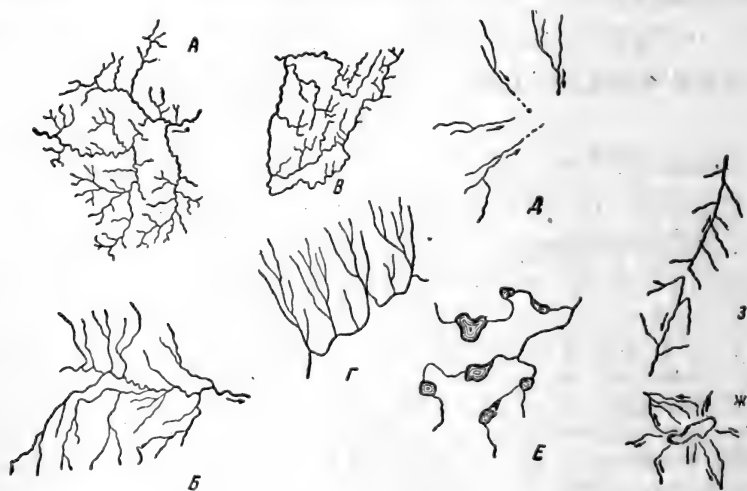


图 6 河流网的类型

a—树枝狀的; b—羽毛狀的; B—欄格狀的; 2—平行狀的;
 d—向心狀的; e—冰川——叠置式的; ж—放射狀的; 3—表明过去
 曾发生过劫夺的河流网类型。

要的橫剖面与縱剖面。对它的研究应按下列提綱进行:

橫剖面的状态(对称的、不对称的、峡谷形的、v 形的等等); 河

漫滩边缘的特点及坡脚;斜坡剖面的一般特点(凸出的、凹下的、平直的);斜坡上有没有坡折和凹陷(перелом и изгиб);地表松散堆积物(岩锥,坡积物等)在斜坡上的分布情况;地下水的出口。斜坡位置与方位的关系;斜坡上植被(木本,灌木,草本)的发展程度;有没有阶梯状平台与坡坎。斜坡形态同地质构造(大地构造,岩石的岩性成分)的关系。斜坡所有主要部位的高程位置和高程在上下游的变化。

构造(剥蚀)阶地,它们与地质构造的关系,相对高度及其沿河谷的变化。研究这种阶地时,应当切过河谷作一系列横剖面并将地质资料填注在这些横剖面上。既可以根据详细的地形图,也可以根据航空照片来作出横剖面,此外也可以先在野外直接画出剖面,然后用气压测量法测出斜坡上各坡折点的高度。

纵剖面 纵剖面上面有没有坡坎(уступ)与裂点(излом);这些坡坎和裂点同地质构造(岩石成分的变化,有没有构造破坏等)的关系,以及同水流情况变化(由于水量巨大的水流的注入而产生的流量之增大)及地质发展史(古代冰川作用的影响等)的关系。坡坎和裂点与河谷横切面形态的变化是否一致;这种现象的原因何在。侧支谷冲积锥、横积锥、崩塌和滑塌等在河谷纵剖面及横剖面的变化中所起作用(图7)。

河谷中带有跌水和岩坝(порог)的地段。这种地段的数量、高度和成因。河谷纵剖面上的裂点和坡坎同较致密的岩石遭到侵蚀这一现象之间的

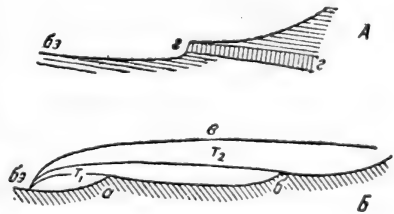


图7 河谷纵剖面的类型

- A—与緻密岩石露头有关的纵剖面上的坡折(22)。在横阶地上形成的跌水。
 B—由河谷发展史所决定的阶梯状纵剖面。
 b_1 —侵蚀基准面; b_2 —分水横投影;
 m_1 m_2 —阶地面; a , b —与侵蚀基准面之下降和侵蚀循环有关的河谷纵剖面上的坡折点。

关系。跌水是不是由于河流及其支流的、与侵蚀基准面的变动有关的溯源侵蚀作用所造成的；把研究地区内的各河流的跌水的标高点拿来彼此比较，确定它们是不是和地质构造有关；利用其它因素来进行比较。

悬谷 悬谷与侧蚀作用（由于水流老是向一个方向移动并对斜坡发生掘蚀活动而形成的侧蚀作用）的关系；冰川掘蚀活动的作用（参看第12章§6）。

重复加深的河谷 这种河谷必须在地球物理研究的基础上并有勘探坑洞（钻井、浅井）的资料时才能加以确定。

河流的劫夺和穿凿 这种现象是山区河流中最常见的一种现象（研究这种现象时，应了解河谷形态的剧烈变化，支流的平面分布特征以及有没有乾河床存在）。

河谷纵剖面 and 横剖面的上述这些特征都与河谷平面形态有关。

9. 河漫滩和河床

要根据地貌资料来划出河谷中的河漫滩部分，这在平原地区的河流中是不难的。要在山地河流中划出河漫滩就复杂得多。在这种河流中通常是把河床里较宽的、只有某些部分被水淹没的地方算做河漫滩。河漫滩在发洪水的时候总是或者时时都会被水淹没，这也正是它与河漫滩上部阶地相区别的地方。

要研究河漫滩的地形。把河漫滩的所有单元（诸如滨河床壟地——прирусловые гряды、砂丘、低地沼泽、沿阶地溪流、河漫滩湖等）区分出来并描述它的形状。

应分别地研究河床部分。描述岛洲和浅滩的形状以及它们的结构和形成过程。岛洲和浅滩可以按它们的成因而分为以下几种：a) 侵蚀岛洲和侵蚀浅滩，它们是由一些比河漫滩堆积物更老的古代岩石（通常是基岩）组成并且是在河曲取直（形成离堆山）或主

流分支时形成的;6)堆积島洲和堆积淺滩,它們是由河流的冲积物所組成的,其中,有一些具有由基岩組成的內核,有一些則具有由植物殘体所組成的內核,另外一些則完全为現代的淤积物所組成。只有对它們进行地質的研究,才能够查明河床里的这些形成物的成因;由于天然露头通常并不多,所以需要打不太深的鑽井。

在河床淤积物方面,应当研究淺水区(перекат)、淺滩、沙灘(пляж)、河岸灘(бечевник)上的巨礫、礫石和砂的磨圓程度,把淤积物的組成拿来跟主流和支流流域盆地內的堆积物的組成彼此加以比較。指出河床在河谷河漫滩底部上面的位置(有沒有水从冲积埂上流过)。

應該說明河床中有沒有河流蝕余堆积(перлювий)(參看参考文献[22])。当岩石的各个組成部分是由不同机械作用所形成时,在河水經常冲刷这种岩石的地方,或者在落到河里的一部分粗大物質超过河水搬运力的地方,就会形成这种蝕余堆积。結果,这样的物質就会因为不能被河水冲到下游而停积于原地。河流蝕余堆积是含有巨礫的冰碛地区的特征。判断蝕余堆积物的方法有二,一是根据現有水流与充填于河床里的碎屑物質的大小不相适应的現象来加以判別,一是把碎屑物質拿来跟堆置在河岸两旁沉积物的組成彼此进行比較。

在山地河流的河床部分,須研究那些常常改变自己流向并且按河流变律(режим)的特点而分出支流的水流。

研究平原上的或山地中的曲流具有重大的意义。应当确定曲流的类型(河床式的——只在河床之內迁徙;河漫滩式的——在河谷的河漫滩范围之內下切,因此其左右岸的河漫滩的寬度常常显著地改变;河谷式的——曲流占据整个河谷)。曲流可以根据其構造特点而分为迂回曲流和深切曲流两种,在前一种情况下,水流只蝕入它自己的冲积层,在后一种情况下,水流不仅冲蝕冲积层而且下切至下伏的基岩之中(图8)。

应当描述曲流的形狀并將這些曲流繪在地图上；注意曲流的貼近部分（曲流頸）。曲流頸的破裂能使水流取直，并使旧河道重新貫通。

可以在出現破裂的地方設置水准标石、定期量測被冲蝕部分以確定冲蝕的速度。

曲流通常多呈鐮刀狀，弯曲不大，近于平直的則比較少。在后一种情況下，在河谷的河漫滩範圍內常常可以看到非鐮刀狀的，而是溝渠狀的旧河道。也可以看到曲流与旧河床的混合地区。上述每种情况都有重大意义，因此必須加以觀察和描述。

对于河流河漫滩部分的橫断面的变化情况，同样也应进行觀察。觀察冲蝕岸（凹岸）时，应研究組成冲蝕岸的岩石成分、冲蝕的速度、各种因素对它的影响等等；

在觀察淤积岸（凸岸）时，則应研究沙灘的寬度，組成淤积岸的碎屑物質的成分，有无地形單元的遺跡（河道）和砂丘等等。

在河谷河漫滩部分，有时不只划出一个，而且可以分划出几个不同高度的、好象一个套着一个的河漫滩。在这种情况下，可以用卷尺或水准仪測出它們的高度，并將高度不同的各种河漫滩列在地图上。指出中間河漫滩各高度面与支流河漫滩的联系。

描述河谷河漫滩部分的特征时，須描述河岸滩帶的形狀和特征。应当把河岸帶（直接受現代河流作用的地区）与岸坡（位于河岸滩之上，自岸边綫至最高的洪水綫的地段，根据参考文献[1]）区别开来。河岸的上下界綫可以根据平均水位与洪水位的高差来加

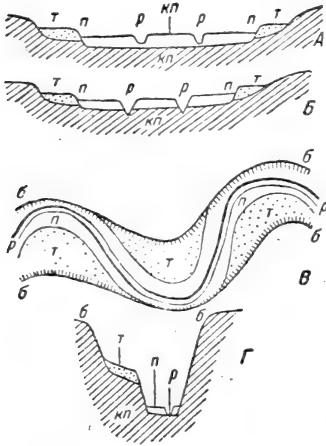


图8 曲流类型

A—迂迴曲流；B—深切曲流；B—河谷式曲流；Γ—河谷式深切曲流的橫剖面图；p—河床；nn—河漫滩；m—阶地；bb—河谷谷边；kn—基岩。

以確定。

研究河岸帶的地形(橫剖面的地形)時, 可分為以下幾個部分來加以研究:

a) 河岸灘本身(圖 9)。在此項目中應研究河岸灘的構造; 河岸灘的復蓋物(通常為細小的碎屑物質); 有無基岩露頭。應當用傾斜儀測定河岸灘面與河岸帶其他部分表面的傾斜度。確定河岸灘變動的界綫及平均的角度, 指出河岸灘的寬度、河岸灘與河水面接觸處的特征(輪廓平直、上凸或下凹)。上列各要素與地質構造、河流流向、流速、水位變化、洪水變律等的關係。

б) 高洪水位帶(圖 9)。洪水淹沒這個地帶的時間一般都不長(淹沒時間可借觀察確定之)。研究這個地帶時, 應確定它的坡度、寬度及其距中常水位的高度; 這個地帶與地質構造的關係; 在它上面有無松散岩屑復蓋; 岩屑的圓滑度, 高洪水綫; 有無洪水沖蝕而成的凹龕, 凹龕在岸坡形成中的作用(滑塌、崩塌等等)。河岸灘的分布情況(隨處都有呢, 還是僅和沖蝕岸(凹岸)一同出現等等)。

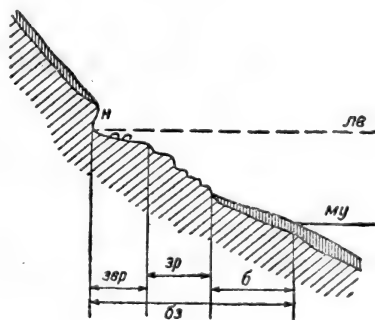


圖 9 河岸灘的構造簡圖

бз—河岸帶; 3BP—高洪水位帶; 3P—洪水位帶(相當於水位迅速降落區); б—河岸灘本身(相當於水位緩降部分); MY—中常水位; 垂直綫表示松散岩屑; H—凹龕; ЛВ—高洪水綫。

調查者的研究重點應當放在根據天然露頭或者根據所有人工的採掘面(如槽探、坑探、鉗探等)去研究河漫灘的地質構造; 要確定淤積物的機械組成與岩石組成, 淤積物在垂直剖面上的變化, 及其與河漫灘地形單元的關係(圖 10)。

研究淤积物时,可將它分成以下几种: a) 河床淤积物,这种淤积物主要是由粗粒沉积物組成;在平原河流中,在此淤积物的底部

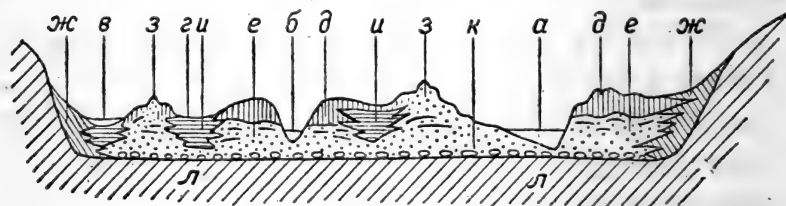


图 10 河漫滩淤积物構造簡图

a—河床; б—支河床; в—沿阶地小河道; з—沼泽化的弓形湖; д—河漫滩相淤积物; е—河床相淤积物; Жс—淤积-坡积相; з—自然堤砂丘; и—弓形湖相淤积物; к—河床淤积砾石层; л—为河漫滩所鑲入的老岩石。

多埋藏有砾石层; б) 河漫滩淤积物,这是一种較細的、由河流泛滥而形成的沉积; в) 旧河道的淤积物,这种淤积物堆积在河谷河漫滩上的許多古老河道之内,它是一种湖-沼堆积; г) 淤积-坡积堆积,这种堆积物堆积在河漫滩的外緣,是富含組成谷坡这类岩石的碎屑物所形成的各种淤积物。

必須把每种不同类型的淤积物区别开来,并确定它們之間的对比关系(在山地河流中以河床淤积物居多,在平原河流中,則以河漫滩淤积物居多),必須研究它們的岩石組成,采集生物化石以資鑑定。

在研究河漫滩的地質时应注意以下这些特殊問題:

a) 这里有没有“河漫滩边缘层”(пограниный горизонт)(參看参考文献[10]),通常有一层或数层埋藏土壤位于剖面的上部。須搜集一些能够凭以說明以下这两个問題的資料:(1)这些埋藏土壤属于同一时代的呢,还是属于不同时代的?(2)埋藏土壤与河床迁徙时代之間的关系怎样(請參看参考文献[13]和[31])。

б) 应从年青的、层次分得很清楚的淤泥层为根据,算出它的

层数, 把它拿来和多年的水文测量资料相互比较, 以确定河漫滩淤积物的淤积速度。

В) 确定河谷河漫滩部分的近代淤积物的厚度。在野外工作条件下, 这一问题只有在河床或河漫滩底部有较老的岩基露头的情形下, 才有可能加以解决。可以在河漫滩的直立的断崖上用卷尺进行测量。如果有精细的地形图, 那就可以用以下方法来求出淤积层厚度, 这方法就是先求出河漫滩面与河床在分水期的水面线之间的标高差, 然后减去出露的较老岩石的厚度。在其他场合, 特别是在平原河流的条件下, 现代淤积物的厚度则可根据钻探或河漫滩上的其他探掘面来加以确定。

为了确定河冰在河床形成与岩屑搬运中所起的作用, 就应当研究春季冰凌所引起的河岸变化, 诸如冰凌在淤积物中所造成的凹槽, 淤积物成横坝或纵坝状的堆积 (кекуры 与 карги)、水下砂坝 (опечки)、巨砾的磨光、沿岸崖礁等等。

10. 河流阶地

在河谷中时常会形成风化阶地(剥蚀的阶地)、土流阶地(солифлюкционные террасы) (见第 15 章)与河流阶地(图 11)。河

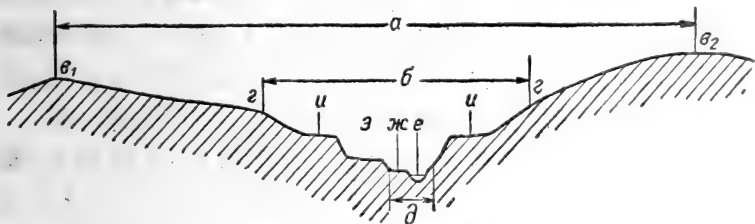


图 11 河谷的形态构造

a —河流流域盆地的宽度; b —河谷宽度; B_1 —尖的分水岭; B_2 —平坦分水岭; z —谷(坡折点); d —河谷下部(河谷河漫滩部分)宽度; e —河床; $ж$ —河漫滩阶地; $з$ —河漫滩上部第一级阶地; u —河漫滩上部第二级阶地。

流阶地对于研究一个大地区的最新地質有着特殊重大的意义。

从地貌学方面和地質学方面对阶地进行了研究以后，要区分河谷中的河流阶地是不太困难的。但是分布在最高位置的較老阶地常常会由于后期的强烈侵蝕分割而使地貌特征变得不很明显。在这种情况下，只能根据地質資料，通过研究它們的剖面并把这些剖面相互对比的方法来确定它們。在确定阶地級数的数目时，須以这些阶地的自下而上、由較新的到較老的順序数碼把它标示出来。有些作者把河漫滩算作第一阶地，另外一些作者則从河漫滩以上的最低級阶地起算，依次称之为：河漫滩上部第一阶地，河漫滩上部第二阶地等等。第一种命名方式通常应用于山岳地区，因为在这里河漫滩是很难区别出来的；第二种方式多用于平原地区。一定的序号仅能給与那些在年龄方面确能相比的阶地；对于在不同剖面上的阶地，机械地給与序号并且根据这些序号来加以比較是不行的。

对阶地所进行的全部观察都应当纪录在地图上，并作出横剖面簡图；此外还应当沿河谷縱長方向追踪各阶地的分布情况，并查明其高度变化和沉积物成分的变化，注意附属阶地的出現和隱灭等等。研究应根据下列提綱进行：

I. 每一級阶地高出河流平水期水位的平均高度；阶地前后緣与山坡外緣的高度；阶地表面是水平的还是傾斜的；阶地表面的特征；有无残余地形（旧河道、湖、河床附近的丘隴等等）与次生地形單元（草原碟、喀斯特漏斗等）。

II. 把阶地上的各点与絕對标高点联結起来（见图 12）以确定阶地的縱向傾角。

III. 找出阶地頂面傾斜的原因（是由于大地構造而形成的呢，还是由于冲积錐、坡积物、岩錐等的堆积而形成的）；各种阶地和各种地貌特征不同的河谷段落的共生关系。

IV. 阶地类型 如按阶地的整个断面来加以分类，阶地可以

分为以下这些类型：(1)堆积阶地，这是一种由淤积物组成的阶地；(2)侵蚀阶地，这是一个几乎完全由较老的岩石(基岩、古淤积物等)所组成的断面，淤积物在其中占极不重要的地位，有时甚至完全没有淤积物；(3)侵蚀-淤积阶地或有座阶地，在这种断面的底部，在淤积层的下面多半带有出露的基岩。

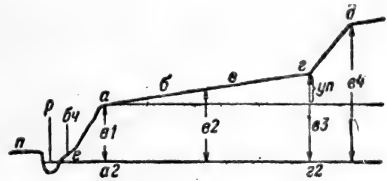


图12 河流阶地的形态

p—河床；*бн*—河岸滩；*n*—河漫滩；*a*—河漫滩上部阶地的前缘；*d*—另一级较高的河漫滩上部阶地的前缘；*a2*—阶地地面；*z*—河漫滩上部阶地的后缘；*zd* (*ae*)—阶地的斜坡或陡壁；*a2z2*—阶地宽度；*ab*—阶地顶面的前部部分；*бв*—阶地顶面的中间部分；*в2*—阶地顶面的后部；*в1*—阶地高度；*в2*—阶地平均高度；*в3*—阶地的最大高度；*yn*—阶地顶面的倾斜 ($yn = v3 - v1$)；*в4*—高一级的河漫滩上部阶地的高度。

V. 阶地在河谷内的组合类型(内叠阶地——*вложенные*, 背叠阶地——*прислоненные*, 上叠阶地——*наложенные*, 埋藏阶地或重叠阶地——*погребённые*, 混合阶地——*смешанные*) (见图13)。要阐明河谷的构造时，特别是要阐明平原河谷的构造时，常常需要利用勘探资料(钻探、坑探)才有可能。

VI. 个别阶地坡坎(уступ)的冲刷特征：这种坡坎的倾斜度；坡坎剖面的急剧程度；有无使剖面趋于和缓的坡积物；有无地滑等等。

应当根据天然露头、人工采掘坑道、钻探等等来研究阶地剖面，区分每一个个别的层次，仔细地确定其组成与厚度，查明这里有没有动植物化石，确定埋藏的腐植质层与泥炭层的特征；研究基岩的基底。

研究阶地淤积物时，须对下列地形单元及侵入物的位置作分组测定(замер)，其中包括：斜交层中各层的倾角；波痕的位置，水流沟纹(борозда течения)的位置和沉积层面的原始形态；狭长

生物化石的排列方向以及礫石排列方向等等。对这些測定进行了分析比較后,就可以确定水流或波浪的运动方向(參閱第 17 章)。

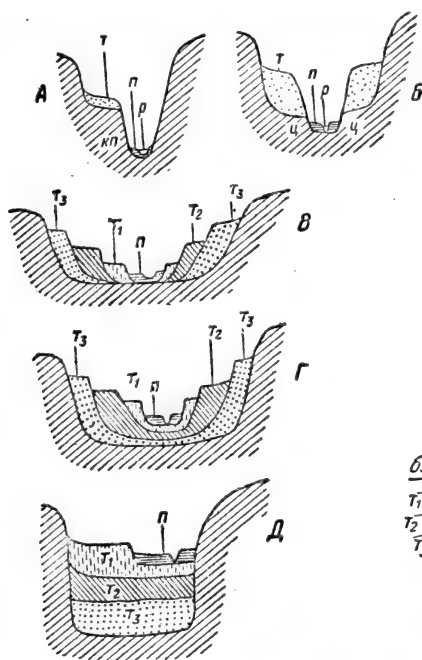


图13 河流阶地类型

A—侵蚀阶地；B—有座阶地或侵蚀-堆积阶地；B—背叠堆积阶地；Γ—内叠堆积阶地；Д—重叠堆积阶地(或譯作埋藏堆积阶地)；p—河床；n—河漫滩； $m_1-m_2-m_3$ —河漫滩以上阶地或指相当于諸阶地的淤积层；u—基岩底座；κπ—基岩。

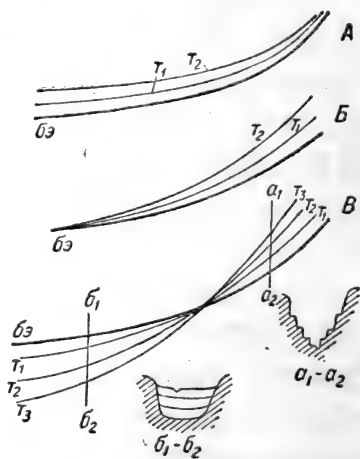


图14 河流阶地在縱剖面上的相互关系
A—当侵蚀基准($бэ$)逐渐降低时,各阶地($m_1 m_2$)的相互关系；B—当侵蚀基准不变而上游区逐渐升高时,阶地的相互关系；B—当上游区上升,下游区下降时阶地的相互关系； a_1-a_2 —上游河谷横断面； $б_1-б_2$ —下游河谷横断面。

当观察者沿縱剖面追踪阶地时,須指出不同坡坎的相互关系(图 14)。在許多場合下(特别是在山区),阶地几乎完全为剝蝕作用所破坏,殘留下来的仅仅是阶地外緣的个别地段(阶地肩部);必須研究并沿着河谷追踪它們,以便把它們拿来和相对应的阶地殘

余相互比較。

此外還必須研究河漫灘上部階地的分割程度以及它們在地貌上的表現程度。分割程度可以靠野外直接觀察來加以確定，再借地形圖和航空照片資料的分析作為補充。應找出階地的成因以及它們與大地構造運動的關聯；確定階地是不是曾經由於構造運動而發生變形中斷。階地與外因（氣候變遷、招致河谷堰塞的山崩、滑塌、冰積等的破壞作用）的關聯。

一定要對足夠廣闊的區域（幾個流域的盆地）進行了研究并把流水的地質作用以及其它資料（地表堆積物的地質構造、最新構造運動、冰川現象等）拿來進行仔細的分析和對比以後，才有可能回答上面這些問題。

研究了動植物化石與考古學上的發現以後，或者把河流階地拿來加以比較並且沿着階地向下游一直追溯到海岸或者湖岸階地（如果該河流入海、湖的話）或者向上游一直追溯到冰川的終積（如果冰川終積的年齡可以準確決定的話）以後，我們就有可能闡明階地的地質年齡（參看第 12 章）。應該根據生物化石在淤積層中保存的完整程度來說明它們是否位於次生的堆積層中。

形成沖積礦床的各種有用礦物與現代或古代淤積物有着聯繫。這些有用礦物多半是一些比重很大並且具有很大的抵抗風化作用能力的礦物在沖積層中聚集而成的（參看第 19 章與 22 章）。

研究河流堆積物時，必須對它們是否適于用來作為建築材料（卵石、砂、粘壤土等）以及堆積物中的泥炭是否適用于用來作為燃料等問題作出正確的估價。

研究河內沖積層，可以確定河谷與淤積物堆積的發展動態（圖 15）（參看參考文獻 [21]）。

把各種不同流域的河流階地的資料拿來相互比較以及研究水系的发展情況，都可以幫助我們對於這裡是不是有最新構造運動的問題作出結論（參閱第 20 章）。

11. 冲积錐与旱三角洲

冲积堆与旱三角洲是由河谷、乾谷和冲溝等河口部分的临时性水流或經常性水流所形成的。

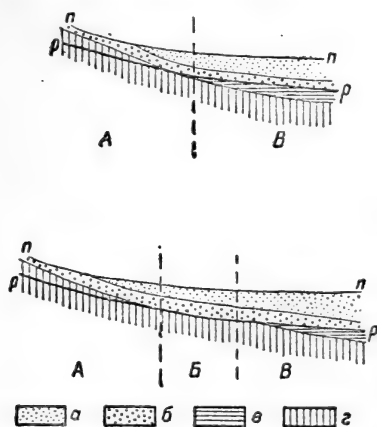


图15 河谷及其淤积层在縱剖面上的动态图

A—河谷侵蚀部分；B—重新被冲刷的河谷部分；B—河谷中堆积部分；a—細粒淤积物；b—粗粒淤积物；z—埋藏于河床底的淤积物；z—下伏基岩；nn—河漫滩；p—河槽床。

旱三角洲地区，一部分河水是由于蒸发而消失的。水流的消失点并非永远位于一定的地点，而是在平緩的冲积錐的范围内移动着——这一点是与水流本身的水文变律以及气候因素有关的。旱三角洲由于面积很大，所以傾斜角非常小。

冲积錐 冲积錐与集水面較小的水流(常为暂时性水流)具有密切的联系，因而其本身的面积也比較小，其地貌表现亦較为明显。冲积錐面的傾角相当显著，其傾角的大小与遭受冲蚀的岩石以及当地的地形有关。冲积錐的分布很广，它們与各种不同的、特

旱三角洲 旱三角洲同海、湖的三角洲很相似，是由于流入低地的河流所造成的。河水流到这里以后，由于种种原因而停止流动，于是堆积下来的物质就在这里构成了很大的、非常平緩的冲积錐。在冲积錐頂端堆积着大块物质——礫石；在外緣則堆积着壤土，此种壤土常呈黄土状，A. П. 巴甫洛夫院士称之为“洪积”物。

旱三角洲多形成于荒漠及半荒漠地区，并且多形成于水流进入山前盆地的地方。旱三角洲与河流具有密切的联系，这是旱三角洲的特点之一。在

別是不太大的侵蝕溝的溝頭彼此相聯，並且可以在不同的氣候條件下形成。

組成沖積錐的沉積物跟組成旱三角洲的沉積物並不相同。這些沉積物是極其多種多樣的，多半是由未經級粒或者級粒得很差的小物質所組成，而且在大多數情況下都是由未被磨圓的物質組成的。在目前，人們多把組成沖積錐的堆積物稱為洪積物（這裡所說的洪積，其意義不同於這一術語的最初含意）。

研究沖積錐與旱三角洲時，須詳細描述它們的形態；確定它們的範圍以及它們的坡度；指出其不同部分（如河口、中部、外緣）的坡度變化以及錐面或洲面被細溝的切割程度；指出這裡有沒有老沖積錐與老旱三角洲，如果有的話，則應指出它們的數目以及它們與現代沖積錐或現代旱三角洲的關係。年輕沖積錐與老沖積錐之間無論在水平方面或者垂直方向方面常常都有相當的距離。年青沖積錐和老沖積錐常常可以憑沖蝕階段來加以區別。因此，必須確定每一老沖積錐所處位置的高度。指出它們的位置與構造因素（斷裂）的相互關係；指出老旱三角洲的沉積層的變位程度以及這種變位對洲面地貌的影響；應當研究沉積物的組成物質在粗細、磨圓程度與分選程度方面所發生的變化等等。確定新老沖積錐各部分沉積層的厚度；河床在沖積錐中的下切深度；在沖積錐所屬的河床中有無階地；階地的數目與特徵；基岩底座的情況；最新構造運動對沖積錐的成長、遷移與結構的影響。

應當研究這些形成作用或者切割作用的發展特徵。如果這些作用還在繼續發展並向前推進，則須確定這些作用可能發生的各種影響，例如對主流與歧流偏移的影響，對於淺水區位置改變的影響，對於河床淤塞的影響，對於農業用地被埋沒的威脅以及對於經濟和工程建築的為害等等。

除了進行上述研究以外，還必須對所有觀察對象加以描述、素描和照象，並將所有觀察對象記錄在地图上，而且還應該當採集各

种岩石的标本。

12. 三角洲

对于流入湖、海的河流的河口部分必須作特殊的研究。它們在地貌上是极其多种多样的。三角洲就是河流河口部分的类型之一；它們是由許多在成分上极其多种多样的沉积物(从粗糙的、有时略經滾圓的、具有不明显或具有交斜层理的岩屑起,直至可塑性的細粘粒止)所組成。在三角洲上可以划分出地表部分与水下部分。研究时,应当描述:三角洲的面积、形狀以及岸綫对受水盆地的关系(岸綫向受水盆地方面伸出成为弯形等等);三角洲发展上的不对称情况(向一方面发展)及其原因;水流在三角洲范围内的分枝情况;三角洲上島洲的特征(平坦的、小丘起伏的、長草的、不毛的、乾旱的和沼泽化的等等);島洲的地質構造(三角洲沉积,阶地沉积等等)、三角洲沉积的構造(沉积层的成分、傾斜度与厚度;成分与構造的变化等等)。

此外还应当指出:在三角洲上有没有砂丘存在;它們的排列方向怎样,它們在空間上的分布情况、固定程度和組成;有没有湖和葦塘(ильмень);植物組成。搜集三角洲增長速度的資料(打听来的資料,把各种地图和平面图拿来加以比較)。确定構造运动对三角洲增長的影响;把三角洲輪廓的变化拿来和受水盆地沿岸水位观测記錄加以对比。

(王乃樑 韓慕康譯校)

参考文献

- [1] Батыр В. В. Морфология береговой зоны Средней Волги. Тр. II Всес. геогр. съезда, ч. 2, 1948.
- [2] Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей, 1938.
- [3] Борзов А. А. К вопросу об асимметрии междуречного плото. Сб. в честь Д. Н. Анучина.
- [4] Брилинский А. Л. Горные потоки, их природа и меры борьбы

- с ними, 1936.
- [5] Борисевич Д. В. Геоморфология и история развития рельефа бассейна Ср.-нижнего течения р. Чусовой. Тр. ин-та геогр., вып. 39, 1948.
- [6] Воскресенский С. С. Асимметрия стоков речных долин на территории европейской части СССР. Вопросы географии, сб. 4, 1948.
- [7] Вебер К. Миграция сухих дельт в Фергане. Геол. вестн., т. 7, № 1—3, 1929.
- [8] Великанов М. А. Гидрология суши, 1948.
- [9] Его же. Русловые процессы в освещении классиков гидрологии. Тр. ин-та географии АН СССР, вып. 39, 1948.
- [10] Гожев А. Д. Типы песков области Ср. Дона и их хозяйственное использование, 1929.
- [11] Горедкий Г. И. Из наблюдений над молодыми террасами среднего течения р. Чусовой, Тр. ин-та геогр., вып. 39, 1948.
- [12] Его же. Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта. Вопросы географии, сб. 3, 1947.
- [13] Гроссет Г. Э. О пограничном горизонте пойм, как о новом доказательстве существования суббореального ксеротермического периода. Землеведение, т. 39, вып. 2, 1937.
- [14] Докучаев В. В. Материалы оценке земель Нижегородской губернии, вып. 13, 1886.
- [15] Его же. Способы образования речных долин Европ. России, 1878.
- [16] Его же. Овраги и их значение, 1877.
- [17] Ефремов В. И. Сходство и различие в форме, строении и способе образования оврагов, балок и речных долин. Тр. О-ва исп. прир. при Харьковск. ун-вер., т. 23, 1890.
- [18] Забелин И. Заметки о динамике блокированных дельт. Вопросы географии, сб. 7, 1948.
- [19] Козменко А. С. Борьба с эрозией почв, 1949.

- [20] Ласкарев В. К вопросу о форме и строении склонов речных долин в южной России. Мат. по изуч. почв Херсонск. губ., вып. 6, 1915.
- [21] Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землеведение, т. 2 (42), 1948.
- [22] Его же. Об остаточно-речных и вообще об остаточных поверхностных отложениях. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 2, 1943.
- [23] Его же. О динамической классификации речных отложений. Землеведение, т. 3 (43), 1950.
- [24] Ландольт Э. Горные потоки, снежные лавины, каменные осыпи и средства к уменьшению повреждений, причиняемых ими, 1893.
- [25] Makeев П. С. К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас. Изв. Вс. Геогр. о-ва, т. 73, № 2, 1941.
- [26] Масальский В. Овраги черноземной полосы России, их распространение, развитие и деятельность, 1897.
- [27] Никитин С. И. Бассейн Оки. Тр. Экспед. для исслед. источников главн. рек Европ. России под руков. А. Тилло, 1895.
- [28] Его же. Бассейн Сызрани. Там же, 1898.
- [29] Его же. Бассейн Волги. Там же, 1899.
- [30] Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. моск. о-ва исп. прир., отд. геологии, т. 21 (4), 1946.
- [31] Его же. Проблемы изучения новейших континентальных отложений в связи с тектоническими движениями земной коры. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Сб. 3, 1947.
- [32] Его же. О строении поймы и аллювиальных отложений. Там же, сб. 3, 1947.
- [33] Его же. Новейшая тектоника СССР, 1949.
- [34] Николаев Н. И. и Поляков Б. В. Эпейрогенические движения в Северном Прикаспии и значение русла рек для их установления. проб. сов. геол., № 3, 1937.
- [35] Павлов А. П. О туркестанском и европейском лёссе. Прот. го-

дичн. засед. МОИП, № 4—9, 1903.

- [36] Его же. О древнейших на земле пустынях. М., 1910.
- [37] Его же. О рельефе равнин и его изменениях под влиянием подземных и поверхностных вод. Землеведение, кн. 3—4, 1898.
- [38] Пащенко П. И. Грязевые потоки в черноземных областях. Природа, № 4, 1940.
- [39] Скворцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. № 4—5, 1941; Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 39, 1948.
- [40] Соколов Д. В. Материалы к истории речных долин юга России. Ежег. геол. и минер. России, XVI, вып. 5—6, 1914.
- [41] Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними, т. 1, 1948.
- [42] Соболев Д. Н. Пролог к изучению долинного и террасового ландшафта Украины. Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 69, вып. 1, 1937.
- [43] Саваренский Ф. П. Инженерная геология, 1939.
- [44] Соколов Н. Н. К изучению речных террас. Изв. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3, 1934.
- [45] Сус Н. И. Эрозия почв и борьба с ней, 1949.
- [46] Троицкий В. А. Типы речной сети европейской части СССР. Вопросы географии, сб. 7, 1948.
- [47] Хабаков А. В. Краткая инструкция для полевого изучения конгломератов, 1933.
- [48] Его же. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. Тр. 11 Всес. геогр. съезда, т. 11, 1948.
- [49] Херхеулидзе И. И. Овражные и селевые выносы, 1947.
- [50] Шульд С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. Тр. Ком. по изуч. четч. периода АН СССР, т. 3, 1933.
- [51] Его же. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. Всес. Геогр. о-ва, т. 72, вып. 6, 1940.
- [52] Шукин И. С. Опыт генетической классификации долин. Проблемы физич. географии, т. 9, 1940.
- [53] «Эрозия почв», Сб. статей, 1937.

VII 現代冰川的研究

(原書第11章)

C. B. 卡列斯尼克

1. 緒 言

在這一章里，我們只準備對觀察溫帶地區的山谷冰川方面提供方法上的指示，這種觀察即使未配備有研究冰川用的專門裝備的研究者也能在野外工作條件下順利完成(直接觀察)。關於測量冰川運動的速度、確定冰川的融化量以及其他一些問題在這裡將不予以論述。

進行最簡單的冰川觀察，必須要有當地詳細的地形圖(топографическая карта)、礦山羅盤儀、目測工具(測圖板、照準尺、分規)、測斜儀、望遠鏡、高度計(空盒氣壓計)、卷尺(20米長的)、地質錘、照相機(備有感光硬片或感光軟片)、一捆結實的繩索、折尺、一些瓷釉染料和幾把毛刷。

只有在沒有大比例尺的平面圖和冰川地圖的情況下才用目測方法觀察冰川。測量的範圍包括冰川以及它周圍的山坡和山峰，因為從冰川表面可以觀察到這些地方(見上卷，第15章)。

2. 冰川的概述

研究者在研究每一個冰川的時候，必須收集下列的資料：

冰川的名稱及其精確的地理位置，並指出冰川所在的山嶺和河流流域；

冰川的朝向(冰川的方位) 確定朝向時，觀察者應面向冰川

流的下方站着，記錄羅盤儀上的讀數。要特別注意由於冰川河床劇烈轉彎而使冰川的流向大大改變的情況。

冰川的長度、寬度和面積 冰川的長度、寬度和面積可根據地圖或目測資料來加以確定。面積可用求積透明板測量。長度要按冰川末端到粒雪盆(冰川供應區)後壁的最長軸綫來測量。測量寬度時應測出最大的、最小的和平均的寬度(平均寬度應當用冰川長度除其面積的方法來確定)。此外還應當對粒雪盆(Фирновый бассейн)的最大寬度和冰川舌的最大寬度進行對比。

冰川係數 所謂冰川係數就是粒雪盆面積與冰川舌面積的比數。

冰川末端的高度 所謂冰川末端的高度也就是沿着山谷往下流伸最遠的冰川前麓點的高度，這一高度可根據地圖或高度計來確定。

3. 粒雪盆

粒雪綫(劃分冰川供應區與冰川舌的界綫)的高度可以根據地圖或用測高儀測定之：

a) 粒雪綫位於由冰組成的冰川面到了一年中最熱月分就轉變成為由雪或粒雪組成的粒雪面的地方；

б) 粒雪綫位於冰川凸橫剖面(多半為冰川舌所特有)向凹橫剖面(多為粒雪盆所特有)過渡的地方；

в) 粒雪綫位於已經不再出現邊緣裂隙以及冰川面上首先開始出現側積石的地方(邊緣裂隙只發生在粒雪盆內，并把粒雪原與它周圍的復雪山坡分開。

描述粒雪盆時應當在粒雪盆中能觀察到的範圍內，選擇某一個或幾個點進行，所選擇的那些點要能夠用肉眼或望遠鏡完全清楚地觀察到全部粒雪區。在進行觀察時要記述：粒雪盆的形態(冰斗，未擴張的谷地上游，窄狹的谷地上游)，它的切割程度(單房冰斗

或多房冰斗, 多分枝的粒雪盆); 粒雪区周圍山坡的复雪度(及其大致的坡度); 裂隙的特性和数目以及它們的分布; 粒雪原 (фирновое поле) 的地形, 雪崩的經常路徑(雪崩的槽床 «лоток»), «跪雪丘» (кающиеся снега) (由于粒雪盖的融化而形成的粒雪和冰的錐稜狀堆积物, 其底部延伸很長, 有明显的稜角, 高度为 1—6 米, 远看起来, 这些堆积物就象穿着白衫、下跪着的人)。对于粒雪盆中一些最有意义的产物(如: 边缘裂隙, «跪雪丘»)应当进行專門的研究和仔細的測量并將它們加以描述。最好还要研究粒雪本身的結構, 查明它的层理、层的厚度、它們的顏色、层与层之間交界面的特性、各层沿走向而發生的变化等等。

4. 冰川面的地形

冰川面的地形是由三个主要因素形成的: (1) 冰磧石物質的堆积作用, (2) 冰川的移动, (3) 冰川面的融蚀作用(融化蒸发)。

最重要的冰磧形态为: (1) 側磧, 这是从沿着冰川兩側伸展成高度不等的帶狀或堤狀谷坡落到冰川上的岩石碎屑堆积物; (2) 中磧, 中磧通常是由主冰川的某一側磧与支冰川的側磧汇合而成的; (3) 終磧, 終磧是由所有堆积在冰川末端的碎屑物質所形成的 (詳見第 12 章)。

由于冰川的移动而形成的最重要形态为: (1) 側裂隙, 这是由于冰川兩側比冰川中間部分运动得慢而形成的; (2) 橫裂隙, 这是一种在冰川縱剖面的陡急拗曲处橫过冰川而形成的裂隙 [大量密集的橫裂隙地区就会形成冰塌方 (ледопады)]; (3) 縱裂隙, 当冰川末端进入谷地的寬广部分, 并且漫流得很广时, 这种縱裂隙就会沿着冰川向其末端伸展。

由于融蚀作用而形成的最重要形态为: (1) 冰川桌, 它是一种由冰脚柱和复盖脚柱的巨大岩石碎块所組成的菌形高地; (2) 冰川杯, 这是一块狹而不深的(不到 60 厘米的)柱形冰中窪地; (3) 边缘

槽，它是一種沿着冰川舌的邊緣伸展并把冰川側面與冰川谷坡隔開的槽溝(邊緣槽的底部通常為流水所佔據)；(4)冰川表面的侵蝕床與侵蝕槽；(5)冰川井與冰川磨，它們是一些直徑很大的、沿垂直方向從冰川面一直貫穿到冰川底部的冰“管”，是由於冰川溪流的侵蝕作用而起瞭變化的裂隙；(6)冰川漏斗與冰中的冰川盆地，它們是由於融蝕作用、融化水的侵蝕作用和冰川的移動共同起作用而產生的，此外冰積物質的堆積作用有時也參加它們的形成過程。

5. 冰川舌的記述

應該研究和記述側積和中積(數量、高度、長度、岩性成分)以及整片冰積復蓋層的特性(如果有這種復蓋層存在的話)。此外對於冰川表面的其他各種小地形與中地形(諸如冰川丘、冰川杯、冰川桌、冰川磨、冰川井、冰川溪流和小湖的槽床、側裂隙、橫裂隙、縱裂隙、冰塌方等等)，如果它們的分布和規模是值得注意的話，也應當對它們進行研究並加以描述。描述和說明必須具體；對於顯著的地形單元的位置、它們的形狀和個別單元的大小或它們聚集體的大小要提供清楚的概念。裂隙、冰川井和冰川磨的深度是用細而結實、下端繫有重錘的標度繩來測定的。小的地形形態則用折尺來測量。最大的地形單元應當用符號標在圖或冰川圖上。

在描述冰川舌時，也應該研究並記錄冰的顏色、透明度、被內冰積石所滲雜的程度、結構(顆粒的形狀)及其在冰川體各部分的大小、冰的帶狀(層理)、冰層的產狀、有無層次錯動現象(折曲、逆掩斷層)以及在冰川表面以尖拱形狀表現出來的層理的特性[即被細溝所分隔的冰壟系統(системы ледяных валиков)]。冰的粒狀結構必須對冰塊加熱後才顯露出來(要在太陽下或呵氣使之溫熱)。

記述冰川舌末端的形狀(未割裂的,岬狀的,淺裂葉片狀的等等),并指出冰川末端是由于陡壁所中斷的呢,还是逐漸消失的(还应附帶指出陡壁的高度)。有冰川峽道(洞穴грота)存在时,要指出它們的位置和規模。

作冰川舌的橫剖面与縱剖面。这种剖面图可以根据野外水准測量的資料(用測斜儀)或者根据有等高綫的大比尺地图来作(前者要在最典型的地方作,后者要沿冰川軸作)。

終磧的描述:应当描述終磧的一般性質(諸如是不是扁錐体的;是直堤、弯堤或者成为好几条平行的堤;是不是不規則的丘陵堆;丘陵或堤間窪地的性質怎样),此外还应描述終磧高出谷底的高度,整体或个别堤的寬度(应当沿着山谷測量),堤与堤之間的距离,冰磧物質的成分,冰川舌与冰磧石相銜接的特点。

6. 冰川的变动

研究冰川的变动情况时,应当要測定冰川变动的性質(进、退、稳定状态)和这些变动的量值,必須在接近冰川末端的地方找出以前調查者所作的各种記号(进行观察时应当隨身携帶这些記号的記載和分布图),并就地查对这些記号。在查对这些記号时,还应当把以前关于冰川末端的記載、照片以及老的可靠的冰川图形拿来同冰川末端的外形和位置相比較。此外,还要用鮮明的瓷釉染料把以前的旅行家所作标记重新描清楚,但不应对这些标记作任何更改。

如果以前并没有人曾在冰川末端作过記号或者没有找到那些以前旅行家所作的記号(这是常有的事),那就應該用下列的方法亲自作出自己的記号。

在冰川末端以下的平坦場地上选出和測出一条基綫(見上卷第15章),在它的两端各标以两个固定点(可以用錐稜形岩石組成的大巨礫来作固定点,或在地上牢牢地釘入两个樁石)。

基綫的長度要尽可能大一些(200—500米)。应当先用羅盤測定基綫的方向,然後從基綫的兩端測出冰川末端的方位角,如有可能最好是測出冰川末端一些具有特征的點的方位角。由基綫兩端同冰川上面的選定點(位於基綫對面)之間的連線所組成的角不得小於 $20-25^{\circ}$ 。最後測出或者根據公式算出從基綫兩端到冰川末端的每一個具有特征的點的距离(見上卷第14、15章),並在基綫兩端用鮮明的瓷釉染料作出下列符號:

(1) 用一個圓圈中間加一點(\odot)的這個符號代表取方位角和進行測量的地點;

(2) 特殊標記(既可以寫上調查者的姓名,或簡寫姓名,也可以作一個由調查者所選定的用以作為自己代號的某種特別記號);

(3) 作記號的年、月、日(日期);

(4) 從基綫這一端到冰川末端的選定點的方位角(或象限角);

(5) 從基綫這一端到冰川末端的選定點的距离(測量出的)。

在基綫每一端的整個標記大致是這樣的式樣:

C. K. \odot	$135^{\circ}-200M$
5 VIII. 48	$172^{\circ}-259M$
	$225^{\circ}-176M$

這標記表示:1948年8月5日C.卡列斯尼克曾從基綫這一端瞄準冰川末端的三個點,並分別測出它的方位角,這些方位角的角度為 135° 、 172° 和 225° ,而到達這些點的距离則為200、259和176米。當然,從基綫另一端測出的、到冰川末端選定點的方位角和距离將是另一些數值。

經過一年或幾年以後,根據所標的方位角,再來重復測量從同一個基綫點到冰川末端的距离,這樣就可以推斷冰川變動的性質

和变动的量值。

从当地居民得来的关于冰川的資料主要應該是那些較显著的、很多人都記得的現象：諸如冰川的变动，冰川外貌的变化以及冰川在谷中的位置变化，雪崩的坡降及其移动的路徑，冰川湖的形成与外瀉等等。对于这些資料应当加以批判性的檢查，尽可能地多問一些目击者，然后把它們提供的材料加以比較和对照。

7. 确定冰川的类型

在苏联的山谷冰川区最常遇見的是下列几种类型的冰川：

(1) 星狀冰川 这种冰川分布在山峰上。它的冰川舌較短。这种冰川从集聚在山峰上的粒雪原呈輻射狀沿着切入山坡的溝谷向四面流下。它們在平面图上的形狀是不規則的星狀（变形虫狀）。例如，厄尔布魯士（Эльбрус）的冰川，就是属于这一类型的冰川。

(2) 火山口的冰川 这种冰川填充在死火山的口上，沒有流到火山口的范围以外；它們在平面图上的形狀是圓形。例如，勘察加的姆特諾夫斯克死火山（Мутновская сопка）就是属于这类冰川。

(3) 悬冰川 这种冰川完全位于山坡上，并不下降到山麓，它的終端高高地悬在山坡上；冰川体也不占有什麼明显的凹地，通常也沒有什麼圍框。在平面图上的形狀是舌狀。

(4) 圍谷冰川 这种冰川位于圍谷（山坡上的壁龕式切坑，平底陡壁的半圓形冰斗）之中；它們通常不流出到圍谷以外；在平面图上的形式是圓形。

(5) 單式谷冰川 这种冰川是由一个冰川流所組成的，只占河谷的一部分，这种河谷的上游通常扩展成杯狀；在平面图上的形狀是鏈狀。

(6) 复式谷冰川 这种冰川是由一个主冰川流和一些注入主

流的側支(冰川支流)所組成,這些側支本身既可以是單式冰川,也可以是複式冰川;在平面圖上很象一條有支流的河流。

(7) 樹狀(樹枝狀)冰川 這是一種從平面圖上看來象樹狀的大複式冰川的變形;它們位於兩個山嶺之間的縱谷中(與上述兩種只在一個山脈的範圍內位於橫谷的冰川不同);這種冰川的主冰川位於縱谷當中;並有很多支流(這些支流多半是複式冰川),這些支流從兩面流入主冰川,並與之相交成不同的角度(常常是直角)。例如:費德欽科冰川(Федченко)、伊內爾切克冰川(Инылчек)和捷拉夫山斯基冰川(Зеравшанский)就是屬於這一類冰川。

(8) 復活冰川 這是冰川盆的縱剖面有了強烈而陡急的拗曲(橫坡坎—поперечные уступы)時所發生的一種冰川變形。它的末端靠近這個拗曲處的時候,就折斷而落到坡坎的坡腳下;在坡坎的坡腳處,冰塊又凍結在一起,繼續流動而成為《復活冰川》。

(9) 土耳其斯坦冰川(Туркестанские) 這是退化的谷冰川的一種變形,冰川係數很小(常常小於一);供應區通常是冰川谷所處在的這一谷地的、未擴張的延續部分(上部);冰川供應主要靠雪崩和懸冰川的下崩;冰川舌上密密地堆滿了冰磧石。死冰(失去流動性的冰)發育得特別廣泛。

(10) 超沖冰川 這種冰川既可能是懸式的,也可能是谷式的;它們位於山嶺的兩個相背的懸崖上(就象掛在馬鞍上的一對鞍袋),但是它們的上部則在山嶺鞍部的冰川上部彼此聯在一起;在平面圖上是一個既帶有二個不同朝向的冰川舌,又帶有一個為兩者所共有的位於中央部分(冰川舌之間)的供應區的延長體。

把冰川劃為某一類型時,必須要有很好的論據。有疑問的時候絕不能把冰川硬《趕向》某一類型。在這種情況下只能限於客觀地記述冰川,至於它的類型問題,則可以留待以後解決。同樣也不應該把每一個小的變形都劃為一種特別的冰川類型。

参考文献

- [1] Калесник С. В. Ледники, их роль и значение в жизни земли, 1935.
- [2] Его же. Горные ледниковые районы СССР, 1937.
- [3] Его же. Общая гляциология, 1939.
- [4] Его же. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках, 2-е издание, 1948.
- [5] Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников, 1947.

VIII 古代冰川作用遺跡的研究

(原書第12章)

C. B. 奧勃魯契夫

1. 緒 言

在研究古代冰川作用遺跡時，常常不得不根據一些非常有限的、互相矛盾的資料來解決一些很複雜的問題。我們如能以全部現象的綜合研究作為做出結論的基礎，換言之，如能以研究冰川沉積及分析地形所得出的結果來作為做出結論的基礎，才能獲得最可靠的結果；在冰川痕跡不夠明顯的場合下，研究者在下結論時，應該特別謹慎。要預先看一看看有現代冰川的地域，閱讀一些普通的書籍(C. B. 卡列斯尼克、K. K. 馬爾科夫、И. П. 格拉西莫夫、B. A. 奧勃魯契夫和 И. С. 舒金等人的著作和 1940 年出版的手冊，在這些著作中列舉有 1939 年以前的文獻目錄)以及有關該區域的文獻資料；同時還要事先擬定：什麼地段還研究得不够；在古代冰川作用的歷史中，關於哪些問題的資料論證最差，因而還需要作一些補充的工作。通常在文獻中所記載的關於冰川作用的時代、冰川作用的界限和次數的結論是很矛盾的。新的詳細調查——特別是當該地區有了新的人工斷面(礦坑、采石場、坑採用斷面、鐵路路塹等等)以及發生了將冰川沉積揭去的地滑和山崩時就應該為更精確地解決許多問題提供重要的資料。

山地的冰川作用

2. 調查的任务

苏联山区的古代冰川作用的遺跡几乎全部都被研究过了；新的調查必須能够为补充某地区冰川作用的知識提供一些实际的材料，必須能够为解决下列这些重要問題提供一些資料：а) 已知的冰川作用遺跡的可靠性；其中某些遺跡能不能用其他作用来加以解釋（參看 §3 和 §4）；б) 冰川作用的性質和冰川的类型（參看 §9）；в) 冰川末端的最低絕對高度（參看 §4）；г) 雪綫的高度（參看 §8）；д) 冰川作用的次数和冰川期各阶段的次数（參看 §10）；е) 由于冰川作用而发生的水系变化情况（參看 §11）；ж) 具有实际意义的結論，其中包括每次冰川作用对于冲积矿床的分布、对于道路的建筑和暢通、对于农业以及对于水力站的建筑的意义；冰川湖对于漁业的意义（这种意义就象降落場对于飞机的意义一样重要）。

3. 冰川景觀的一般特点

а) 沉积区：

(1) 冰碛景觀 这种景觀一般是不規則的丘陵和小崗或者是一些中間帶有窪地或湖泊的冰碛堤。冰碛綜合体主要分布在山谷中，有时也分布在大高原（плоскогорье）原面上（參看 §4）。

(2) 冰川河流景觀（冰水沉积景觀或外冲平原景觀——зандровый） 这种景觀是谷底淤积面和具有許多河床的山麓平原的淤积面（參看 §5）。

б) 冰川侵蝕（掘蝕——выпахивание和刨蝕——экзарация） 区 冰川能够改造冰川发生以前的地形，既能稍稍加强（加重）地形的形态，也能稍稍改变它們。例如，能够磨圓凸起的地形，能够剗

削和掘深老谷地，使它們获得更直的縱断面和更平滑的橫断面，同时又能在谷地中挖掘凹地（参看 § 6）并在斜坡上形成杯狀凹地——圍谷（参看 § 7）。与改造谷地的同时或者更早，即在另一个冰川时期，可能发生大冰川对分水界和台地进行加工的现象，这种加工能使山峰和山岭剧烈地磨圓，能使台地的凹地和谷地扩大和加深。所有这些形态都必须仔细地加以描述并拍出照片；在地图上繪出它們发展区。同时还应特别地注意和研究下列形态：

羊額石 羊額石是一些沿着冰川流延伸的、在平面图上是穹形、橢圓形（鸡蛋狀）的基岩丘陵。研究羊額石时，应确定它們的高度、長度、寬度、谷坡上部和下部的傾角（谷坡下部的傾角总是較大的）（图 1）。此外要記錄：有沒有深的裂隙；羊額石的最下端是否被分裂成許多方块；羊額石是否由那些相同于冰川床周圍部分的岩石所組成。应当把个別的和成群的羊額石标繪在地图上，并精确地測定它們的方向。成群的（特别是在橫樑部分的——参看 § 6）羊額石往往会失去原来的形狀，甚至会汇合成一群被磨圓的谷坎。

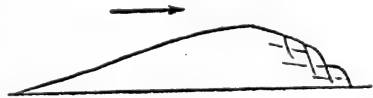


图 1 羊額石
箭头表示冰体运动的方向

除了这种典型的羊額石以外，小形的羊額石也很多（諸如凸起在谷底的小块基岩凸地、冰川槽坡上被磨圓了的凸地和崖壁，它們既有單个的、也有成群的）；成群的有时称为波狀坡（卷毛崖 «Курчавые скалы»，这一名称常被用来表示分布在一起的羊額石）。我們應該描述它們的形狀、大小和位置；特別重要的是指出它們在谷坡上达到什么高度。对于所有这些形态，我們都應該查明它們与谷地的哪些部分有联系。

擦痕和磨光作用 这是冰在谷底、谷坡以及在被冰川所搬运来的巨礫和卵石上运动时所形成的一种现象。冰川擦痕在苏联气

候的风化作用的条件下是很少能够保存下来的。擦痕和磨光在刚刚出露的、还未遭受风化作用的崖面和巨礫面上表现得最为明显(如石坑、路塹、地滑等等)。坚硬的細粒岩(細粒花崗岩、石英岩、輝綠岩)常常会被冰体磨光;而在不够坚硬的岩石上,就会形成擦痕,甚至能形成深达一米的凹槽。比擦痕保存得更久的是半月形的擦口(ссадина)(磨擦的裂隙),其长度为2—10厘米或更长(图2)。要用罗盤仪精确地測量擦痕的方向,因为它能指出冰川的流动方向。在冰体能够朝向两个方向运动的平原和山麓地区,可以根据擦痕的最粗的一头来确定冰川的真正方向,如果没有粗大的部分,則可以根据半月形擦口加以确定,虽然它們的凸出部分有时会朝

向冰川流的上方,有时則会朝向冰川流的下方,但是它們的底部裂隙始終是朝着冰川流下方傾斜的,用显微镜檢查沿着冰川流动的方向所形成的碎片,就可以发现这些裂隙(图2)。应当在硬而脆的岩石上(如石英岩)或者在比較平坦和几乎水平的表面上,以及在丘陵和羊額石迎着冰川运动的表面上去寻找这些擦口。这些擦口是沿着擦痕在若干千米的距离內形成的,并且是和擦痕彼此垂直的。

岩石上的交叉擦痕能够指出冰川方向的改变;因此应当測量这两个擦痕的方向,并根据擦痕重叠的情况来确定其中哪一个是較老的。由于冰礫在后来往往会被翻轉过来,所以冰礫上的擦痕,在大多数情况下并不能作为可靠的标志。

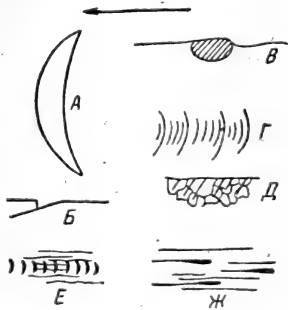


图2 冰川擦口和冰川擦痕

箭头表示冰体运动的方向

- A—平面图上半月形的擦口;
- B—它的横断面;
- B—形成在卵石以上的掘蚀凹地;
- Г—石英岩上的一系列半月形裂口;
- Д—它們的横断面(薄片);
- E—叠置在擦痕上的一系列半月形裂口;
- Ж—向一端变細的擦痕。

б) 冰川作用的邊緣地帶和非冰川作用的地区 在高出雪綫的集冰区和冰川外原的外部邊緣地帶, 侵蝕作用会导致圍谷的形成, 而且又会由于圍谷(參看 § 7) 和冰冻风化作用(參看第 2 章) 的共同作用而形成显著的阿尔卑斯型地形。

г) 假冰川地形 外貌与冰川相似的景观也可以在其他过程的作用下形成。穹狀圓形山丘是在地形发育的壯年期形成的; 喀斯特作用能够形成一些很象冰川景观的丘陵地形和无水流的凹地。在岩屑錐很多的情况下, V 形侵蝕谷可能获得槽形的横断面, 但这些横断面多半都不能長久保存下来; 侵蝕谷的特殊标志就是它們具有很厉害的曲折(弯曲); 而冰川槽則有着長而直的肘部, 拗折的程度也很緩和。具有土流坡的侵蝕谷有时也很象冰川槽(关于假冰碛的問題請參看 § 4)。

4. 冰 碛 石

冰碛石大部分虽然都可以根据地形而立即辨認出来, 但是时常还必须对它的沉积物的成分进行仔細的研究。典型的冰碛石是由顆粒极細的粘土狀物質所組成的。其中混杂有多角形的砂粒、石礫、碎石和大石块(冰礫), 而且其中的物質均未經過分选, 它們沉積得沒有次序, 也沒有明显的层里; 有时則夾有被磨光的、滿布擦痕的冰礫, 这些都是冰碛的特征。但是常常也可以看到杂有大量从冰下河流中沉积下来的磨圓物質——卵石——; 有时也能看到一些从冰下小湖中沉积下来的、具有明显层里的砂粒和石礫的透鏡体。

活动冰川的冰碛石(图 3)称为被搬运来的(перемещаемые)冰碛石(參看第 11 章); 古代冰川沉積的冰碛石可分为以下三种:

а) 边碛或岸碛(краевые или береровые) 这种冰碛石很少以沿着谷地伸延于谷坡或坡脚的長堤形状保存下来。常常只保存有長堤的个别片断。在多数情况下, 往往看不到冰碛堤, 只

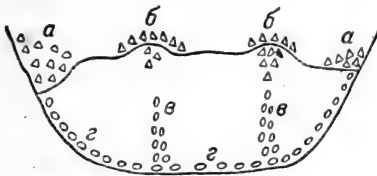


图3 在冰川横剖面中磧石分佈图
 a—側磧； б—中磧；
 в—內磧； з—底磧(下磧)。
 前两种磧石由多角物質組成，后两
 种磧石由多角和磨圓物質的混合
 物組成。

观察到沉陷阶地 (террасы оседания) (图7); 因为側磧在溶冰时往往会向斜坡方面沉降; 有时候它們又可能和沿着冰川边缘流动的流水的沉积物混杂起来 (参看 §6)。研究岸磧时应该描述它的形状 (冰磧堤、阶地)、岸磧面是平坦的或是傾斜的 (通常向山坡方面傾斜), 是否具有小丘和凹地, 附近

有没有湖泊和基岩山岭; 应该尽可能精确地确定岸磧高出谷底的高度; 确定阶地 (磧石) 的数目以及它們同山坡形状和山坡上的坡坎的联系。要研究冰磧石的成分, 描述冰礫的大小和分布情况, 描述冰磧石的成分在横着山谷和顺着山谷的垂直断面上 (应该找出切开冰磧石的冲溝) 所起的变化; 研究磨圓物質的分布情况。探求所有阶地 (冰磧石) 沿山谷而发生的高度变化和它們的成分变化; 它們同終磧、冰退終磧以及同沿着谷地往下分布的冰川 (河流沉积阶地) 的相互联系。

б) 基磧 (основная морена) 这种冰磧以不規則的丘陵或冰磧堤的形状复盖着山谷的底部。冰川搬到冰川表面和冰川内部的物質以及沿着谷底移动的全部物質 (底磧) 在融冰的时候就在这种冰磧中汇集起来, 因此基磧的形状可以是多种多样的, 在成分中混杂有大量的磨圓物質。这种冰磧很少能够保存下来, 因为大部分在冰川退却时都被河流冲刷掉了。在記述的时候, 要注意冰磧石地形的形状、冰磧石的成分、磨圓物質的分布情况以及其中成分在沿着谷的方向和横断面上所起的变化。应该力求把融磧 (абляционная морена) 形成的物質 (位于冰川末端附近的、原来复盖在冰川上面的物質) 与底磧 (原来躺在冰川底部的) 区别开来;

要想把分隔它們的內磧 (внутренняя морена) 区分出来通常是不可能的。

в) 終磧 (конечная 或前磧 фронтальная) 研究終磧或前磧的时候, 應該記述, 終磧弧的形狀是类似数个或一个同心圓狀的洲堤呢, 抑或保留下来的仅仅是洲堤中紧靠着谷坡的某些殘余部分, 再或者是类似一些不規則的丘陵狀的堆积。对終磧进行研究的时候, 应当予以特別的注意。应当記述冰磧石的形态、高度、成分以及冰礫和滾圓物質的分布情况。为了断定这些冰磧是不是受压冰磧 (морена напора) (图 9), 寻找很好的橫断面是很重要的。受压冰磧是在冰川运动时被冰川压坏和弄翻的物質, 或者是在冰川停頓时沉积下来的磧石。

冰退終磧 冰退終磧是在冰川暂时停頓的时候形成的, 对于这种終磧也應該象研究終磧时那样加以仔細地研究。对于終磧說来特別重要的是它的絕對高度, 因为从它的絕對高度就可以看出停留得最久的这些冰川的末端。所以, 沿着冰川谷往下前进时, 要仔細地記述每一个通常很难与終磧区別的冰退終磧的高度。

終磧时常会被冰川的运动所破坏或消灭, 它們或者被掩埋在融磧的复盖之下, 或則被冲毀而埋藏在冰川-河流沉积物的下面。在这种情况下, 为了根据其他標誌来断定冰川最末端的位置, 就必须仔細地研究一大段冰川谷。

同时在研究冰磧石的时候, 特别是研究終磧的时候也希望大家要注意那些有时能强烈改变冰磧石的、古代的和現代的土流現象并注意风化和侵蝕的深度。这些观察对于确立冰川作用的年代是很重要的; 把它們拿来同其他对磧石和冰川-河流沉积物所进行的观察对照一下, 就能够获得很有价值的資料, 这些資料对于解决冰川物質是在什么时候(是在冰川后退的时候, 还是冰川前进的时候)沉积下来的这一問題是有很大的好处的。

应当把所有冰磧石的位置都填繪在比尺很大的地图上; 对于

一些特別复杂的地段可以做一次專門的大比尺測量（如果現有的地圖太小的話）。

要特別研究分布在終碛和冰退終碛以上的、或者分布在它們之中的以及分布在冰川床凹地中的冰川湖（ледниковые озера）；在每種情況下都應該確定這些冰川湖是由于什麼因素而形成的，並研究湖岸上的古代沉積物（關於湖泊的研究方法可參看第8章）。

冰碛石的改造 由冰川而沉積下來的碛石常常會遭到沖刷和風化，甚至還會完全絕滅。因此這裡沒有冰碛石，並不能證明這裡沒有發生過冰川作用。冰碛石可能在某些不會遭到沖刷的地方或者在凹陷的地方被保留下來，因此應當在這些地方尋找它們。

在沖刷的時候能夠在沉積的地方保留下來的，常常只是冰碛物質中體積最大的（體積達幾十立方米的）巨礫*。這些巨礫可以沉積在直接由基岩組成的或由某些第四紀沉積物組成的分水界的面；在另一些情況下，巨礫可能落到現代河谷的谷底，並且經受了几次侵蝕循環而在水平方向稍微移動了一些。在確定冰川作用的次數和冰體運動的方向時，巨礫乃是很重要的標誌。對於確定冰體運動的方向來說，在成分上與底層的岩石有顯著差別的巨礫是最有價值的標誌。單個的巨礫也被冰水連同冰塊一起帶到冰川-河流沉積的區域。對確定巨礫的冰川起源，最重要的標誌則是擦痕、磨光和岩石成分。與底層岩石無關的多角形巨礫也可以由於岩屑錐、山崩、地滑而產生，或者由於山水和河冰夾帶而來。

以巨礫為頂帽的柱子——稜錐狀土柱（земляные пирамиды）是由于碛石受到了雨水的沖刷而形成的，類似的形態有時在河流、湖泊和海洋的沉積物中也可以發現。

帶有擦痕並經過磨光的巨礫在教科書中被看作是碛石的一般

* 巨礫原為 валуны，過去都譯為漂礫，我們覺得老譯法很不恰當，因為它乃是一種巨大的石塊，如譯為漂礫，會令人感到它是能漂起的礫石。所以我們建議今後改譯為巨礫——校訂者註。

表征,但是事实上它們絕非总是在礫石中出現的;有时它們也可以由于其他过程而产生。擦痕無論在岩屑錐上、在泥石流冲积物中、在泥流中或者在土流体中都可以观察到,甚至还可能由于人类和动物活动而形成;河冰磨光巨礫后,也能在它上面刻上擦痕;同样,当动物和石头磨擦的时候也可以磨光石头。

假礫石 (ложные морены) 許多过程都可以形成一些在形状和成分上都同礫石相象的东西。橫截谷地或沿着坡地伸延的石堤以及丘陵狀地形往往会由于塌落、山崩、土流、地滑和水流对冲积扇所发生的冲刷作用而形成;喀斯特作用也能形成凹地和丘陵狀地形。在岩屑錐、山崩、地滑、土流体、泥流和泥石流沉积物中也常常可以观察到粗糙多角的碎石和粘土物質的混合物。

5. 冰川-河流(冰水)沉积(外冲沉积——зандры)

冰水沉积是从冰川中流出的水流形成的,主要由卵石、石礫、砂粒、粘土所組成。这种多次被冲洗过的沉积物在冰川退却的时候絕大多数都沉积在終碛以上的地区,少数保存在終碛以下的地区。在研究的时候,最重要的是:

a) 查明冰川-河流阶地的数目,它們与終碛、冰退終碛、沉陷阶地及冰礫阶地(参看 § 6)的相互关系。确定它們高出谷底的高度、沉积物的成分以及所有这些阶地沿着谷地而发生的成分和高度的变化(記述阶地的方法可以参看第 5 章)。

b) 研究与礫石沉积相夾叠的交互层,确定这里面有沒有土壤层。这种断面通常可以在冲溝和小河(支流)的峡谷中找到。如能在谷地的各部分找出几个这样的断面,就能够为确定冰川作用的年代、冰川的变动、冰川阶段的次数和冰川期的次数提供很有价值的材料。

в) 研究古代冰川谷地中的冰川-河流沉积时主要应从研究阶地断面的冰川-河流沉积着手,因为谷底的冰川-河流沉积往往

会被冲毀或者被現代沉积物所掩盖；对于現代冰川谷地中的冰川-河流沉积，則可以从研究谷底的沉积着手，确定它們的形态和面积，根据沉积物的大小和磨圓度，来查明沉积物的分布情况(因为沉积物的大小和磨圓度同搬运情况有关)。此外还应描繪河床和中间山岭的分布情况(参看 § 19)。大約在离冰川末端 5—10 公里的地区，冰川-河流沉积和一般的河流沉积并没有什么区别；但是巨礫可以被冲刷到河谷以下几十公里的地方。在冰块溶化时，常形成窪坑-冰釜，其中有时为顆粒較細的物質所充填。

г) 研究冰川-河流沉积物的风化和侵蝕程度，研究它們同那些已經比較精确地确定了时代的沉积物的关系(参看 6)，这些对于查明冰川作用的年代是有益的。在冰川長期停頓时，冰川-河流沉积物很厚，并可分布在冰面上，甚至分布在冰川末端。在冰川緩慢后退的时候，在隣近冰体的边缘就会形成一系列的冰川-河流阶地。在冰川迅速后退的时候，在終積和冰体之間就形成了凹地，这个凹地在一定时期內多半是个湖泊；湖泊中的沉积物是湖河沉积物和礫石物質的混合物；这种湖泊多为一排阶地所包圍，这些阶地沿河谷往下就联成为一个。关于湖泊淤泥的研究可以参看 § 18。

д) 对于阿拉斯加型的冰川来說，它們的特征是冰川-河流沉积(外冲原)分布在山群外圍以及它的山麓上；因此我們必須追查全部阶地，一直到平原为止。但是，在研究山谷类型的冰川作用时，关于礫石和阶地的年齡的可靠結論只有在成功地調查了阶地，直到把山麓和平原的阶地都研究得很好的时候，才能得到。

6. 冰川谷的形态

冰川谷的形狀——具有陡峻的谷坡和平坦的谷底的槽形或是 U 形的冰川谷(冰川槽)——可以作为山谷类型的冰川的特征。

研究冰川谷的橫断面时，应当記述以下这些方面：(1) 谷底的形态(平坦的，还是微微下凹的)，是否有淤积物或礫石充填其中；

(2) 从谷底向谷坡的过渡情况(是岩屑錐还是基岩的露头); (3) 谷坡的性質(悬岩、岩屑錐、傾角); (4) 谷肩(плечо)的高度(向谷坡上部緩斜处曲折的綫); (5) 谷坡上有沒有台阶和沉陷阶地; (6) 積石及其高度; (7) 到什么样的高度还保存有冰川作用的痕迹——磨光、擦痕、被削平和被磨圓的崖壁。在有好几个彼此相嵌的冰川槽的情形下,我們就必須确定这些冰川槽高出谷底的高度以及它們的寬度和谷肩的傾角,并研究谷肩的沉积物和冰川曾經对谷坡起过作用而留下的痕迹(图4)。

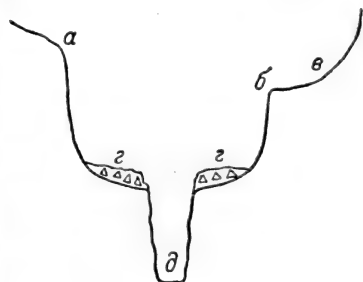


图4 冰川谷的横剖面图

- a—冰川槽的肩;
- b—冰川床的肩、圍谷口(岩坎);
- B—冰川床的嵌入槽——圍谷底;
- z—槽底的積石;
- d—切入槽底的幼年侵蝕峽谷。

研究冰川谷的縱断面,同样也具有很大的意义。如果没有比尺較大的地图,就应该沿着谷底进行縱向的气压測高或仪器水准測量(參看第1卷第15与16章)。应当更詳細地研究谷底的坡坎——橫梁(ригель),仔細地記述它們的地形,研究它們高出位于上面和位于下面的、被重复加深的谷底地段之相对高度;研究谷底加深地区的湖泊、橫梁及中間地段的年青侵蝕峽谷以及它們的深度和寬度(图5)。

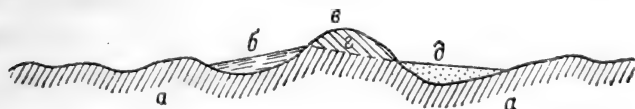


图5 冰川谷縱剖面图

- a—基岩; b—橫梁以上的窪地中湖泊; B—橫梁;
- z—切穿橫梁的侵蝕峽谷; d—由峽谷冲出来的冲积堆。

为了查明复杂的、有爭論性的橫梁起源問題，必須：

a) 查明橫梁及其中間地段是由什么岩石組成的；

6) 橫梁和窪地对支流的位置关系怎样。橫梁是位于主谷或支谷之中呢，还是正好位于它們汇合处以上的地方；橫梁以上是否老是帶着窪地；在主谷和支谷汇合处是否常常被重复加深。此外，还应决定橫梁同谷地弯曲处、谷地收縮处以及同成层谷的位置关系。

成层谷(ярусные долины) 順着冰川边缘流动的水流常常会使冰川-河流沉积物淤积，并在谷坡上形成長的或者不連續的冰礫阜阶地(камовые террасы)；它們的組成物常常和側積相混杂(參看§4——沉陷阶地)；在谷坡受到猛烈冲刷的情况下，它們很少能够保存(图6)。但是有的时候，这些水流可以在基岩上面冲刷着

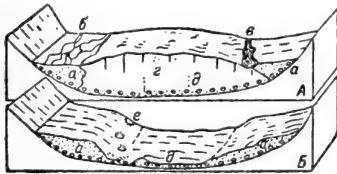


图6 冰礫阜阶地的形成图(横断面)

A—冰川时期： a—側緣河流沉积物；
 б—側緣河流； B—側緣湖；
 z—冰体； d—底礫。
 B—冰期以后： a—冰礫阜阶地；
 d—基礫； e—鍋穴。

峽谷和窄谷，这种和冰川槽相平行的峽谷和窄谷就是成层谷，在成层谷和冰川槽之間有成层的壟將它們彼此隔开。在記述它們的时候，应该注意：成层壟和成层谷高出冰川槽底的高度、它們的寬度以及它們是否被礫石或冰川-河流沉积物所复盖(沉积物的厚度和成分)。

当成层谷一层高出一层而有好几层的情况下，就要詳細地研究所有的层。要記述成层谷有多長、它往下向冰川支谷或冰川主谷的通路是否已打开；它上端的性質。成层谷分布在冰川槽的哪些地段：收縮处、扩展处、弯曲处、橫梁区、大支流汇合处；从成层谷到粒雪盆的距离和到冰川末端的距离；成层谷和側積的位置关系；谷中是否流着現代河流(图7)。能否看出成层谷和哪些岩石有关。同样重要的是查明这些成层谷是在冰川处在固定状态时形成的呢，还是在冰川后退时形成的。应当指



图 7 具有成层谷的槽坡横断面图
a—成层谷；*б*—成层壟；*в*—成层谷中的冰川-河流沉积物；
z—沉陷阶地(侧碛)。

出,到目前为止,对于成层谷的研究还是很不够的(参看 § 16)。

悬谷 (висячие долины) 悬谷是由于冰川主谷被重复加深而且加深得比支谷更为厉害所形成的。对于每一个悬谷都应该記述以下几点:(1)悬谷口高出主冰川谷底的高度以及这种高度在不同的支流以及在主谷的不同地段的变化;(2)谷口崖壁的新鲜程度;(3)谷坡傾角,谷坡上有无礫石复盖,谷底曾否为峡谷所切割,峡谷的深度;(4)有无瀑布,瀑布的高度;(5)当谷口遭到冲蝕时,应指出冲积錐的大小。重要的是查明:悬谷是否全有自己的冰川;这点根据谷的形态和礫石的有无是很容易确定的。研究遭受冰川作用的悬谷时所用方法和研究冰川主谷时所用方法相同。

冰斗 (цирк) 冰斗的形状是一个为陡坡所圍繞的窪地,是粒雪盆中扩展的冰川谷源。研究时,应该記述冰斗的形态、冰斗的大小、进入冰斗中的短冰川谷或环繞冰斗的圍谷、冰斗底部的礫石和湖泊(如果他們有的話)、台阶、出口处的橫梁。

7. 圍谷 (кары—кресловины)

圍谷是山坡上經受冰川作用而形成的壁龕狀凹地,形状很象圓形的安乐椅。圍谷有平坦的或者下凹的底部,三面均为半圓形

的悬崖所圍繞。有些作者把圍谷称为冰斗（因为这是由于不同語言所引起的同义字），但是我們用冰斗这个名称来称呼扩展的冰川谷源（参看§6）。在記述圍谷的时候，必須确定它底部的絕對高度及其高出冰川谷、冰斗或高地的相对高度以及圍壁的相对高度；要記述圍谷底部的積石或礫石堤（粒雪積石、假積石）以及圍谷里的湖泊和封閉圍谷的崖坎（скалистый порог）（如果有这样的湖泊和崖坎的話）。如果有一些圍谷，它們一个高出一个地接連分布在一起的話（圍谷梯），那末我們就要确定它們的相对高度，并对其中每一个加以記述；此外还应注意它們的構造和发展方面的差异。

研究圍谷的新鮮度也是很重要的，換言之，研究它們是否仍然保留有陡壁，这些陡壁是不是已經遭到破坏，圍谷是不是已經被岩屑堆所复盖，底部是不是已經長出青草；要注意各个圍谷在破坏程度上的差别以及它們在圍谷梯方面的差别。如果圍谷里面已經沒有冰川的話，那就应当記述雪在圍谷中是怎样長久被保存下来的。

在研究整个山区的冰川作用的时候，沒有必要詳細地記述所有的圍谷，只要确定它們的典型特点；但應該确定所有圍谷底部的絕對高度，并且应当算出朝向不同的各种斜坡的平均陡度以及各种具有不同地形的山群的平均高度（因为山岭寬度、斜坡陡度、优势风等等对于圍谷都有很大意义）。應該注意在圍谷以下、圍谷发育地带和圍谷以上的斜坡陡度。

圍谷在高山地区的地貌上所起作用 研究这个問題时應該記述：山脊的破坏过程是怎样向前发展的；圍谷是一个一个单独地分布在斜坡上，还是已經开始彼此相接壤；位于不同斜坡的圍谷是不是已經由于分水岭变成了《尖尖的山脊》而彼此接壤起来；山上是否形成了角峰（карлинги）（山峰上的三面錐形体）；此外应当記述破坏过程的进一步发展情况；應該算出山脊和山峰的平均絕對高度以及它們高出冰川谷的高度。

8. 确定雪綫的高度

确定現代冰川的雪綫高度可參看第 11 章第 3 节。在研究古代冰川的时候,通常要确定各圍谷底部的絕對高度,并从对于位于朝向相同的这些山岭(山群)的全部斜坡上的圍谷底部所进行的一系列的观察中取出一个平均值。但这个方法常常不是很精确的,在某些山岭中,其誤差率可能达 500 米。

古代雪綫的現代高度是根据上述这个方法来确定的。为了获得相应于冰川作用时期的雪綫高度,必須考虑山区或它的某几部分在过去时期内的上升度(或下降度)。

上升度的大小可以在研究这个山区及其山麓的阶地时加以确定,必須沿着河谷追查这些阶地特别是山区边缘的阶地。山区内部个别山脉和山群的上升方面的差异,也是用这种方法加以确定的。位于河谷某一地段的各个阶地在高度方面的悬殊表示这个地段上升得比較强烈,如果这些阶地在高低方面很接近或者甚至連成一片的話,那末这就表示上升得比較緩慢或者上升現象已經停頓。

9. 冰川作用的类型

冰川作用的类型应当根据已被研究过的关于古代冰川的全部特征以及它們在現代地形图上的分布情况而加以确定。除了第 11 章所指出的冰川作用类型以外,在苏联山区已經知道的有下列几种冰川作用类型(詳細情况可參看参考文献[5]):

(1) 高原冰川(ледники плоскогорий) 高原冰川分布在广闊、平坦的或者被强烈切割的高原和山原(нагорья);冰川舌从这些广闊的集冰区沿着谷地远远地往下伸降。高原上的山群、山群間的窪地或者高原本身就成为冰川作用的中心。

(2) 山麓冰川(ледники предгорий, 阿拉斯加型冰川——аляскинские) 山麓冰川是从山上流下并在山麓处汇合的冰川。

(3) 斯匹茨卑尔根型冰川作用 这种冰川的特点是整个山区都为冰所复盖; 不論山谷或是隘口全被冰所充塞, 但有些地方由于山脊和山峰仍在上升, 冰川还未形成大陆复盖所固有的上凸形式, 而一般是承襲山区表面的基本起伏。

所有这些巨大类型的冰川作用, 其特征都是貫穿谷(сквозные долины) 很多, 这种貫穿谷把各种山岭斜坡和高原部分的山谷連成一个統一的山谷网; 山隘道路通常就是沿着这些貫穿谷前进的。

10. 决定冰川作用的次数

要确定冰川作用的次数, 这是地貌調查中最困难的任务之一。間冰期的可靠証据是間冰磧沉积层中有动植物化石存在, 这些化石的存在証明这里曾經有过比冰川期要温暖的气候。磧石和无化石的冰川-河流沉积层的交替出現, 甚至和埋藏土壤夾层交替出現, 并不是有过間冰期的决定性的証据, 因为这种現象可能是由于冰川在冰川期的某一阶段里的几十或几百年中发生了后退而引起的。因此应该特別注意研究間冰磧沉积层, 并注意在其中寻找动

植物化石, 特別注意收集花粉分析的材料; 每隔 5—10 厘米就必须采集一分供分析用的标本(參看第 18 章)。

以前認為有一个套着一个的嵌入槽谷(вложенный трог) 存在(图 4 与 8) 是曾經有过多次冰川期的証据, 特別是在每一个嵌入谷的掘蚀阶地(террас выпахивания) 上有

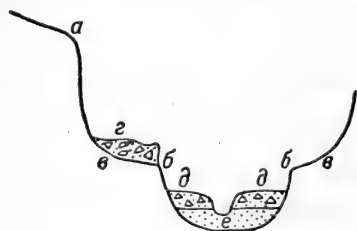


图 8 两个嵌入槽系的横断面图

- a*—上槽的肩; *б*—下槽的假肩;
в—掘蚀阶地; *z*—阶地上的磧石;
д—下槽底部的磧石; *е*—冰川后退阶段
 的冰川-河流沉积物。

冰磧石的情形下; 而且認為可以根据冰川谷的数目来决定冰川作用的次数。但是冰川在冰川期某一阶段所发生的变动也可以形成

这种台阶。因此我們不仅要研究这些台阶和它們的沉积物，而且还必须查究它們跟終積以及跟冰川-河流阶地的联系。

在沒有間冰積沉积物存在的时候，可以根据冰積石的成分和风化程度来确定这种冰積石是属于哪一个冰川阶段（或者甚至哪一个冰川时期）的。

距現代一万五千到二万五千年（參看第 17 章表 9 和 10）的最后一次冰川作用所形成的積石和掘蝕面多半是极其新鮮的。由于数十万年前的、最古的第 4 紀冰川作用而形成的積石和掘蝕面，大部分都被最后一次冰川作用所消灭。而保存下来的那些殘余部分則已受到了很大的破坏和风化。調查者常常把最后一次冰川作用的某些阶段的痕跡当作單独冰川期的標誌来加以描述。

冰川床在形态方面的显著差別有时候是解决冰期問題的一个很重要的准繩。誠然，不同冰川期的冰川在同一个谷中相繼存在的情况是常有的；但是如能对該冰川床进行仔細的研究，亦能确定掘蝕作用的不同水准位置以及冰川谷的不同寬度和形态。較古老的冰川作用多半具有自己的谷系和比較高水平的谷面，而且它的谷面多半又为下一轮的冰川谷所切入，例如，較古老的冰川作用的痕跡——積石或个别巨礫——可能分布在分水界的台地上，而后来的冰川作用的深冰川谷就切进入这个分水界台地。虽然这种証据有很大的价值，但是这个証据要求研究者能够对掘蝕面进行仔細的測量并查明巨礫堆积的来源，因为在巨型冰川作用下，冰川有时既会沿着山谷，也会沿着分隔山谷的分水界同时下降。

11. 水系的变化和冰期前的地形

在研究冰川作用的痕跡时，必須收集一些可以凭以重構前冰期的地形和河流网的資料。在冰川作用的时期，雪綫以下的冰川体的融水逕流通常从該谷的流域順着冰川流动；因此常常会发生水流冲进了隣近山谷的現象，并形成与古代河谷相平行或在很大

距離內交成一個角度的河谷。冰川作用以後，這些河谷的某些部分在流動的狀態中被保存下來；切入冰川谷邊緣基岩中的、圍繞礫石的河床就是一個很好的例子。但在冰川作用時期，這些河谷的一部分就變成為乾谷。分水界上的貫穿谷，在冰川作用以後，可以成為占據其他山坡一部分盆地的這種河流的通道。對於全部這些河流網的特性，都應當加以描述，並把它們繪在地图上；至於河流網的變化問題，則除了分析現代地形圖以外，可以根據相應的淤積沉積物的存在、以及對它們成分的研究結果來加以推斷。冰期前和冰期期內的湖泊位置以及它們的發展情況則可以根據湖泊沉積物中的化石來加以確定。此外，對於現代的、冰期後的湖泊系，也應該加以詳細的描述。

重構冰期前的地形和水系需要詳細地把古代冰川作用的遺跡描畫出來，並作詳細的地貌學分析，因而這個工作常常會遇到很大的困難。研究礫石的成分不但對於確定冰川搬運物的來源和道路是很重要的。而且對於重構地形，也是很重要的。研究了冰川-河流沉積物和現代淤積物之後，可以查明冰期前河流的方向以及它們切入山嶺深處的程度。

峽灣是一種底部位於現代海水面以下的冰川谷。雖然可以象研究普通冰川谷那樣來研究它們；但必須根據深度圖作出橫斷面和縱斷面，如果沒有很好的深度圖，就必須作專門性的測量。務必要對一些典型性的石灘（海中峽灣的底部被抬高而出露的部分）進行測量。海岸綫和峽灣的現代發展可根據第 11 章所述的方法，象研究海灣那樣來加以研究。

平原的冰川作用

12. 研究的任務

在 § 2—11 中所列舉的許多方法性的指示對於調查古代平原

冰川作用的地区同样是很重要的。但是大陆冰盖的发展及其对于基岩的影响,都有着自己的特性。

在研究平原的冰川作用时几乎完全可以从§ 2 所列举的那些研究冰川作用痕跡的任务中免去 B 点和 Γ 点所列举的这几項調查。其余各点所列举的調查研究,則应当象研究山区冰川作用时一样进行得十分全面。由于大陆冰川作用的沉积物在苏联分布得极为广闊,其中既包括森林地带,也包括耕作地区,加以这些地区常常又是人口稠密的地方,因此从研究中所得出的結論对于解决以下这些問題是非常重要的,这些問題是:关于冰川沉积物对于土壤性質、对于潜水和地下水的分布、对于土壤沼泽化等等的影响,以及这些沉积物对于筑路、建立村庄的意义等問題。与冰川活动的产物有关的矿产(諸如粘土、砂粒、礫石、供建筑房屋和桥樑用的石块以及供工业和建筑房屋、道路用的其他原料)对于国民經济同样也有着很大意义。

13. 冰 磧 石

为了确定冰磧石的发生类型,不仅要研究它們的成分,而且必須研究它們的地形形态。关于平原冰川的景观我們将在第 21 章作一般的描述;这里我們只提供一些更加具体的說明。

終磧或前磧 終磧或以單个堤、壟的形狀或以弧形弯曲或以分布成若干行列的壟环的形狀保存下来;这些行列有时則被分为个别的小丘。这些磧石是在冰川停頓的时候沿着冰川边緣形成的。在冰川融化的时候,这种冰磧石通常形成在广闊的死冰帶之外、冰川活动的前峰处。研究終磧时,要把它們繪在地图上,記述它們的形狀,确定它們的相对高度、絕对高度、以及它們的寬广和長度。

应当从全部容易接近的剖面中,研究冰磧石的成分,描繪和記述那些能把冰磧石分出层次来的沉积层的厚度和形狀。几乎在所

有的礫石中都可以遇到层狀沉积的透鏡体——砂粒、礫石，我們應該把它們加以区分，并确定它們的产狀。重要的是确定：在它們沉积以后，冰礫石是否被冰川挤皺，因为这种挤皺在层狀的透鏡体上表現得最为明显。必須确定終礫同古代地形以及同其他冰川沉积物的位置关系。

挤压礫石 (морены напора) 挤压礫石是由于各种沉积物(終礫、底礫、冰川-河流沉积物、松散的第四紀冰期前的岩石以及坚实的基岩等等)遭到冰川前鋒的挤压并且堆成堤狀而形成的(见图 9)。應該在挤压礫石中把所有这些沉积物都分辨出来，記述它

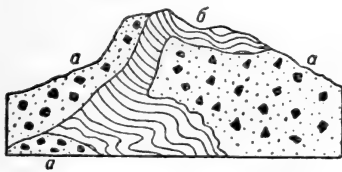


图9 挤压礫石的横断面图

а—不同成分的礫石；
б—冰川-河流沉积物。

們生成的相互关系和条件。这种挤压礫石可以达到 100—200 米，甚至更高的高度，形成数十公里長、5—10 公里寬的長垣(увал)，因此它們的構造通常只有借鉆探的帮助才可以查明。俄罗斯平原上一些所謂構造堤以及許多終礫都是挤压礫石。挤压礫石比真正的、由正常沉积所形成的而且在形态上是和挤压礫石十分相似的終礫还要常見。在研究挤压礫石的时候，重要的是确定它們与古代地形的关系及与古代地形上升的关系。

的、由正常沉积所形成的而且在形态上是和挤压礫石十分相似的終礫还要常見。在研究挤压礫石的时候，重要的是确定它們与古代地形的关系及与古代地形上升的关系。

底礫 底礫具有典型的零乱丘陵地形(底礫景观)和复杂的成分。研究底礫时应当区别和記述以下几点：

а) 底礫的原体(собственно донная морена)，它的厚度、数量、形狀以及其中的巨礫成分和粘土物質的性質。

б) 某些和山坡相毗連的或者冲刷着岩壠(冰原石山)的冰川，其底礫的上面往往会有一层具有另外一种岩石成分的消融冰礫复盖层。在其他大陆冰盾上，消融冰礫則并不十分明显。

в) 冰川上部、冰川內部以及冰川下部的水流沉积物——砂

礫和卵石的沉积 (参看 § 17)。

г) 为冰川所超复的前一阶段的冰川-河流沉积物。

д) 鼓丘景观 (друмлиновый ландшафт) 鼓丘景观是一些 400—2500 米長、150—400 米寬、5 到 50 米高的橢圓形的丘陵，上面有一层礫石复盖层，内部則是一些由冰川-河流沉积物、有时也可能是由基岩所組成的核心。研究这种景观时，应当詳細地把它們填繪在地图上，測量它們的大小，找出它的天然剖面或挖掘人工剖面，以便查明它們的構造。由于鼓丘常常布滿整个地带并且順着冰的运动方向伸展，因此在某些沒有发现擦痕的堆积区，可以根据鼓丘来确定冰的运动方向。鼓丘通常有着較陡的上坡。为了解釋它們的成因，学者們提出了以下几种假說：(1) 是由于以前沉积下来的冰川-河流物質、底礫或者終礫受到了改造 (掘蝕) 而形成的；(2) 是由于礫石物質在冰川内部的个别部分、或在裂隙中集中起来而形成等等。由于鼓丘的成因还不够清楚，因此詳細研究它們是很有意义的 (图 10)。

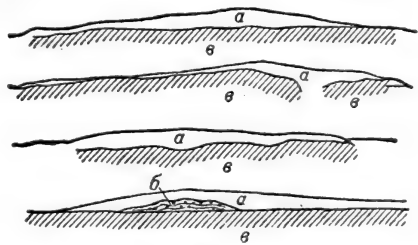


图 10 鼓丘的縱断面图 (垂直比尺和水平比尺一样)

a—礫石；б—冰川-河流沉积物；в—基岩。

所有礫石沉积物都必須仔細地繪在地图上。礫石在冰川綜合体中同相隣冰川形成物的位置关系、礫石的成分以及地形，都能帮助我們去判断礫石的成因和它們究竟是属于哪一类别。

礫石景观的改造可参看第 21 章。研究礫石的新鮮程度 (风化作用和土流現象) 对于确定礫石的年齡是很有益处的。但是岩石的成分和岩石的構造能够大大地影响到风化作用的性質，例如外冲平原所遭到的风化作用和礫石所遭到的风化作用是不一样的，因此必須很仔細地把它們拿来加以比較。湖泊很多，这是幼年礫

石景观的特点；湖泊变成了泥炭凹地，这是成年砾石景观的特点；而泥炭沉积层由于遭受侵蚀而告消失，则是更晚一点的砾石景观的特点。

14. 巨砾的研究

大多数砾石都会有大量的巨砾，研究这些巨砾能够为查明冰川的运动提供很有价值的材料。

巨砾在底积中的分布情况可以帮助我们搞清冰川在砾石从冰体中融出时的运动方向。此外，必须对大量的巨砾进行度量。因为巨砾的分布在很大程度上也取决于它们的大小、形状和圆度。长圆形的砾石通常沿着冰川流分布，而且很少是横着分布的。调查和研究巨砾的方法还没有很好地拟定出来。对于已经出露的巨砾，可以根据 A. B. 哈巴科夫 (Хабаров) 的方法进行测量 (参看第 17 章)。

巨砾的岩石成分可以用来确定它们的搬运来源，如能选出具有代表性的岩石，那末，凭它的岩石成分来确定它的搬运来源，是会得到很好的结果的。应该采用数量调查方法，开始可以选出 1—10 个指导型岩石。如能从火成岩和变质岩中选出这样的岩石，将会获得最好的效果。收集小巨砾 (直径不超过 10—15 厘米) 可以根据下列的方法之一来作：a) 在 2 平方公里面积内，围绕它走一两个小时，收集 200 个小巨砾；b) 在几平方米面积内，在水平面上、或者露头的崖壁上，收集 50 个小巨砾；B) 最可靠的方法是从一定体积 (一立方米) 或一定重量 (吨) 中取出全部巨砾。

鉴定岩石的工作最好是在室内整理时进行。但是如果对于这个地区的岩石总情况已经知道得很清楚的话，也可以就在野外对它们进行鉴定；随身带着一套供鉴定用的标准是很有益的。进行野外鉴定时，应当把每种样品的巨砾在全部巨砾中所占比例或者百分比记录下来。在岩石众多的情况下，可以把它们联合成若干

組(3—4組);有时也可以采用系数,例如,指出砂質岩和結晶岩的比数等。最后,还应当整理資料的基础上編纂地图。在地图上,各种岩石所占面积的数量可以用不同方法表示(参看参考文献[4]、[15]和[6])。

巨礫 [блуждающие(эратические) валуны] 巨礫是一种更大一点的石块,它們既可能沉积在礫石中,也可能沉积在冰碛平原上。在冰川融化的时候,河水有时会連同碎冰块一起把巨礫冲帶到离冰川鋒一百公里远的地方。大的巨礫大部分都冲帶到冰川前鋒的前面,它們多半以最大的稜面滑落下来并且不再翻轉过来。我們必須把全部大巨礫都繪在地图上,并确定它們的岩石成分,記述它們的形狀和擦痕。停积在平原上的大巨礫遭到磨光的这种現象,可能是由于經常在它上面走动的动物而形成的。

15. 冰川床

冰川床在某些地区通常是暴露的,但是常常只有在采石場或其他人工断面中才能观察到。

在研究冰川床的时候,擦痕比研究山区时具有更大的意义。因为在平原上或者在微緩起伏的地形上,冰川方向会由于冰盖的形狀、冰川床的地形、融化的条件等不同而强烈地变化。研究擦痕的方法在 § 3 已經談过了。应当把擦痕繪在地图上,并以箭头表示它們的方向;根据彼此起复的一系列冰川擦痕形成的相对時間,繪制各冰川期的冰川运动图。

羊額石 (баранье лбы) 羊額石在 § 3 已經叙述过了。在大陆冰川作用的地区,羊額石往往是很多的。在丘陵的朝下坡(对冰川流而言),大部分沒有陡壁(утес)。观察的方法可参考 § 3。

冰原石山 (нунатаки) 冰原石山是一些高起在冰川之上的壠和崖(гряды и утесы)。它和羊額石的區別是:大部分都有着很大的高度和寬度,它們的峰頂沒有被冰所磨圓,而且仍呈崖壁

狀。应当指出它們的斜坡上受冰體作用的地方達到什麼高度，應該把冰原石山繪在地图上。在蘇聯平原上的大陸冰川作用地區，還沒有見到過冰原石山；在斯匹次卑爾根型冰川和大陸冰邊緣的山脈中則可以遇見它們。

16. 冰川時期的水道

在大陸冰川作用的時期，由融水的逕流而形成的地形發展得非常廣泛，它們比山谷冰川作用的地區更加多樣更加巨大。冰川融化以後，它們的痕跡以河流和湖泊沉積物的形式遺留下來，這些沉積物在層理、分選性、磨圓度方面都與礫石有顯著的區別；它們的痕跡也能以大小不同的河床和河谷的形式而被保留下來，它們在冰期後的河流和湖泊網的形成方面起着巨大的作用，因此有很大的實際意義。重構冰川時期的水道，可以用仔細研究冰川作用地區和地形下凹地區（谷地和窪地）的全部河流-湖泊沉積物的方法來進行，不論是在埋藏有這些沉積物的地區，或是這些沉積物尚未出露的地區（消失了或者被更晚的第四紀沉積物復蓋了）。為了確定水流的方向，可以採用下列方法：а）古代谷地的水准測量（測量時應考慮到冰期後的地區上升）；б）研究較大的沉積物（卵石、礫石、砂粒）愈接近河口（三角洲）就愈減小的情況；в）根據 А. В. 哈巴科夫的方法確定卵石的指向（ориентировка）（參看第 17 章和參考文獻[1]）；г）仔細地研究三角洲、它們的成分和三角洲中各層的傾度。

應該把河谷的位置拿來同冰體運動的方向（§ 15）以及同礫石的分布情況（§ 13）對比一下，並把河谷位置繪在比例尺足夠大的地图上。應該確定這個水流在總的冰川水道系統中的位置，並確定它的特点——谷頭和谷尾、高出冰川床的高度、沖積物的成分。

冰川水道的地形形態可以分為下列幾類：

а) 冰川上面的 надледничковий (супрагляциальный) 水流 这是沿着敞开的裂隙和冰凹地流动的水流，一部分蛇形丘就是由这种水流沉积而成的(参看 § 17)；它能形成一部分冰礫阜的凹地湖泊(参看 § 17)；在流向冰川边缘和冰川末端的湖泊的、冰川上面的河流形成三角洲，这种三角洲无论在大小方面、在洲面的平坦度方面或者在层理的特性方面都与冰礫阜有所不同(参看第 5 章)。由冰川上面水流所形成的沉积物既可能为融積所复盖，也可能和融積相混杂。能够形成一部分蛇形丘 (§ 17) 和三角洲的冰川内部水流也属于这一类。

б) 冰川边缘 краевые (латеральные) 河流 这种河流或者沿着冰川的边缘流动，或在冰川与高地之间，或在冰川边缘的附近或在稍稍远离冰川边缘的斜坡上流动着。它们有着弯曲位置与冰川边缘不同的支流。这些河流冲刷着边缘谷地(边缘水道——маргинальный канал)，并在谷地中形成了淤积层。如果冰川的边缘和高地的斜坡交界，那末边缘谷系就特别复杂。因为在冰川融化的时候往往会形成一些为多层的冰積堤所隔开的河道系统。在层数特别多的时候(50—70)，我们就可以推想出其中每一个都表示冰川退却的一年一度的循环。在研究这些多层河道系统时，应该采用研究多层壟时所采用的相同方法 (§ 6)。此外，必须确定：在所有各层中，水道是否都是水平的(有时下层的水道是倾斜得很陡的)，查明它们的起点和终点，搞清楚水流的方向和中断情况；水道是在冰体融化时形成的呢(冰川作用的痕迹在水道以上的斜坡上是可以看到的)，还是在它停顿的时候形成的。Д. 索鲍列夫(Соболев)在 1938 和 1940 年曾对冰川边缘水流进行过详细的分类；通常采用的术语有《原始谷》(прадолины)、《古代水流谷》(древние долины стока)等等。

в) 冰川边缘湖 边缘湖和冰川的相对位置与冰川边缘河相同。它能形成冰礫阜或侧積阶地(参看图 6)。

г) 冰川下面的急流和河流 这是一种沿着冰川或横切冰川而流动的急流和河流, 是一种侧缘河流与侧缘湖泊的水流。它们会由于淤积作用而形成纵向的蛇形丘(放射状、扇状)、横向的蛇形丘以及复杂的蛇形丘网, 因而形成蛇形丘景观(§ 17)。冰川下面的湖泊也可能会由于淤积作用而形成一部分冰磧阜(§ 17)。由这类水流而形成的沉积物既可能分布在古代地形上, 也可能分布在底磧上面, 有时也可能和底磧相混杂; 它们常常为融磧复盖层所复盖; 这些沉积物的特征是: 它们与那些由于死冰的融化而沉积的磧石有着紧密的联系。

д) 冰川前面的 лобовые(фронтальные)水流 这种水流既可能是从冰川末端形成物境内的冰川中流出来的水流, 也可能是流向冰川边缘 околледниковый(перигляциальный)地区的水流。它们从冰川边缘的湖泊中冲出了缺口(水流), 形成深而陡的河谷甚至峡谷, 冰川退却的时候在死冰残丘之间形成一些具有代表性的河网, 形成冰水原的河床网等等。它们的堆积就形成外冲平原(参看§ 19)和边缘湖泊阶地(堆积阶地, 少数是刻蚀阶地)。在冰川边缘地带, 这些沉积物既可能分布在终磧或死冰融化时所沉积的磧石上, 有时也可能为终磧和磧石所复盖, 或者和它们混杂而成为挤压磧石。

17. 冰川境内的水流沉积物

а) 蛇形丘 蛇形丘是延伸成磧堤状的冰川下面的或冰川内部的河水沉积物, 但有时也可能是冰川上面的河水沉积物。研究蛇形丘时, 应该描述它们的外形——长度(数公里和数十公里)、高度(10—17米)、宽度(40—100米)、脊的宽度, 蛇形丘沿着纵方向在高度和宽度方面的变化, 蛇形丘彼此的相对位置、蛇形丘与冰川边缘的相对位置(§ 16), 它们与其他冰川形成物的相对位置(应把它们的位置绘在地图上)。为了查明蛇形丘的构造, 必须寻找某

些橫断面(或者甚至挖掘人工坑道);通常蛇形丘是被很薄的礫石复盖层(融礫)所掩盖的,而在内部又掺杂有砂粒、礫石和卵石层,有时还有礫石核(图11)。应该一层一层地描述它們的断面和傾斜

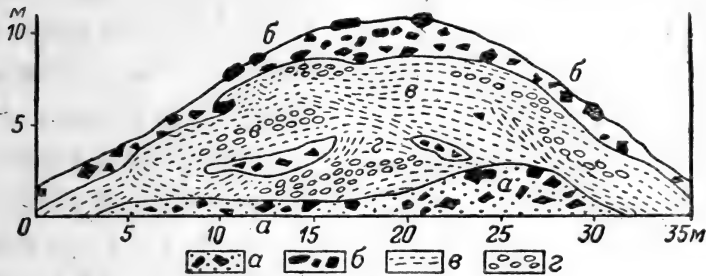


图 11 蛇形丘横断面

a—基礫； b—融礫和蛇形丘内部的礫石透鏡体；
c—砂粒和卵石； d—礫石层。

层理;測量地层的傾斜度;研究沉积层的成分及其縱向变化,研究卵石的磨圓度和大小。指出蛇形丘末端是不是向着三角洲(蛇形丘高原)——平坦而开展的冲积扇——过渡;指出三角洲的構造和成分。記述从蛇形丘分出去的支脉、支脉間的湖泊以及現代河流网同蛇形丘的位置关系。沿着蛇形丘脊可能分布有寬度为数米到数百米的坑窪;在斜坡上可能分布有壁龕(由于落入冰川裂隙的水流作用而形成的)。应该指出蛇形丘是位于平原礫石地形上呢,还是位于丘陵礫石地形上。关于蛇形丘的起源問題尚在爭論之中,因此詳細地研究它們是有很大大意义的。

6) 冰礫阜 冰礫阜是一些圓形的或不規則的丘陵。冰礫阜景观和底礫的丘陵-礫石景观很为相似;但冰礫阜是由一些有层次的并且經過分选的物质(壤土、砂壤土和細粒砂)組成的;上面通常还有一层很薄的融礫复盖层。我們应该把它們繪在比例尺很大的地图上,根据天然的或專門挖掘的断面来研究它們的結構。記述礫石复盖层的岩石成分和厚度,指出复盖层是連續一整片的呢,还

是只复盖着丘陵的一部分；指出核心的成分和構造，其中有沒有折

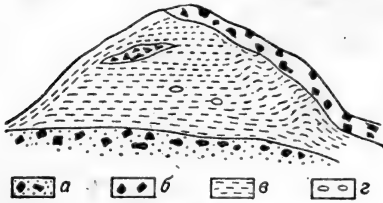


图12 冰礫阜横断面

a—基礫； b—融礫和冰礫阜內部的礫石透鏡体； B—壤土和細粒砂； z—單个的卵石。

皺层，冰礫阜內部有沒有透鏡狀礫石；指出冰礫阜同其他堆积物（終礫、蛇形丘）的位置关系、冰礫阜向蛇形丘的过渡情况以及冰礫阜的分布同古代地形形态的关系。

詳細地研究冰礫阜是很有意义的，因为它們的成因还在爭論中；一部分人認為冰礫

阜是冰川下部湖泊的沉积物，另一部人則認為是冰体融化时逐漸落到底礫去的、冰川上部湖泊的沉积物。研究冰礫阜中所遇見的植物化石可以帮助我們确定它們形成的条件(图 12)。

18. 紋 泥

紋泥是位于冰川边缘与隣近高地之間、或者位于死冰地帶的湖泊中的沉积物，这种沉积物是由一层层的薄砂土层和一层层的薄粘土层交互組成的。在冰礫阜的剖面上也常常有这种紋帶狀的性質。精确地測量这些紋帶，并把它們和其他冰川湖的同样层次作对比，就使我們有可能确定出詳細的冰川气候年代。这件工作無論在野外調查或是在室內整理，都得要花費很多的时间。但是在做其他工作的时候順便測量一些少量的层次是可能的，这对于确定冰川退出这个地区的情况是有好处的。

可以利用制磚厂的采泥場和其他业已在基岩(礫石)以上露出了整个紋狀泥层的人工断面来进行观察。选择一个沒有起皺的垂直壁，先用鍤子、后用养蜂刀（养蜂用的）或抹泥灰用的小鍤把牆壁鍤干淨。用釘子或树枝把一張結实的長形紙条紧紧地釘貼在鍤淨了的新鮮断面上，再用鉛笔在紙条上划出每一条层的界綫(砂

土层和粘土層要分開來)。為了避免弄亂，在劃層次的時候，應當在粘土層的記號上作上綫條。下面的層次要測量得特別仔細；如果上面的層次，由於遭到風化，已經不很清楚的話，那末在紙條上也必須註明。

如果層次很薄，很難在原地測量；那末可以取下一塊大小為 $50 \times 5 \times 3$ 的整段標本放在一個由鍍鋅的鐵做成的狹窄的特制箱子裡（取整段標本的方法可以參看第 23 章）。把取下標本放進箱子時，標本應高出箱子壁約 2—3 厘米；其所以要用這種儲藏方法，是為了便於研究微植物化石群（參看 18 章）。在採集一整套包括有整個露頭的柱狀斷面的標本時，個別柱面標本應該彼此重疊成 5 厘米；應當把它們全部編上號，除了一般的露頭編號外，還要標上字母或號碼（從上到下）。

最好是在野外調查的時候按照顏色和成分、按照它們是夏季泥層還是冬季泥層等特徵而分出層次類別來；這樣就能減輕今後重新排列這些斷面的先後次序的工作。應該把很厚的砂間層（《排水帶》）記述下來，這對於分析地質年代是極重要的。

19. 冰川—河流(冰水)沉積物(冰水平原)

這種沉積物佔據冰川周圍地區的很大空間。如果這個地區背着冰川傾斜，那末冰水區域就獲得象手指分開式的形狀；如果地形向着冰川傾斜的話，就形成邊緣河和邊緣湖。沉積物的厚度為 2—3 米或更小，面上是平原、常常也帶有几條主要河床的凸起軸。沉積物有着不完全的層理。大的和小的物質都滾向冰川，較大的就在水流中沉積下來，細些的就被水流帶着往下流動，于是在下游就形成了粘土積沉。復蓋層的底面是不平坦的，並且位於不平坦的地形上面。在研究的時候，應該把整個外沖平原和主要的河床都繪在地图上，研究整個外沖平原的斷面、成分變化，研究其組成物的大小和磨圓度。記述巨礫移動的距離，把它們按照研究融

冰地方所形成的鍋穴時所用方法來研究這些巨礫並繪在地图上。要研究沉積層的頂面和底面。因為在冰川作用的時期，外沖平原在冬天是遭受吹蝕和風力研磨的地區，因此必須努力去從細小物質遭到吹蝕時所形成的礫石夾層的斷面中去找尋被磨擦過的巨礫。

在外沖平原的面上也可能沉積有一層很薄的、愈靠近平原外圍就愈厚的風成黃土。平原以外就開始轉入風力-冰川沉積地帶（沙丘、黃土）（研究風力-冰川沉積物的方法可參看第3章）。

20. 研究大陸冰川作用時的一般問題

要解決關於冰川作用的界限、冰川作用的次數以及冰川在平原上的變動等問題，需要研究和對比大量的事實。如同在山區一樣，涉及該山群的冰川作用的許多問題，可以在地方性的資料中獲得解決。為了分析大陸冰川作用的歷史，就必須在很大的面積上研究該地區的地形和斷面，而這只有在研究者集體努力之下經過多年工作才能完成。但是，如能很細致地非常全面地進行研究，那末即使只研究一個不大的地區，也可以得到非常有價值的資料。把這些資料拿來和鄰近地區加以比較，常常可以再回頭去解決最重要的關於冰川作用的歷史問題。除了上述的關於冰川作用痕跡的地層學和地形學的研究以外，研究者還必須注意收集下列這些為解決冰川的變動情況和冰川作用的次數等問題所必需的資料（參看 § 10）：

a) 為了鑑定冰期和間冰期的植物群，必須收集植物的印痕和植物的干莖；此外必須收集供進行花粉分析和矽藻分析用的標本（參看第18章）；此外必須研究埋藏土壤（方法可參看第23章）。

b) 為了鑑定動物種屬，必須在相應的地層中收集第四紀動物的骨骼以及淡水和海洋有機體的化石（方法可參看第18章）。

в) 为了联系人类社会的历史, 应该尽力寻找原始人居住的遺蹟和各种工具(参看第 30 章)。

所有这些資料都必須由相应的專家来研究, 把研究的結果拿来和有关的文献进行对照。

如同在研究山区冰川作用时一样, 应该記住: 在某些情况下, 其他成因的沉积物也可能帶有礫石的性質(参看 § 4)。崖壁和巨礫上的擦痕和磨光也可能不是由冰川作用所引起的 (§ 3); 喀斯特地区的丘陵地形有时也很象冰川地形(第 4 章)。

(江美球譯 陈傳康、韓慕康校)

参考文献

- [1] Даргевич В. А. Ориентировка галек флювиогляциальных отложений Шапки-Кирсинского района Ленинградской области. Вестн. Лен. унив., 1949, № 8.
- [2] Герасимов И. П. и Марков К. К. Четвертичная геология, 1939.
- [3] Их же. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Инст. геогр., вып. 33, 1939.
- [4] Зворыкин К. В. Количественный метод изучения валунов. Вопр. геогр., сб. 4, 1947.
- [5] Калесник С. В. Общая гляциология, 1939.
- [6] Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений, 1940.
- [7] Марков К. К. Эрозия ледников и рельеф гор. Пробл. физ. геогр., 1941, вып. X.
- [8] Мушкетов И. В. Физическая геология, т. II, изд. 3-е, 1926.
- [9] Обручев В. А. Полевая геология, т. II, 4-е изд., 1932.
- [10] Соболев Д. Н. Пролог к изучению долинного и террасового ландшафта Украины. Изв. Геогр. общ., 1937, т. 69, вып. 1.
- [11] Его же. Ледниковая и приледниковая провинция северной и восточной Европы, 1938.
- [12] Спиридонов А. И. О некоторых особенностях убывания четвер-

тичного оледенения на Русской равнине. Вопр. геогр., с б. 12, 1949.

- [13] Труды второго Всесоюзного географического съезда, т. I. и II.
- [14] Шукин И. С. Общая морфология суши, т. I. 1934.
- [15] Яковлев С. А. Общая геология, изд. 9-е, 1949.
- [16] Его же. Руководящие валуны, морены и граница распространения новоземельского оледенения на Русской равнине. Бюлл. Ком. изуч. четв. периода, вып. 5, 1939.

IX 地理因素之一的永冻层的調查研究

(原書第 14 章)

C. П. 蘇斯洛夫

1. 調查方法

占有广大領域的永冻层是重要的地理因素之一；从改造自然和社会主义国民經济的观点来看，永冻层有很大的实际意义，因此要求我們进行广泛而深入的研究工作。必須注意的是：从工程的观点来研究永冻层的問題并不包括在本文的範圍之內。永冻层的研究可以用考察队的方式和長期調查的方式进行。用考察队方法进行研究时，調查工作只能在一个季节(通常是在夏天)进行，而且同时还要进行以調查其他各种地理情况为目的的綜合性的大区調查。用長期調查方法时，調查範圍只局限于某些个别地区，但是却能进行長期的有系統的观察，这样就能够綜合地研究冰冻現象的动态并且作出有根据的、具有理論上的意义和实际意义的結論。

2. 野外調查的准备工作

必須閱讀一些关于永冻层和边区自然情况的基本文献，以及科学机关的地图資料和报告原稿，收集气象站的气候資料；在出发途中可以利用当地科学机关、博物館和地方机关的資料。應該攜帶适当的野外装备和仪器，这些装备和仪器应当事先經過試驗(參看第 1 卷第 1 章)。訪問当地的年老居民是有很大好处的。此外还应研究人民群众同永冻层的危害性进行斗争的經驗，記下各

种冰冻現象的地方性名称，而且必須訪問其他目击者以驗證所收集到的材料，并亲自去观察这些現象。

气候与永冻层

3. 气候与永冻层的相互作用

根据文献和档案的資料，根据附近气象站网成立以来所进行的观测，根据調查报告和亲自的調查，都可以帮助我们具体地了解調查地区的气候特性以及它們对永冻层的影响。

应该收集下列資料：а) 气压（月平均和年平均的）；б) 风（风向，各月的頻度和速度）；в) 气温——最大的、最小的月平均气温和年平均气温；温度的季节变化，无霜期的長短，气温变化和当地地形的关系，特别是对坡向的关系；山谷中气温的下降情况，特别是流出泉水形成冬季冰錐的地区的气温下降情况；当地发生春霜和秋霜的情况；г) 土壤温度——月平均和旬平均温度，零度温度的日数，零度温度深入土壤的深度，土壤湿度和植物群（特别是苔蘚植被）对于土壤温度状况（太阳辐射，没有阳光的日数）的影响；д) 降水量——月平均降水量和年平均降水量，最大降水量和最小降水量以及它們的逐年变化，降水日数和每月的降水日数；平均的、最大的和最小的日降水量；е) 雪盖——雪盖在調查地区的各种不同地形条件下的高度和分布情况，它們同朝向以及同植物群的依賴关系；雪的密度；融雪期將来临以前的雪水儲量；雪盖形成和消失的日期，雪盖存在的日数，雪盖表面的温度，雪盖对不同深度的土壤的热力状况以及对永冻层的影响；ж) 空气的相对湿度——平均湿度和每季的最大湿度和最小湿度；з) 調查区域的蒸发量（испарение）和蒸发力（испаряемость）。气候資料最好以图表的形式附在調查报告中。

应当对自然界进行观察，在描述中指出各种气象因素同这些

因素对永冻层的稳定性及对非永冻层的季节冻结现象所起影响之间的联系,这样就可以帮助我们去查明永冻层的动态。

永冻层虽然主要是严寒气候的产物,但必须注意永冻层的反作用,即永冻层对当地气候特性的影响。在发育有島状冻层的地区,观察永冻层对气候所起影响是很有意义的。因为在具有冻层的和没有冻层的地段,平行地、同时地进行观察,就可以查明永冻层对于气候的影响。在永冻层接近地面的地区,最好是观察一下:永冻层是否促使气温降低,是否促使空气湿度加大,是否常常促成濃霧的出現。

永冻层的研究

4. 永冻层的厚度

在野外調查时可以用来确定有无永冻层存在的标志为:岩石的負溫度;岩石中出現了冰块;冻土对于机械作用抵抗力很大。含有矿化水的含水岩,虽然也會出現負溫度,但是可能处于不冻结的状态中。所挖掘的岩石如系乾燥岩石(砂层、礫石层和硬岩)的話,要发现冻土层就比较困难。

在分布有永冻层区的南部区域,时常可以看到所謂「可塑冻层」(пластичная мерзлота),亦即具有不大的 $0.2-0.5^{\circ}$ 級負溫度的冻层。可塑冻层几乎拥有冻土的一切物理机械性質,然而在外形上却很难与融土(талый грунт)相区别。确定「乾燥」冻层和「可塑」冻层的最可靠方法就是測量溫度。

通常多用«заленивленные»溫度計(參看§7)来确定永冻层的溫度。沒有这种溫度計的时候,可以在夏季融化度达到最大的时期測定永冻层的深度(用这种方法时应当采用适当的預防措施;在岩石的孔洞中把裝有清水的試管或小瓶沉到不同的深处,如果附近的岩石是冻结的,那么这些水也就冻结起来并炸裂器皿。

在水分不多的条件下，可以利用放大鏡在冻土中找寻冰粒（例如 «мерзлое поблескивание»）。

确定永冻层的真正埋藏深度，特别是在礫石层和碎屑土中确定永冻层的深度，是用掘坑道的方法来进行的。用这种方法来测定永冻层的埋藏深度的同时，还可以测定土层溫度，精細地研究断面的形态結構、湿度随深度而变化的变化以及被土壤溶液从上层淋洗到下层的矿物質和有机物的垂直分布情况；矿物質和有机物是成层地直接堆积在永冻层的上层的，并且能形成各种結核狀、細粒狀和潮湿的鹽类堆积。

在不含有礫石和碎石的松軟岩土中，冻层的埋藏深度可以借助于冻土穿孔器和輕便的土鈔来加以确定。在鈔孔时，不應該只限于鈔到永冻层的上部表面，而應該用土鈔打入永冻层以下1—1.5米处。根据地方条件的不同，在选择坑道和鈔井的位置时，應該考虑各个地理景观要素对于永冻层的产狀和特性的影响。必須进行多次的連續的檢查性观察和測量。

上述各种观测能帮助我们确定下面这几点：(1)永冻层分布的特性和它所占的面积；(2)冻层的类型（整片的、島狀的、成层的）；(3)冻层的层面和底面的埋藏深度以及它的厚度、溫度和湿度。應該研究永冻层同影响永冻层产狀和特性的各种主要自然因素，例如当地的地形（确定永冻层层面的外形与地表地形之間的依賴关系）、土質的机械成分、湿度、地下水、地表水、植被等之間的相互作用。

必須观察永冻层在各种經濟措施的影响下（垦荒、砍伐和焚毀森林等）所发生的变化。應該寻找永冻层縮小、消失和形成的标誌。

通过訪問可以获得这样一些材料：在什么地方永冻层中可以找到絕种动物的殘体——骨骼（猛犸象的牙）、皮、毛、尸体。應該采取有效的措施来保存这些获得物。发现其中有某些特別有价

值的東西時，應該報知科學研究機關。

在有足夠數量的礦坑並對永凍層進行了很好觀察的地區，可以編制有關永凍層層面和底面的地圖（用不同顏色或線條的等高綫來表示它們）。仔細地研究永凍層，不僅可以逐個地得出永凍層的溫度指標，而且可以作出永凍層的綜合地理區劃。

5. 融 區 (талики)

研究融區是借助挖掘很深的坑道（30—40 米）和鑽井的方法來進行的。應該確定融區的類型和形狀，它的類型和形狀可以分為以下幾類：а) 貫通的融區，亦即從上到下穿過凍土層的融層（融管、融漏斗、融窗、融孔）；б) 位於凍層上面的、下部閉塞的融區（融井、融袋、融盤、融盆）；в) 凍層之間的、位於永凍層內部、向橫向展延很廣的融區（與凍層交替的融層、融槽）；г) 具有永凍頂蓋的融區（融龕、融穴、融廊、融道）。應該記述融區的厚度和它的機械組成；指出層狀凍土中融層和凍層的交替情況；融區的水量和水來源以及融區的其他特性。同時還要指出融區的所在地——是在丘陵的頂峰呢，還是在南向的山坡，是在雪蓋很厚的地方呢，還是在堆積有砂的地段等等。

6. 活動層和隔年層 (перелеток)

研究這種對永凍層有極重要意義的活動層時（因為活動層能吸收和反射太陽能，把熱能傳送給永凍層，從而使永凍層的熱量散失），應該記述它的厚度、結構、成分、每季的溫度和濕度。當附近的气象站（與本地區處在同一自然條件下的气象站）並未積累有多年的觀測結果時，可以根據以下的方法來確定活動層的真正厚度（所謂活動層的真正厚度也就是在一定地點、一定時間、一定條件之下永凍層層面的埋藏深度）：а) 當永凍層被融合的時候（即當季節凍層每年和永凍層融合時），可以用多年觀測所得到的 9—10 月

分夏季融化的最大深度来加以測定；6) 当永凍层未被融合时，可以用3—4月分最大的凍結深度来加以确定。因此在春、夏季必須把不深的坑道和鑽井再往凍土中加深1—2米，以便查明：季节凍层和永凍层是結合在一起呢，还是季节凍层的下面被融区所隔开。

應該研究《隔年层》——凍結夾层，这种夾层能在土壤中存留一年或数年之久，它的位置比冬季凍結层的一般深度要低得多。隔年层是气候更加严寒的年分所留下的凍結得比寻常更加厉害的一种遺跡。野外調查时，以下这些現象都可作为識別隔年层的標記：a) 在每年的凍結层里，存在着与融化层交互成层的凍結层；b) 在夏末秋初的时候(即上面的土壤开始凍結以后)，在深度不超过該地的最大融化深处会有一层很薄的(5—10厘米)的地下冻层。隔年层时常可以在島狀分布的永冻地帶見到。在調查隔年层的时候，應該在融化条件最不利的地段掘坑和鑽孔，例如在朝北的斜坡上，在低凹部分(如果这里并没有被雪盖住的話)、在泥炭地上，在具有厚层苔蘚植被的沼泽化森林中，在那些到冬季尚未封冻的水井附近以及在建筑物的北面等等地方，都應該掘坑和鑽孔。关于隔年层的資料，也可以从当地居民(尤其是从当地掘土工人、凿井工人和看坟工人)那里得到并且可以把这些資料拿来彼此对証。研究隔年层时，應該同时描述融土和冻土；應該特別注意冻土和融土彼此接触的地方。

溫度觀測

7. 溫度觀測的意義

觀測永冻层的溫度有很大的理論上和实际上的意义。对鑽井中溫度的觀測，第一能幫助我們去确定零度年振幅所处的深度以及地溫率(геотермическая ступень)的大小；第二能幫助我們

去預測冻土底面的埋藏深度；第三能幫助我們去確定冻结层下的水的出現机率。此外，湿度觀測又可以幫助我們去闡明永冻层的起源問題和永冻层在時間上与空間上的性狀問題。

溫度可以用两种方法进行觀測。第一种方法，是在坑道中直接測量土层的溫度，这种方法是一种最精确的方法。第二种方法，是比較不精确的方法，但是这种方法在大多数情况下則是唯一实际可行的方法，这种方法是在鑽井中进行測量，但測量的不是土层的溫度，而是用悬垂在鑽井中的溫度計測出的鑽井空气柱的溫度。如果研究工作和加深鑽井的工作（加深到100—150米）是同时进行并且准备把冻土层打穿的話，那就一定要进行測量溫度和繪制鑽井溫度曲綫的工作。

8. 鑽井中的溫度觀測

在一般情形下，鑽井中的溫度測量，当深度在0—2米时，应每隔0.5米进行一次測量，深度在2—10米时，应当每隔1米进行一次測量，深度在10—50米时，应每隔5米进行一次測量，深度达50米以上时，每隔10—25米进行一次測量。但是在任何情况下都必須測量鑽井附近的空气溫度和地面溫度。溫度計放进鑽井里的時間至少应超过两小时，而且最好能把它擱过夜。溫度計放进井中的延續時間一方面必須足以使它能夠記錄下周圍岩石的溫度，另一方面必須足以使鑽井的岩石和空气中被鑽孔工作和放下溫度計的工作所破坏的溫度均衡得以恢复。要在一个經過長期停息的鑽井中进行多次檢驗性測量以便和第一次測量相比較。

一般說來，最合理最有效的測定鑽井中溫度的方法是：鑽孔工作要不間斷地整天地进行，并且尽可能一直鑽到必要的深度，此外还应同时試測被打通的土質的湿度并把冻层—地質断面(мерзлотно-геологический разрез) 的情况記錄下來。到工作結束时，

至少讓鑽井停息一個小時以後，再把若干個 *заленивленный* 溫度計整夜地放在鑽井中的不同深處。

不論在旋打鑽井或是機械鑽孔的時候，鑽探工作都必須在不滲水的情形下進行。在含水的鑽井中應該事先檢查一下：鑽井里的水是流動的還是不流動的；如果是流動的話，溫度計所測出的就是水流的溫度而不是岩石的溫度；因此就必須採用已調整好和試用過的《*заленивленный*》泉水溫度計；同時應該查明鑽井是不是已經凍結，否則一旦形成冰皮，就會使溫度計遭到毀壞。

為了避免溫度計和鑽井底或鑽井壁凍結在一起，必須讓鑽井事先有一小時的停息；同時不能把最下面一個溫度計放在鑽井的底部（至少應該使溫度計和井底保持 10—15 厘米的距離）；在觀測時，每 5 分鐘把溫度計輕輕地轉動一次；此外還應當事先對溫度計做好測定前的準備，即先把溫度計擦乾，讓它慢慢地冷卻，然後塗上一層薄薄的凡士林或者先包上一層紙（把刻度空出來）再在上面塗上一層凡士林。把溫度計放進去以後，要把鑽井的孔蓋起來，以防止降水進入鑽井。過了一個晚上，把井蓋揭開，逐漸地把溫度計從鑽井中取出來，從溫度計上讀出溫度。

為了使記錄能夠劃一，野外觀測日記最好採用下列格式：

1) 共和國、省、邊區、區的名稱；2) 觀測點的名稱；3) 鑽井或坑道的號數；4) 巷道座標；5) 進行觀測的日期；6) 在不同深度所觀測到的溫度，永凍層的深度，溫度計的編號，凍結溫度，修正數字；7) 地面的（雪蓋下，苔蘚植被下）氣溫；8) 2.5 米高的空氣溫度，測量的鐘點；9) 損壞溫度計的事故。

然後繪制一張溫度圖表，附上濕度曲綫和土層斷面（標示出觀察期間融土的界限）。

9. 測量坑道溫度和地面溫度的方法

準備在其中進行溫度測量的坑道應該挖掘在未遭受林火的地

区。每加深 0.5 米測量一次。挖到 22 厘米深的时候,在坑道北壁和坑道底的交界处向着与水平面成 45° 角的方向打出一个和溫度計等長 (40 厘米) 并且和溫度計的直徑一样大小 (20 毫米) 的小洞。把溫度計放进洞里的时候,溫度計的終端应当达到应有的深度 (0.5 米)。为了能够鑽出一个与水平面成 45° 角的孔洞,需要用木头做成一个等腰直角三角形的架子,然后在三角形斜边中点和直角的頂点上分別釘上两个金属釘子,釘子的距离应等于鑽孔的直徑。小洞打好以后,把溫度計擱进鑽孔中,上面用坑道底部的冻土盖上,讓它在孔洞中擱放 10—30 分钟。对那些位于斜坡上的坑道进行溫度測量时,应该进行斜坡坡度的訂正。繼續測量更深之处的溫度时,为使溫度計的下端能够放到 1、1.5、2、2.5、3 米的深处起見,应当在每次測量完毕以后,將坑道加深 50 厘米,并重复上述的办法繼續观测。

長駐观测站对土壤溫度所进行的長期測量能幫助我們确定以下几項: а) 夏季融化层和永冻层层面的溫度变动振幅; б) 溫度变化隨深度愈来愈小的情况; в) 在夏季冻结层的不同深处,土壤冻结的起止時間。这些观测是用最大溫度計和最小溫度計来进行的,此外也可以用薩維諾夫 (Савинов) 溫度計、舒克維奇 (Шукевич) 溫度計以及放在硬橡膠管中的溫度計按照为二級气象站規定的方法进行。为了測量地面上的溫度,可以挖掘一个小凹坑,把溫度計水平地擱置在凹坑上,在凹坑上盖上一层厚約 2 毫米的泥土,使溫度計經受 10—15 分鐘的時間。

地形和永冻层

10. 概 述

必須查明永冻层分布区所特有的某些地形的特殊的、但是有严格規律的形成特性。对于这些地方性的地貌特性,必須从它們

全年甚至數年的動態方面來進行研究。應該查明永凍層景觀的各種特有條件(永凍層的特徵和埋藏深度、活動層的土壤的季節性凍結、地下水的動態特性等等)在改變地貌發展過程的總進程方面以及在形成典型的《凍結》地形方面所發生的影響。例如,觀察侵蝕作用所發生的各種變化,如側蝕作用的加強、寬闊谷底的形成以及向緯綫方向分布的河谷的谷坡的不对称現象等等(參看第 15 章)。

11. 冰凍裂隙

與熱力喀斯特相反,冰凍裂隙發生在冬天,是由于在土層凍結過程的發展中所產生的力的影響而形成的。應該對冰凍裂隙的形成和發展進行系統的觀察,測量它們的長度、寬度和深度;觀察它們出現與消失的時間和性質,找尋冰凍裂隙遭到填塞的標誌(如土壤中有流入的腐殖質)。要記述冰凍裂隙的出現同溫度條件變化(晝夜振幅)的關係,雪蓋和山坡朝向的作用(參看第 15 章)。

12. 熱力喀斯特作用

由于凍土的熱力條件遭到破壞,由于凍土中所含冰體的融化、由于土層體積的縮小以及由于凍土上面的松軟土的塌陷而發生的地形都稱為熱力喀斯特地形。

促使熱力喀斯特現象發展起來的原因共有以下這幾項:林火、整片森林遭到砍伐、對復蓋有植物群的地段進行了開墾;收放動物踐踏了草本-苔蘚植被,積水開始流動等等。建築工程發生各種變形的這一事實有時也可以作為有熱力喀斯特作用存在的證明。應當把時常出現塌陷現象的地區的特點描記下來。研究當地的地質構造時,應該深入到熱力喀斯特地形的底部,深入到未受熱力喀斯特作用所侵害的基岩。必須描述熱力喀斯特的大區地形的形貌特

性。應該注意水文地質条件(地下水的狀況;这里有沒有常常改变自己露头地点的泉水;有沒有隱匿溪河;有沒有死水或很少流动的水等等);此外应当注意永冻层特性(埋藏的深度,最深处的岩土溫度等等)。

13. 几种主要的热力喀斯特地形

應該查明:所观察到的地形具有哪些典型的热力喀斯特形态:

a) 热力喀斯特过程的最初阶段——塌陷和漏斗(規模不大的乾的或充水的坑窪),淺盆地和蝶地(在地形上并不很明显、具有緩坡与平的或微凹的底部); б) 較大的地形形态——沉陷槽地(ложбина)和沉陷窪地(其中还具有一些小地形而使它們更形复杂)以及塌陷湖。

應該描述中型和小型热力喀斯特的地貌特征:長度、寬度和深度,有沒有不对称現象存在;它們和大地形的相对位置。應該研究热力喀斯特过程的整个发展阶段——从乾而小的淺盆地起到发育完全的湖泊塌陷凹地止;探求不同深度的土层的融化次序,土壤沉陷的征兆;植被在热力喀斯特发展过程中的变化。有无数热力喀斯特裂隙的存在乃是热力喀斯特作用仍在繼續仍在发展的証据。这种裂隙与通常的冰凍裂隙不同,它的裂縫較大,而且是在夏天形成的。在很多的場合下,土层的沉陷(просадка)和塌陷(провал)都是从发生裂隙开始的;这些裂隙促使冻土及冻土中的冰体融化,使陡坡上形成壁龕(ниша)、岩洞(грот)和岩穴(пещера);而且有液化物体通过这些裂隙溢流出来。

在研究湖泊凹地时,必須确定它們塌陷的起因并寻找足以証明这种起因的标誌,这些标誌是: a) 塌陷湖泊湖岸的不固定性;盆地的多角多边形狀;湖岸上的直裂隙和橫裂隙(土壤常常会沿着裂隙发生移动);向湖泊这面陡傾的岸帶草地层,倒在水面上的树干; б) 来不及沉到水中的土壤小島,湖底的草地; в) 厚度不大的底部

矿質冲积物和植物化石；г) 垂直地豎出在水中的树干；д) 这里沒有典型的水生植物。湖泊向哪一岸增長，湖水从哪一岸先开始乾涸；水源（湖岸和湖底的融化的化石冰，山洪河水）是怎樣的；什么时候湖泊中出現什么样的魚；植物群是怎样发展的（地面上苔蘚植被的出現）。寻找湖泊面积縮小的全部標誌，指出湖泊在一年中的变淺速度、蓄水盆地的完全消失的过程以及湖泊凹地变成草地（“алас”）的过程。應該把塌陷湖泊的整个发展阶段繪制成图并且攝成照片。

化石冰（石冰），在埋藏得并不很深的情況下，常常是以許多特殊的、在成因上与其有关的正地形表現出来。其中最典型的是巴泽尔（Байджерах），它是一种圓錐形土体，高度从0.5到15米。它們分成两类：1) 錐形体，是冰川“桌”破坏的最終阶段（頂盖的殘碎物掩埋了冰脚的殘体），錐形体內有一个冰核心；2) 从石冰中融出的、被侵蝕的土层岩脉，石冰中常常含有这种岩脉。應該描述上述的地形形狀并把它們攝成照片。

14. 多丘泥炭地

多丘泥炭地与发育在永冻区以外的泥炭地不同，它有以下两个特征：а) 小丘的内部經常处于冻结状态；б) 产狀变形得比較厉害，外部表現为小丘地形和大丘地形。

應該描述形成在多丘泥炭地上的地形（如平坦的分水界，向水平方向伸展的阶地地面，湖泊窪地的底部，有弓形湖的河漫滩）并确定它們的絕對和相对高度；把多丘泥炭地、未变形泥炭地和开敞的或泥炭化的水泊所占面积描画出来，确定它們的相互的位置和所占面积的比例；研究时，应当沿着一定的方向（这方向應該能反映出多丘泥炭地、个别泥炭丘、鞍部和分布在泥炭丘中之湖泊的地貌）进行水平測量。

應該記述泥炭丘的大小和形狀，其中包括它們的長度、寬度、

高出未变形地面的相对高度,頂部的特征(平的、凸的、錐形的),斜坡的特征(傾斜的度数,各个泥炭丘的斜坡相互連接的特征)。描述泥炭丘面的裂隙(它們的長度、寬度和深度),描述裂隙在丘頂和丘坡上的位置。通过掘开陡露的丘坡、掘坑和鑽井的方法来确定它們的構造,即确定融化了的和冻结了的泥炭物質和矿質土(如果这些矿質土是埋藏在泥炭的下面的話)的性質——其中包括它們的成分、顏色、层理、变位情况(褶皺和断裂),其中有沒有冰夾层,冰夾层的厚度、密度和相对位置;确定泥炭的分解程度和密度,泥炭中所含淤泥-粉砂物質、砂粒、礫石、木質和含炭化石。确定位于各种多丘泥炭地形之上的永冻层层面的埋藏深度,特别是永冻层从泥炭丘向水泊方面剧烈下滑的情况。应该从泥炭丘典型的土层中采集泥炭标本,以便鑑定它的植物成分、以及泥炭中所含花粉和矽藻(參看第9和第18章)。描述小丘之間的低地(“ерсь”)——它們的形狀、長度、寬度、深度、彼此連接的性質。确定沿着低地流动的表面逕流和地下逕流的性質和方向。記述草地植被和苔蘚植被在多丘泥炭地表面上的分布情况和特征。在泥炭丘的裸露地段,泥炭物質是否受到分解或破坏,是否从頂部和斜坡上滑到低地,这种变位的原因何在;木本植物群的性質怎样——它的分布情况、树干的大小、树干和水平面的相对位置、树干位置不正常的原由。

研究泥炭丘或者季节性脹丘(бугры выпучивания)时,应该采用長期定駐的方法在11月—7月期間进行,因为这时它們正好完成了一个完整的发育循环(从开始形成到完全破坏为止)。除了观察以外,还应当进行不同深处的溫度測量,以便通过这些观察和溫度測量来查明泥炭丘的成因以及它們形成的構式;应该观察泥炭丘活动层和湖泊的冻结过程,研究泥炭体在冻结和靜水压力的影响下发生膨脹的現象;研究水和溶解体流到泥炭地表面并且大量析出气体的現象;研究泥炭丘的形成过程和增長情况以及

泥炭丘上裂隙的出現和發展，研究泥炭丘由於風和風吹來的雪的影響而形成的破壞過程。

15. 布古良* (水岩盤 гидроланналиты)

布古良 (水岩盤) 或者多年性脹丘與研究季節性脹丘時相反，研究布古良和多年性脹丘時應當要整年地進行。研究時應該指出以下幾點：1) 布古良發育的地点，例如應指出它是發育在低下的沼澤化地區呢，還是發育在湖的窪地的底部 (湖水已外瀉的湖或泥炭化的湖)；2) 指出它們的大小和形狀 (面積、最大的高度、頂和坡的特徵、其中有沒有裂隙、塌陷和湖泊)；3) 指出小丘的構造和狀態 (布古良內部有沒有冰體，小丘正在發展還是業已遭到破壞)；4) 水源 (在南方應查明形成布古良的地下承壓水 (подземные опорные воды) 類型，在北方應當查明小丘是不是在湖泊中間成長起來，在這樣的情況下這種湖泊會變成一個環繞着小丘的水環)；5) 應該指出布古良出現的時間和它們的季節變化 (指出在嚴寒的時候從舊的布古良漏斗中是否有冰柱突出來，在平時從漏斗中是否有水冒出來)；6) 探求舊布古良破壞的整個階段 (探明頂部和斜坡的龜裂情況)，查明裂隙主要是在哪一個坡上發育起來的，頂部有沒有沉陷，其中有沒有形成漏斗，漏斗有沒有被水充填，水有沒有突破漏斗的缺口並且有沒有從缺口中流出，漏斗中有沒有出現木本植物，布古良的破壞是否引起融化湖的形成。

16. 丘墳地 (бугристые мари, 又名墳丘地 могильники)

墳丘地是一塊平的或傾斜的，上面有許多由礦物基體組成的小丘或小壟的沼澤化地形，小丘的相對高度約在 0.5—1 米之間，

* 布古良原文為 Булгуня，它是蘇聯亞庫齊亞地方的土稱，意即水岩盤——譯者註。

直徑为数米，丘壟之間为沼泽化的地段，其中充填着泥炭-淤泥物質，上面复盖着莎草草墩和苔蘚-草本植物群。

研究多丘墳地时應該描述它們的地形形态，其中包括：1) 丘壟高出淺盆地平均水平的相对高度；2) 丘壟在多丘墳地地面的分布情况（單个的、成組的、成列的、成帶的）；3) 每一小丘在平面图中和剖面图中的形态——是圓形的、長圓形的、槳形的（在水平地区），还是沿着斜坡伸展的（在傾斜地段）；4) 它的地形形态是凸起的（在粘土和壤土地区），还是几乎平坦的（在砂壤土和砂土地区）。

在描述丘壟的構造时，應該按不同深度分別指出組成丘壟的物質的性質，其中包括这些物質的顏色、密度、結構；查明其中有沒有卵石、巨礫、碎石、木質、炭質化石和鉄質結核等等；应当按不同深度分別指出它的湿度，找寻这里有沒有能够凭以发现冻层上部水的標記以及这里有沒有冰夾层和冰透鏡体；指出冻土的特征和埋藏深度。

在描述丘間小淺盆地和壟間槽地的特征时，應該指出現代苔蘚植被和死亡的泥炭物質的厚度，它們的顏色、成分、密度、分解程度和湿度以及其中有沒有其他雜質。

最好能通过多丘墳地的小丘和小淺盆地作一条橫断面，同时沿着断面采集标本，以便进行机械分析与土質湿度分析（标本应当沿垂直方向每隔 10 厘米采集一次），以便对泥炭的植物組成、花粉、砂藻进行鑑定（參看第 18 章）。

对多丘墳地区进行全年的長期观察时，其主要任务有二，第一应当确定多丘墳地区冻结和解冻的速度和深度跟小区地形、土質土壤和植物群落等的依賴关系（应在全年里对土壤的溫度和湿度进行平行的观测）；第二确定土質膨脹和龟裂的情况，研究溶解体流到地面的現象，幼年丘的形成情况以及幼年丘的逐漸成長过程和进一步遭到破坏的过程。

水和永冻层

17. 地 下 水

在分布有永冻层的地区进行地下水的研究，完全可以采用一般的水文地質研究方法，但是在应用这些方法时應該考虑当地的特殊自然地理条件，特别是活动层范围中的地下水（冻层上部水）出現的特殊性質，考虑地下水埋藏的特性和在永冻层中的状况（冻层中部水），以及在永冻层下的状况（冻层下部水）。

在§18—24中將叙述水文地質观察的專門方法。必須根据等高綫图、地貌图或者第四紀沉积图来編繪水成物体（冰冻-水文地質綜合体——泉、井、土冰錐和发育有化石冰的地段）的分布图。

18. 冻层上部水 (надмерзлотные воды)

研究冻层上部水时，应当查明冻层上部水的埋藏条件（其中包括含水岩的成分、岩石的裂隙度和孔隙度等）；查明大气降水穿过含水岩流入冻层上部含水层的情况，查明水脉在含水层中的循环以及这些水脉在冬天变成冰脉的情况。應該指出含水层的厚度，冻层上部水的水源和状况以及它們同其他类型的地下水的关系；指出水的液相和固相、它們的相互联系、相互轉化和季节性；指出水量在冻结和解冻时的变化；指出水面从自由面过渡到承压面的性質以及随着这种过渡而产生的現象（水的溫度状况——冻结水和非冻结水）；水的化学情况——水中是否含有很多的有机物質和腐殖酸。

仔細地进行了水文調查以后，就可以根据列有这些地下水的地形图或第四紀沉积图，編制关于冻层上部水的水文图；用一定的記号表示沒有冻层上部水的地区和有这种水的地区，把冻结的冻层上部水和不冻结的冻层上部水彼此区分开来，指出冻层上部的

土层在各个季节中的厚度和埋藏深度。

19. 冻层中部水 (мезмерзлотные воды) 和化石冰分布的条件

研究冻层中部水的液相和固相, 确定它們的埋藏条件、产狀、水源狀況和水源性質以及确定冻层中部水处在液相状态时的流动情况、水头 (напор)、溫度和化学变化 (气体)。必須研究化石冰 (包括被冲积物掩盖的全部冰体在內, 不問它的成因如何) 同自然条件的关系, 它的产狀、发生类型、組成、結構以及它們和圍岩的关系。

應該查明化石冰的分布和下列自然条件之間的有規律的依賴关系: а) 大地構造 (在構造谷和向斜槽中冰体很多); б) 地形特点, 其中包括化石冰与負向地形 (盆地、河谷、分水界的平坦鞍部) 的关系; в) 水文网; г) 植被和动物界 (丰富的植物群的存在); 北极狐和行鼠在丘陵斜坡上沒有化石冰的乾燥土层中鑽造出来的洞穴。

應該編繪化石冰和冻层中部融区的分布图。必須特別注意研究区內的化石冰的衰退和发展的問題。

20. 化石冰的产狀

化石冰的产狀可分为三类: 1) 层狀的和透鏡狀的 (冰夾层常常和矿質土交互成层), 这种化石冰是地表沉积物的特征; 2) 脉狀的, 这种化石冰在很大的距离內保持一定的方向, 可以在各种不同的深处遇到; 3) 不規則的——块狀、巢狀、岩株狀, 这种化石冰同样也可以在不同的深处看到。應該为第一类化石冰分布地区的輪廓繪一略图, 利用掘坑和鑽孔的方法确定冰体的厚度; 为了鑑定冰体的物理性質, 可以利用柱狀鑽孔的方法, 以便取出構造未被破坏的冰体标本。在有脉狀冰的情况下, 應該确定冰脉的傾度、走向以及它的厚度; 查明冰脉是一个單独的支脉呢, 还是在更深的地方

同更大的冰体彼此相汇合的,或者是向深处尖灭的;指出这些冰脉是由于冰冻裂隙被水或雪所充填而形成的呢,还是由于水或雪充填了多裂隙的基岩而形成的。在勘探时,不仅要研究冰体本身,而且也要研究冰体的頂盖(位于冰体之上的岩石)和冰体的褥垫(冰体之下的岩石),应当研究它們的成分和結構,研究永冻层和活动层的厚度与性質以及化石冰、頂盖和褥垫間相互接触的性質,此外,还应研究化石冰在靠近这些接触处的变化以及頂盖和褥垫在近化石冰处的变化。

21. 化石冰的发生类型

在研究化石冰的天然露头时,应该查明这些冰体是包含在沉积岩中的基岩冰呢,还是由于地表水或冻层上部水在不含冰的岩水中发生冻结而形成的鐘乳冰,或者只不过是靠在显露出来的地层上的冰体(例如,被抛到岸上、后来又被掩埋的河冰体或海冰体)。为了确定化石冰的类型,应该事先确定冰体上面的頂盖究竟比埋藏在它下面的冰体更老一些呢,还是更新一些。

如果冰比頂盖要新,那末它就可能属于下列类型: а) 凝結冰(該层中的結晶形成体); б) 浸入冰(由于侵入到土內的水遭到冻结而形成的); в) 由冻层上部水所結成的冰——断崖上的悬冰(карнизные льды); г) 結核冰(由于潜水充填了孔洞并遭到了冻结而形成的); д) 河水冰——水退时遗留在島上的冲积冰和岸冰(冻结时被推到岸上的冰); е) 由泥炭水(泥炭冻结时从泥炭中分泌出来的水)而結成的冰; ж) 在喀斯特地形中由于潜水和吹积雪堆而形成的洞穴冰。

如果冰体比頂盖要老,也就是說如果冰体受到了剝蝕产物的保护的話,那末它可能属于下列类型: а) 埋藏冰川和冰雪原的冰(石冰); б) 死冰川——后退冰川的崩离体(отторженец); в) 由被埋藏的雪堆而形成的冰(例如因雪堆充填窪地而形成的冰体,这

种冰体的頂面很平凸并且由于大量空气泡的作用而成为濁冰；г) 被埋藏的冰錐 (наледи) (成层冰, 这种冰体由于气泡作用而帶白色, 有时含有土粒)。

應該注意埋藏冰川所形成的巨冰 (石冰), 研究这种巨冰时应当研究在它的頂盖里发育起来的条带状壤土, 这种壤土具有很好的季节性层理。应当描述分布在海岸上的化石冰的特殊形态单元, 其中包括垂直悬冰、上部下凹的冰壁、带有冰川柱和垂直井的坡坎、下部冰壁、由冲刷作用而形成的洞穴、冰海底并描述海岸破坏的动态(参看第 10 章)。

22. 化石冰的物理性質

应当研究化石冰的物理性質, 其中包括: а) 坚硬程度; б) 比重; в) 結構 (利用放大鏡) (其結構为粒状結晶的——这是一种矿物体中的冰結晶; 致密的——在充滿了冰体的岩石中; 多孔的——各个孔隙被冰充填); г) 構造: 蜂巢状——冰脉包围冻土块; 层状——冰夾层和矿質体交互成层; 角礫岩状——岩石和冰碎块的杂乱混合物; д) 包体 (включение) 的性質和分布, 气体的含量和組成; е) 化石冰附近的和距离化石冰很远的土层溫度。

为了研究頂盖岩石、褥垫岩石和其中的化石冰及其包体的物理性質与化学成分, 應該采集一些标本。标本必須是有代表性的, 要能反映出所研究的岩石或冰的特性。如果岩石和冰是多种多样的, 那末可以多取一些标本。一部分标本必須是未被破坏的土层 (从結構而言), 或者是处于天然湿润状态的; 應該在标本上面澆上一层石蜡。最好能把岩石和構造冰的标本拍成照片, 并附上分度直綫比例尺。应当在零下溫度下將准本运送出去。

23. 冻层下部水

研究冻层下部水时, 应当分別指出以下几点: 1) 含水层的岩

石組成；2) 土层中有沒有裂隙和裂隙的大小(开敞的或是閉塞的)，填充在裂隙里的物質是冰还是冻土；3) 水的深度(不深，还是很深)；4) 水的发生类型(淤积的、喀斯特的、层狀的、裂隙的、裂隙-脉狀的)；5) 水头的性質，它們的物理和化学特性以及与水有关的冰錐。以地形和地質原則为依据在冻层下部水的水文图上用一定的符号分別指出冻层下部水的埋藏深度和各种不同类型的冻层下部水的分布情况。可以作出冻层下部水的水文化学图和鈔井湧水量地图。

24. 泉

研究时应当决定泉的类型。泉的类型可分为以下几种：a) 和冻层上部水有关的下降泉以及通常和冻层下部水有关的上昇泉；6) 固定性泉(这种泉的湧水量、成分、溫度和出口地点都是固定的)和非固定性泉(这种泉的湧水量变化得剧烈，在这种情况下就必须作反复的觀察)。

測量泉的湧水量时，最好的時間是2—3月或則9—10月，因为在2—3月的时候，有一些泉水湧水量减少，有时甚至完全冻结，而另一些泉水則相反，其湧水量反而加大；到了9—10月的时候，活动层发生最大程度的融化。必須注意泉水出口地点和地形單元的关系以及泉水附近的土壤的情况怎样。

应当研究泉水析出气体的情况，因为泉水的出口往往会由于冬冻而趋于不固定(應該根据河流中到了冬天在冰下面有气泡析出的这一事实来确定地下水的出口)。探查气泡的最有利時間是8—10月和3—4月。在进行觀察的时候，应当同时进行水溫測量并在泉水流到土壤表面的地方采集水的标本。

觀察水井时应查明以下几点：1) 該井是否与地下水有关(汲出水来进行檢查)；2) 井水有沒有冻结；3) 水質怎样随季节的变化而变化；4) 井欄有沒有变成凸狀(在測量井水水位时要考虑到

井欄的变动情况)。此外应查明該居民点在冬季和夏季是怎样解决給水問題的(是利用冰来代替水呢,还是利用深淵里的質量很低的水)。

25. 河 流

研究时应記述河流的冬季狀況,其中包括: 1) 开始結冰的时间; 2) 冰的厚度和冰下水层的厚度; 3) 在河流上是否可以看见“层”冰(被空气腔所分开的一些冰层); 4) 河水是否一直冻结到河底; 5) 只在很淺的地段(“аяны”)冻结呢,还是連深水区(плес)也冻结; 6) 河底有沒有冻结和冻结到什么深度。应当把冻结得較迟的地段、只帶有一层薄冰的地段或完全不冻结的地段(出現“冰窟窿”、“不冻区”和“冰窗”的地方)标出来。研究它們与热噴泉或“急流”的关系,指出河流中由于地下水而出现了冰錐的地段;指出深水区的水質到了冬季是否变坏,在河流中是否可以看见魚群“集中区”(当地居民有沒有利用这些被隔絕在“魚池”中的魚);指出冰在春季的融化时的特征。

河底地下水的較大出口可以用以下几种不同的方法来确定: 1) 溫度測量; 2) 根据气体的噴出; 3) 根据水的化学成分的变化。河水在有地下水出口的地区往往不会冻结或冻结得較迟的这种現象,同样是这里有地下水出口的一种标志。在夏天,当我們在彼此相隔一定距离的不同地段內測量河水的流量时,如果沒有地表支流流入的話,我們就可以发现流量沿河流从上游向下游加大的現象。

26. 湖 泊

研究湖泊时,应当查明下列几点: 1) 湖泊凹地的成因(是沉陷的、还是潜蝕的); 2) 凹地是不是一年比一年增大; 3) 湖底有沒有永冻层; 4) 湖岸,特别是新鮮的岸壁中有沒有化石冰; 5) 是否

发育有冰錐；6) 冬季在湖底是否形成脹丘，这些脹丘到夏季就消失了呢，还是繼續保存到第二年的冬季并再度恢复自己的成長过程；7) 厚层冰有没有在地下水压力下发生龟裂；8) 在地形低陷的地区有无化石湖或罐頭湖 (законсервированные озера)，这种湖乃是一种复盖着土层和植物群的大冰体。此外，还应研究湖泊的衰退过程，其中包括湖底和湖岸的消失，地下水水位的降低，一个湖流入另一个湖，湖底变成草地 (“алас”) 或鹽沼等等。

应指出矿質湖的动态特性，其中包括不同温度的水在分布上的成层性，水的密度和含鹽度；矿質湖在什么时候冻结，湖水结冰时候的温度，冰的春季融化过程是怎样发生的。

冰錐 (наледи)

27. 研究的任务和方法

观察冰錐时，既可以用流动观察方法，也可以用長期定駐的方法。用前一种方法研究冰錐时，其任务在于描述冰錐的形狀，証实从訪問和文献中所得来的資料，初步查明冰錐的成因以及初步解决如何与冰錐作斗争和如何利用形成冰錐的水源等一类問題。利用預先定好的考察提綱，虽然可以使自己的記載尽可能詳尽一些，但是要在流动考察中把提綱的全部綱目都填滿，是不可能的。

用長期定駐方法研究冰錐时，应该詳細地描述冰錐的狀況和冰錐的整个形成过程。調查队应该作專門的冰錐观察日記，应当把研究冰錐时所得的全部材料記在日記中。在日記簿中必須記明以下几点：1) 調查机关的名称和地址；2) 观察的日期和观察者的名單；3) 冰錐的編号和名称；4) 形成冰錐的泉水和小河。同时还必須在野外把冰錐的所在地填在地图上，并在这个地方写上

日記中为这个冰錐編上的号碼。

應該按照 1 : 100, 1 : 200 以及 1 : 1,000 等比例为成群或个别冰錐作出一張平面图, 对于很大的冰錐則可按 1 : 10,000 的比例作出平面图, 图中应当每隔 0.5 米作出一条等高綫并記下它的方位。在冰錐的平面图上要繪上小丘和裂隙、形成冰錐的水源出口、周圍的植物群、道路、受冰錐損害的建筑物。在平面图中应附上冰錐的縱剖面 and 橫剖面。

28. 冰錐的类型及其地理位置

从发生学的观点来看, 冰錐可以分为以下几种: a) 河水冰錐; b) 地下水冰錐 (包括泉水冰錐在內); B) 混合冰錐。在河水冰錐中又有一种岸边冰錐, 这是上漲的河水沿着河流冲积物上升到河岸形成冰錐以后, 又从河岸流向河床的一种冰錐。地下水冰錐又可分为: 冻层上部水冰錐和冻层下部水冰錐。在地表所形成的冰錐又可分为地上冰錐和发育在活动层範圍內的地下冰錐, 其中包括冰岩盤。冰錐类型的問題, 虽然可以根据具体情况而获得初步的或者是彻底的解决, 但是每一次作出决定时都要有一定的相应附帶条件。

必須确定冰錐的地理位置, 指出冰錐地点的緯度和經度、冰錐所在地的行政單位名称、它的絕對高度 (进行精确的水准測量或气压高程測量, 或者根据地图的等高綫), 指出冰錐同方向、居民点、地形單元 (在坡脚分布有冰錐的斜坡的朝向和傾角) 等的相对位置。如果是河水冰錐, 就应当仔細地把那些同冰錐生在一起的河、谷地段 (名称, 大河的流域) 的特征描述下来; 指出冰錐同各种地形單元的相对位置, 也就是指出冰錐是生在谷底呢, 是生在坡脚呢, 是生在冲积扇上呢, 还是生在哪一級阶地上 (指出它的高度、寬度、長度、切割的程度); 指出它們高出水边綫和谷綫的相对高度 (应当根据冰錐同河流或河床彼此垂直的方向来加以确定)。

29. 冰錐形成地点的地理条件

在研究冰錐时,对于冰錐作用的地区应作簡短的地質描述,也就是指出岩石的成分和产狀,附近有无構造断裂現象以及圍垫冰錐体的岩石的性質。此外还应查明冰錐附近地段的水文地質特性,其中包括含水层或含水裂隙的露头、冰錐下有无含水的融区以及它們与冰錐的关系,冻层上部含水层的厚度和冻层上部水流运动的方向、永冻层的埋藏深度和特征、冬季冻结的深度等等。

在測量冰錐时,可順便对冰錐周圍 100 米範圍內的雪盖进行观察(參看第 13 章)。在研究河水冰錐时,應該描述水流的水文地質狀況(可以用訪問而得的材料和文献的材料来作为描述时的一部分根据),其中包括河床和河岸的構造与特征、流速和流量、冰的狀态(它的变形)、未冻结或迟冻结的河流地段(冰窟窿)(它們往往是冰錐水的出口)。注意人工建筑(道路、溝渠、生火的建筑物或不生火的建筑物等)在冰錐形成中的作用;指出建筑工程的兴建有沒有引起植被的死亡和岩石的出露,有沒有引起含水层的解冻,有沒有使含水土层在严寒时完全或局部地冻结,有沒有使冻层上部水在其流动道路上形成冻土塞,有沒有引起冰錐的形成和移动。

30. 冰錐的形态和大小

指出冰錐的形狀——是层狀的(冰錐原)、圓形的、橢圓的呢,还是單槳狀的、多槳狀的、冰柱狀的、石筍狀的或者瀑布狀的。指出冰錐上小冰錐丘的分布情况。指出冰錐和小冰錐上面的裂隙性質,其中包括: 1) 裂隙的大小(長度、寬度、深度); 2) 裂隙是否超越冰錐以外,从而使附近的土壤裂开; 3) 裂隙的系統和裂隙的方向; 4) 裂隙的含水性(干裂隙或是充填泥漿的裂隙); 5) 裂隙出現和消失的时间与次序。此外还应測量冰錐的大小——長度、寬度、面积、冰的最大厚度及平均厚度(用掘坑或鉗探的方法来进行

測定)。

遇到在森林中形成的冰錐时，应当在树上刻出一道与冰錐等高的記号，以便在夏天，冰錐融化的时候根据該記号和地面之間的距离来測量冰錐的厚度。最好也計算一下冰錐的体积。

測量冰錐时既可以用导綫法(用測角器)也可以用交叉法(用平板仪)。如果冰錐范围不大，可以直接用卷尺測量和用目測法繪制草图。調查冰錐时，不应局限于仅仅繪制冰錐本身的平面图，同时应繪出冰錐周圍的地段，因为这些地段能清楚地反映出冰錐与地形、水文条件(水源)、植物群(变形的树、折断的殘株、《醉汉林》等等)的相互关系；还应在平面图上繪出橫剖面 and 縱剖面图。应当描述小冰錐丘，其中包括：小冰錐丘的数量、高度、直徑、形狀、方向、含水性和它們的構造。冰上的土壤厚度、冰的厚度和特征、冰下层的厚度(用掘坑确定)。在測量时應該把小冰錐丘描繪下来。

31. 水与冰錐冰

应当測量从冰錐中流出来的水流的湧水量或向冰錐提供水源的泉水的湧水量。在春季，最好是在清晨 1—2 点鐘进行測量，以便获得关于冰錐融化水水量的資料。尽可能在靠近水出口的地方进行測量。必須記載觀測的日期、測量的方法和地点。确定冰錐水的物理化学性質，其中包括顏色、水味、透明度、气味(把水加热到 30—40° 确定之)、空气泡和其它气体气泡的数量和性質(參看第 5、第 6、第 7 章)。

在冰錐水从冰錐丘裂隙中流出的地方或者在向冰錐提供水源的泉水中，用泉水溫度計測量冰錐水的溫度。如果水是从几个裂隙或几个小丘中流出来的話，那末應該分別在每个出口进行測量；同时还应測量蔭处的气溫。

如果所遇到的是河水冰錐，那末除了測量出現冰錐地方的冰錐水的溫度以外，关于冰錐以上和以下以及河流最深地段的河水

溫度的資料也是很有用的。當供給冰錐的泉水析出氣泡時，為了研究冰錐水的自然條件，應該採集氣體標本。應該就地確定冰的顏色、透明度、結構、密度；指出氣泡和其它混合物（砂、土塊）在冰中的數量、特性和分布情況，探求冰在垂直方向和水平方向的物理性質的變化。

32. 冰錐的動態

按照專門的提綱對冰錐進行長期定駐的觀察或者流動觀察時，但都必須記載冰錐的成因、它們的發展過程、它們發展得最旺盛的時間以及它們最後消失的時間；此外也應指出小冰錐丘和裂隙的出現和發展，這些現象的次序，它們發生和消失的時間與原因。查明冰錐是否年復一年地經常在這裡出現，冰錐消失時有沒有水流，冰錐停止增長的原因何在；什麼時候水“沸騰”起來（日期，是不是老是在同一個時期沸騰的），“沸騰”現象延續有多久（是整個冬季呢，還是很早就結束）；哪些年分沒有冰錐，沒有冰錐的原因是否和乾旱炎熱的年分有關；出現冰錐的地点在各年是否隨水源的變動而發生變化；冰錐在什麼時候融化（月分，每年是不是老是在同一月分）；冰錐水的動態（小冰丘在當時是否仍在湧水，或者已經乾涸、已經處在發育不足的狀態；各個湧水階段之間的期限是怎樣的；裂隙中有無多次湧水的痕跡）；如果在觀察時未發覺冰錐中有水流出來的話（乾燥的冰錐），那末應該查明湧水是在什麼時候中斷的，這種中斷是暫時的或者最終的；有無泥漿、礫石等隨水一起流出。小冰錐丘在爆裂以前，其性狀是怎樣的。

在那些因爆裂而發生變形的冰錐中，當個別冰塊從原來形成的地点發生移動時，應該查明冰塊的長度、寬度和厚度，它們移動的距離和方向；它們的移動情況如何；應該把冰塊繪在平面圖上，並把它們描繪和攝影下來。

在許多場合下，完全有必要定出調查路線，以便有可能對全部

最主要的冰錐进行再度的观察，以便有可能重复进行測繪和进行水准測高的工作以及重新采集水和冰的标本。不这样就很难記述冰錐作用的动态。在重复观察的时候，应该确定第一次和第二次观察的这一段期內所增加的冰量和冰体增大的方向（用相应的箭头繪在平面图上）。在第一次測量时所画成的冰錐平面图和剖面图上用彩色介墨笔或者彩色鉛笔描上冰体增長的水平面輪廓，并記上調查的日期。在重复观察的时候，最好用水彩給冰錐和冰錐水涂上顏色，以表明冰錐增長情况和增長的方向。

指出当地居民有没有利用这些冰錐以及在哪一方面利用它們，換言之，是利用它們来作为供水的水源呢，还是在炎热而乾燥的夏天，利用冰錐里流出的融化水，或者利用它們来冷藏易腐的东西；当地居民在夏季有没有獵捕因逃避蚊虫而躲在冰錐上的动物；当地居民在冬季有没有利用冰錐上的雪撬道以及在夏季有没有利用冰錐作为河上小道。

土壤和永冻层

33. 土壤的物理和化学性質

在研究每一观察点的土壤时都应确定該点的地理位置、海拔高度、地勢条件、距最近水泊的距离、該地是否曾經被水淹沒等等。应该研究低温对母岩的物理风化和化学风化强度的影响以及对土壤中有机質分解的性質、动能和方向的影响。确定土层的湿度，特别是土层的冰饱和度，这对于查明那些在人工烘暖时跟土层天然塌陷有关的问题是极有价值的。应该确定不同深处的土壤湿度以及湿度在机械成分和熟化程度不同的各种土壤中所起的季度变化。应该特別注意直接与永冻层上界接触的土层的湿度。湿度不一致是冻土的特点之一，因此要求我們要进行多次的測定。

必須从抗道中取出構造未遭破坏的天然冻土的土样以測驗它

們的解冻程度和浸透程度。

應該研究永冻层对土壤溶液和鹽类等迁移特性的影响。將标本放在沸騰的5%的鹽酸溶液中,就可以确定土壤中有沒有鹽类。如果溶液热騰并且冒出气泡,这就表示土質有很大的碳酸鹽性。應該記述从土壤淋洗下来的鹽类和腐殖質积聚在永冻层的不透水层上的情况,这些鹽类和腐殖質常常会形成一些鹽类和腐殖質的斑点或者形成整片的鹽类和腐殖質的夾层。在夏季特別乾燥的区域,鹽类溶液常常会由于强烈的水分蒸发而上升到土壤表面,形成鹽漬霜和鹽皮;在这种地方,常常出現有山羊、鹿、麋等动物。

34. 外部因素对土壤冻结过程和解冻过程的影响

用長期定駐方法来研究土壤冻结和解冻过程时,可以用測量不同深处的溫度的方法进行研究并用有系統地掘坑和鉆孔的方法进行补充性的和檢查性的觀測,同时还应每隔一定時間在所选定的試驗地区进行一次土壤冻结深度和土壤解冻深度的測量。进行上述这些工作的时候,还应同时进行小气候的觀測(即觀測不同深处的土壤溫度,特别是根分布层的土壤溫度、土壤表层的溫度和各級土壤的溫度)以及研究冻结土和解冻土的物理性質和采集供實驗室分析用的标本。測量冻结厚度和解冻厚度时,应当总是从土壤表层开始測量,但不应把植被也測算在內。在进行任何土方工作时(例如在开井、挖穴和开溝工作时)都必須把土壤的冻结深度和解冻深度記錄下来。

为了能够用比較的方法来查明不同地理条件对冻结过程和解冻过程的影响,可以沿着值得注意的地段作一些剖面来进行觀察。为了很完善地說明土壤的冻结过程和解冻过程的特性与强度的問題,必須: a) 研究不同的地形單元(山頂、谷底、不同坡度和不同朝向的山坡)对土壤冻结过程和解冻过程所起影响; b) 研究各級土壤和土壤的不同机械組成对冻结过程和解冻过程所起影响; B)

研究不同水文条件(地下水的情况、泉水出口的远近程度)对冻结过程和解冻过程所起影响; r) 必須根据永冻层的埋藏深度及其对活动层温度影响来研究土壤的冻结过程和解冻过程; д) 研究各种不同厚度的雪盖对冻结过程和解冻过程所起影响; e) 研究在不同的植物群和农作物的条件下对冻结过程和解冻过程的影响; ж) 研究沒有植被的裸露地区土壤的不同密度和机械成分对冻结过程和解冻过程所起影响。

35. 土壤的冻结

指出冻结的时期(开始冻结的月分和日期)。在用長期定駐的方法进行观测的情况下,应当在天气刚开始寒冷的时候,在日出以前观察試驗場以寻找冻结斑点,这样的斑点通常位于小盆地中,特别是地形低陷的部分,这些地方最先在土壤中出现冰壳和小冰柱等等。观察时应当查明土壤在冻结得很深的年分和冻结得不深的年分的冻结深度;把冻结得很深的年分和冻结得不深的年分記下来,应当考虑到土壤冻得最深的时候多半在3—4月間。应当查明冻结层在春季冻结得最深的时期是和永冻层连接起来呢,还是它們之間留有一层不冻结的融区层;此外还应查明融层的厚度。有沒有出現两面冻结的現象,即融层的上面和下面同时都发生冻结(融区下面是永冻层);为了查明上述这一点就必须測量季节冻结层的厚度和融层的厚度。

36. 土壤的解冻

应当确定解冻的时间,亦即分別查明在較早开始解冻的年分和較迟开始解冻的年分,土壤是在什么时候开始解冻的(指出解冻的月分和日期)。在采用長期定駐方法进行观察的情况下,应该从試驗場中的雪开始融化的时候起就开始观察。解冻深度在30—40厘米时,可用土鏟掘土的方法来进行观察,再深一点的話,則可借

助冻土鉆孔器来进行观察。观察每十天进行一次。后一次观察的观测点至少应当离开前一次观测点 1 米(指鉆孔而言)和 3—5 米(指坑道而言)。10—12 月是季节性解冻达到最大深处的时期。如果是在秋季,当土壤上部已开始冻结时观测解冻深度,那就应当确定土壤冻层和融层的厚度。在六月、七月、八月和九月,应当在不同的植物群下,在不同的土壤和地形条件下分别查明要达到何种深度才可以遇到冻土层。当冬季,冻层和永冻层结合在一起时,即可停止观察。

植物群和永冻层

37. 植物群和永冻层的相互作用

对永冻层进行综合研究时,应该确定各种不同植物类型(森林、草地、沼泽、牧场)下面的永冻层的特征(其中包括埋藏的深度、化石冰的数量以及活动层的温度在植物生长期內所起的变化等等)。应详细地描述观测点的植物群,特别是森林(其中包括树种组成、年龄、平均高度和直径、木材的品质和状态、小树的组成和数量、林下木、草本和苔藓植被、枯死的森林地被物的特征)。查明最有价值的树种生长得好坏的条件。跟永冻层的性质在不同的地形条件下(“日射区”,“寒湿区”,山顶,山谷)所引起的变化联系起来观察植物群所以会迅速更替的原因。指出植被在山区具有巨大保护作用的标志。查明永冻层对栽培植物群有什么影响(诸如植物是否发育得很慢,有没有夏季霜冻和耕地下陷的现象,植物在乾热的夏天是否利用冻层的融化水分,永冻层是不是加速植物发育的原因)。

应该进行物候观测,查明有永冻层的地方和没有永冻层的地方,植物的发育期是否相同,物候现象(开花,绿荫)跟土壤解冻深度和解冻速度以及跟大量冰锥存在的依赖关系。

38. 木本植物群的根系特点和生長特点

在活动层中應該注意根系发育的特性，其中包括树根是否集中在較温暖的土壤上层(表面根系)，針叶树主根有沒有枯萎，側根的性能怎样。根据树根分布的深度可以确定活动层的厚度以及冻层上部含水土层的最大厚度。永冻层的上层有枯老的根系的存在，可以說明永冻层的水平位置不久以前曾經上升。

应特別注意植被的某些專門特点以及植物不能正常发育的各种現象，其中包括：a) 处在永冻层上面的树木的外形(树身很矮、树枝很短、針叶很小、树干上有瘤、树心腐朽、有螺旋狀紋理或者树干振轉)；б) 树干的位置反常(諸如由于土块沿着永冻层上部的表层活动而使树杆弯曲成馬刀形；一些有垂直树枝的树木斜着生長；表面根系的树木在强风作用下形成“风堤”——ветровалы)；в) “醉汉林”，醉汉林出現在土壤膨脹地区；此外，在有热力喀斯特的地区，树干往往会沉沒到水中；研究时，應該記述豎立得不正常的树干的分布、方向和年齡；г) 在融化較迟的冰錐区，立木往往会在夏天乾縮和死亡；应記述生長在冰岩盤上的树木的特征和年齡。

39. 焚林区、伐林区和沼泽化的地段

在新的和旧的焚林区和伐林区，应直接观察以下各点：1) 焚林和伐林对于永冻层的影响(林火以后土层的溫度上升和发乾，永冻层上部表层的下降)；2) 过去的林火在土壤中所留下的痕迹，其中包括土层剖面有沒有出現紧密层和变色层，土壤水和潜水的活动是否加强，斜坡上有沒有形成融流(оплывины)和潜蝕；3) 化石冰的消失，多丘狀土壤表层的形成。研究时应当在試驗地区多次地將植被焚燬，以便有系統地观测土层的溫度和湿度。

在草地或耕地迅速沼泽化的地方，應該查明发生沼泽化的各种条件。

动物界和永冻层

40. 永冻层对于动物生活的影响

对于那些全部生活在土壤中的动物(土中蠕虫)或仅仅在土壤中度过一部分生活的动物(昆虫的幼虫)都应当进行观察。应当指出动物在活动层中所钻出的洞穴的特征，其中包括动物是在高的地方钻穴呢，还是在低的地方钻穴，土壤和植物群的特征，潜水所在的深度；研究动物是怎样使自己的洞穴免受水的浸淹的，研究动物是怎样准备过冬的，怎样构筑过冬的居所以及怎样收集食物储料，动物在进入洞穴过冬以前用什么为食料，怎样在土中过生活，冬天是否跑出洞来或是整个冬季都藏在洞中；在秋季的时候，动物何时藏进洞穴，在春季的时候，动物何时跑出洞穴，查明所以会发生这种现象的主要原因。观察两栖动物、蜥蜴、蛇的年周期的生活情况。应当观察居住在一直冻结到底部的水泊中的水生动物的生活状况。

冻土测繪

41. 冻土图

测繪冻土图的实质在于：根据研究地区的地势、地质、地貌、气候、水文地质和土壤植物的特性，确定永冻层在活动层和永冻层上部土层中的基本表现，即研究整个永冻层各现象的综合。为了更明显地把整个综合体表现出来，可以用一定的符号把它们繪成冻土图，这个图是以相应的地形图作基础的。

冻土图(平面图)的类型可以根据工作的目的和研究的粗细而





























不同。




应当用一定的符号在冻土图上表示出以下几点：1) 永冻层的特性，其中包括永冻层的分布特征；它的埋藏深度；层面的地形；永冻层的厚度；永冻层在垂直剖面中的类型；隔年层和融区的类型、活动层的厚度、成分和湿度；2) 冰冻地形（广泛发育冰冻裂隙的地段），土流现象——融流、地滑；热力喀斯特形态（沉陷、塌陷、漏斗、碟地、沉陷湖泊窪地；季节脹丘和多年脹丘（水岩盤），多丘泥炭地，多丘墳地，融漿噴出的地方；3) 水的特性，其中包括冻层上部含水土层的埋藏深度和厚度，泉水，有化石冰的地段，不冻结和迟冻结的河段，冻结到底和不冻结到底的河段，由泉水和热力喀斯特而形成的湖泊，河水冰錐和潜水冰錐；4) 成土作用的特性（土层冻结和解冻的深度，構造土）；5) “醉汉林”和弯曲的树干，发现絕种动物遺跡的地点。

繪制不同比尺的冻土层时，应遵守下列規則：a) 繪上坑道和鑽井的所在地时，应在它們号碼的后面註上一个分数，分子为永冻层頂面（活动层）埋藏的深度，分母为永冻层底面埋藏的深度（例如，III № 29 $\frac{1.50m}{17.75M}$ ）；6) 对于永冻层厚度一致的地区应在图上涂繪同样濃度的顏色；b) 表示冻土表面地形的等高綫应该用顏色或不同的点綫使其与等水位綫和土壤表面水平綫区别开来；r) 融区和化石冰的露头应该尽可能地从四周作出它的略图；д) 用綫条繪出各級土質的机械組成，用色彩表示土質的发生类型；e) 岩石的資料以及植物群的特征用文字叙述。

現在我們把冻土图上的各种标准图例符号列在下面（见图1），应该尽可能避免在图上作上过多的符号。除了冻土图以外，可以同时附上一些补充图（地質图、地貌图、第四紀沉积图、水分地質图、冬季冻结图等等）以及冻土剖面图、詳細的文字描述、气候資料、气候图解、素描和照片。

图 1 冻土层的图例

	永冻层的厚度		單个的多年脹丘(布古良水岩盤)
	貫穿的融区		冻层上部水
	有永冻层頂盖或墊褥的融区		冻层中部水
	广泛发育冰冻裂隙的地区		冻层下部水
	广泛发育土流鐘乳体(堤、舌)的地区		固定性泉
	融流		季节性泉
	地滑		移动性泉
	发育有初期热力喀斯特地形(沉陷、塌陷、漏斗、淺盆地、碟地)的地区		出自脹丘中的泉
	大沉陷窪地(沉陷湖泊窪地)		出自泉水湖的泉
	出現土質膨脹作用的广大地区		冬季冻结的泉
	單个的季节脹丘(泥炭丘)		河水冰錐
	多丘泥炭地		潛水冰錐
	多丘填地		化石冰
			化石冰——埋藏冰川和粒雪
			化石冰——埋藏雪堆

埋藏冰		構造土	
	地下冰錐形成的化石冰		石环(石圈)
	冻层上部水形成的化石冰		石多角形体
	河水形成的化石冰		石帶(石条)
	泥炭水形成的化石冰		多角土
	不冻结或迟冻结的河段		弯曲的(馬刀狀)树幹
	冻结到河底的河段		沉于水中的树幹
	冬季不冻的河淵		“醉汉林”
	泉水湖		絕种动物殘体产地

(江美球譯 陈傳康校)

X 近冰川地区的地形和沉积物

(原書第15章)

С. В. 奧勃魯契夫

1. 緒 言

許多特殊的地形和沉积物都是与大陆冰川盖周圍的近冰川地帶(перигляциальная зона)的气候特性有关。土流作用(солифлюкция)、冰雪和冰冻风化作用(снежное и морозное выветривание)、松散沉积物的分选作用等都是在冰冻地区寒冷气候的条件下进行的。而且,在冰川复盖的地区,当冰川消失以后,也同样成为这些活动的活动场所;而冰川的南界也就随而向北移动了。

在欧亞和美洲北部发育着現代冰冻层的地区,可以在活的状态下研究这些过程。在山区森林界限以上的地帶,特別在沒有植被复盖的地段,虽然也出現着这些过程,但强度比較小一些。

大部分和冰冻地帶有关的一些現象在第14章已經叙述过了。冰冻风化作用的研究在第2章中也談到了。因此,我們在这里主要是討論那些不仅在活的状态下可被发見,而且在“死的”(мертвый)状态下也能发見的地形和沉积物,同时也討論那些远距冰冻区的現代南界并且业已处于化石状态的地形和沉积物。这些地形和沉积物能够为查明第四紀的气候历史提供最重要的資料。

由于上述这些过程所形成的中地形和小地形,在气候好轉的情况下,就变成了“死”的形态并为植物群所复盖。而在进一步遭受改造以后,就完全消失了原来的形态。在較南的地区,主要是根

据剖面的研究——沉积物的成分和构造——来确定第四纪的《化石》永冻层；最明显的证据是：土流体、袋状构造、表面折皱和冰冻裂隙，有时也保存着不对称形态的河谷。

研究这些过程有着很大的实际意义。因为，第四纪沉积物大量地沿着斜坡（甚至于很缓的斜坡）移动，这样就改变了寻找有用矿物的条件，形成一些特殊的、整个移位的冲积矿床以及其他现象（参看参考文献 [11]）。这些作用也会引起房屋、道路和矿坑设备的变形。

在近冰川地带，除了这些和气候特性有关的特殊过程以外，也发生着一些较一般的、由河流和风的作用而形成的过程，如冰水沉积物的堆积和阶地的形成（参看第 4 章和第 12 章）；而在离冰川较远的地带则有着冰川-风力沉积物的堆积（参看第 3 章）。

2. 土流作用 (солифлюция——течение почв)

土流是充满了水的上部活动层顺着永冻层面或季节性冰冻层的层面滑动的一种现象（参看第 14 章）。这种滑动不论是在陡坡上或是在缓坡上（ 2° 以上缓坡）都会发生。主要的原因是因为活动层被融水和雨水过分润湿并且受到了重力的作用。在解释土流构式的假说中，通常还列举了许多别的因素，诸如胶体的膨胀，当温度从零度以上转到零度以下或者从零度以下转到零度以上时（即冻结和解冻时）所发生的体积变化以及水在温度从 0° 到 4° 时所发生密度降低。潮湿的砂质粘土（песчано-глинистые влагоёмкие грунты）具有最大的流动性。大块的碎屑物质的运动则有另一种性质（参看 § 3）。滑动速度，每年从数分米到数十米不等。

在目前，对于土流沉积物还研究得很不够。土流沉积物的一般特征是没有层理和分选性，这就使它和砾石巨砾粘土（моренная валунная глина）相似。滑动使基层发生折皱，使滑动层的

前端向上卷起而形成一些与边缘相平行的堤状物。在研究土流的坡坎 (уступ) 时, 应当指出与斜坡相平行的細碎物質 (扁平磷石) 的局部指向; 但这种方向并不恒定, 在坡坎的很多部分通常沒有这种現象。細碎物質組成的夾层常和粒土、泥炭土以及化石土壤交互堆积。有些夾层往往会发生折皺和断裂 (图 1); 滑动层的前緣



图 1 位于风化磷石 (в) 表面的具有腐殖夾层 (б) 的壤土 (а) 的土流褶皺 (根据 А. И. Москвитин)

有时候会垂直起来。坡坎的下层是由下伏基岩的殘积物組成的, 上层則是由一些有时会沿着坎坡向下滑动数百米远的物質組成的 (参看参考文献 [2])。

必須詳細地研究沉积物的構造、岩石成分、它的变化以及碎屑物和沉积层的分布同它們的外形运动方向的依賴关系, 研究搬运物的来源。

在人工断面中 (溝渠中) 进行观察, 可以为我們提供最精确的实际資料。

土流层 (солифлюкционный пласт) 土流层是一种在数百和数千平方米的大面积的斜坡上滑动的活动层。研究时应该确定土流层的面积; 指出以下几点: 1) 上緣 (верхний край) 是否很明显; 2) 下緣 (前緣) 有沒有锯齿形的边缘 (弓形); 3) 土流层的厚度 (包括从上到下的厚度和下緣附近的厚度); 4) 土流层下緣的堤状物; 5) 土流层向小河床、阶地、海岸以及向山麓冲积錐爬动的情况; 6) 两个坡上的土流层是否在小河床中接近起来; 7) 小河以多快的速度把它們冲走; 8) 在多层滑动的情况下, 土流层的数目和厚度; 9) 斜坡的傾角; 10) 基岩的成分; 11) 雪堆的分布和溫度; 12) 滑动体和雪堆的关系; 13) 植被的分布和植被的中断地带 (图 2)。

土流坡坎或土流槳 (солифлюкционные лопасти) (鐘乳

狀阶地) 这种地形形态大量形成于斜坡上。它們有着小舌的形狀，面积数米到数百米不等，向下有陡峭的崖壁；坡坎表面的傾角較斜坡的傾角小 $5-15^{\circ}$ 。研究这种地形时，应该进行形态的



图 2 土流坡断面图

a—土流坡坎(鐘乳狀阶地)；*b*—土流层；*B-B*—植物层；*z-z*—斜坡上冻土层夏季融化的深度；*d*—河床下冻土层夏季融化的深度；*e*—河床。

测量和描述，其中包括基坡的傾角；坡坎坎面和崖壁的傾角；坡坎的面积；植被的分布；沿坡坎上緣出現的断裂；坡坎的上层向前額下部(崖壁)出現的卷曲；由細土組成的盾(медальоны мелкозем)；坎面的紋溝(борозды)和阶梯(ступени)；上部坡坎向下部坡坎的逆掩运动和下部坡坎被上部坡坎所吞沒的現象；雪堆同坡坎发育地区的相互关系；坡坎和坡坎朝向(从坡坎对风和太阳的关系方面加以研究)以及和斜坡傾角、基岩、湿度等的关系(参看参考文献[2])。

由此可見，坡坎多半是在不平坦的斜坡上形成的，而普通的土流层則是在平坦的斜坡上形成的。一些小的泉华狀物体(壟、堤、舌等)也是属于这一类型的形成物。

土流河 土流河和土流层不同，它們是沿着低地流动的，在航空照片上可以很好地把这两者区别开来。研究土流河时，除了上述的几項以外，还要描述土流河的河床、它的長度、寬度和厚度，确定土流河运动的速度。

土流帶 土流帶很象石流帶，但沒有石头，它們和多角土有

关 (参看 § 4)。

土流坡 土流坡是一个发育有各种土流形态的坡面。

沼泽土流作用 这种作用既可能出现在永冻带, 也可能出现在永冻带的外围, 因为壟状沼泽 (грядово-мочажинное болото) 的边缘往往会扩展到邻近地区。有时, 半液态的泥炭体和矿质土层也会以宽达 10—12 米的舌状物从活动的沼泽泥层的下面爬出来 (参看参考文献 [10])。在研究沼泽的时候, 应该记述这些现象, 确定它们的大小和进展的速度以及活动边缘的成分 (参看第 9 章)。

森林地带的土流阶地 这种阶地形成在永冻层发育的地区; 很象地滑堤和地滑阶地 (参看第 4 章), 通常很难把它们区别开来。在气候变化和森林界限上移的情况下, 常常会成为一种长满了森林的、*«死»* 的山上阶地 (ногорные террасы) (参看 § 5)。

土流槩和土流阶地很容易就可以跟河流阶地区别开来, 因为土流槩是分布在不同的水平面上而且只是在很短的距离内发育。

物体的土流运动与地滑作用的区别在于: 土流运动的速度小得多, 它仅在薄薄的活动层内滑动, 而且不仅在陡坡, 就是在很缓的坡上也可以进行。泥石流 (грязевые потоки) 的特点则是: 运动速度很大, 没有植被, 而且所含水分很大。

为了确定土流作用的运动速度, 可以沿着土流层 (坡坎) 的前端和背后部分 (一直到不移动的地段为止) 打下两排木桩, 使其成直线排列起来; 在夏季的时候注意它们的移动和倾斜度的变化。在短时间观察的情况下, 可以根据为研究石河 (каменные реки) 时所指出的那些特征来确定它们有没有发生移动 (§ 3)。

3. 石河和石川 (курумы)

石河和石川是尖角碎屑物的一种移动性聚集。当悬崖遭受冰冻风化作用的时候, 物质大量地移动到斜坡和水平面上 (参看第 2

章)。运动进行的方式是：石子沿着潤湿的碎屑垫面、壤土层、基岩，特别是沿着永冻层滑动。某些学者認為温度的变动也起着一定的作用，它会引起石子体积的变化，会引起冻结和解冻（填充在石子空隙之間的水和含水泥土的体积变化），会引起膠体的膨胀和收缩等等。运动是在斜坡上（从人工的斜坡起到更陡的坡止）发生的；碎石可被搬运到 2 公里甚至更远的地方；有时整片石子一起移动，有时一部分石子移动。根据运动的形式可分为下列几种：

石海 (каменные моря) 石海是沿着水平面运动的石流。

石川 (курумы) 石川成复盖层的形式复盖在山坡、山峰和山上阶地的崖壁上(图 3)。

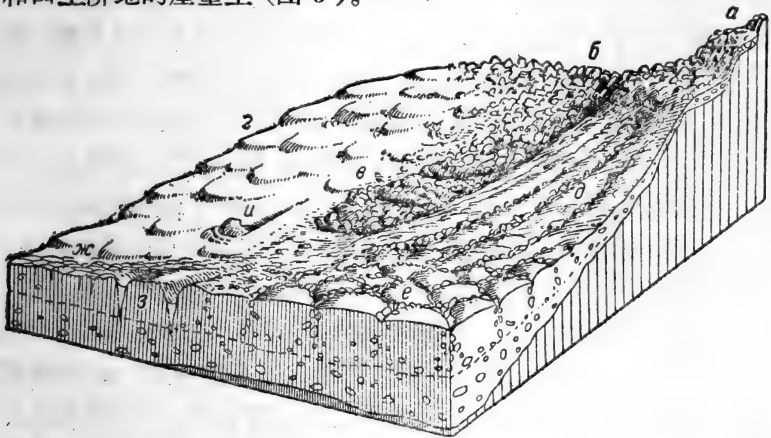


图 3 土流发育地区的小地形和中地形

a—山上阶地；*б*—石川；*в*—轉化为石流的石川；*з*—土流坡坎(鐘乳狀阶地)；*д*—石帶；*е*—石多角形体网；*ж*—蜂窝狀(多角)土；*з*—冰冻裂隙(冰裂)；*и*—石子沿着过湿土层的滑动；虚綫表示冻土层夏季解冻的深度(根据 С. Бон)。

石河和石流 (каменные потоки) 石河和石流是分布在地形低凹处的石川 (курумы)。

石冰川 (каменные ледники) 石冰川是在冰川后退时

由終積、融積和底積形成的，內部還帶有死冰塊（參看第 12 章）。這個術語很少應用。研究石河和石川可按下列提綱進行。

層面的傾斜度（幾度）；面積；石川的長度和寬度；石川末端的堤；碎石和基岩的岩石組成；搬運物的來源和搬運的距離；石川各部分的石子的磨圓度；細土物質在其中所占百分比（按體積計算），它的成分，土層的物理性質；水分的飽和度；其所以會潮濕的原因；雪堆的分布情況；深處有沒有水流，水流的湧水量；在冬季，石子被雪復蓋的程度；植被的分布情況。

為了確定石川（流動）的速度，可以用顏料在石子上面塗染出一條水平帶並在它的兩端（不動“岸”）打進木樁；注意整條綫的移動和一部分石子的翻動。前後兩次的觀察如果需要相隔好幾年的話，那就必須對石川作一次大比尺的測繪工作。在一次觀察的情況下，可以根據下列標誌來確定石川有沒有發生流動：a) 在石川里面有某些可以在山坡以上地區找到其來源的外來岩石和外來礦物；b) 在石流基床中可以看到陡立岩層的頂端、節理裂隙和其他構造面向着山坡下方彎曲的現象；b) 風化殼正常剖面發生顛倒或間斷，也就是說深度風化的岩石反而位於淺度風化的岩石之下；r) 石堆體逆掩於植被之上。

停止了運動的石川和石流是氣候變化的標志之一。石子有沒有發生“靜止”的堆積，可以根據下列標志來加以確定：a) 在石堆中從邊緣開始生長着植被；特別重要的是樹木的出現以及生長在石堆中的植物並沒有顯著的歪倒的現象；b) 石子的次生風化現象（分裂的產品堆積在附近地區而沒有沿着山坡向下搬運）；b) 風化殼的剖面是正常的；r) 在石流體的上面還堆積有產狀未變動的更晚的第四紀堆積物（風成的，堆積的）；d) 常態水流侵蝕作用的復活；e) 在標本中（在那些從復蓋在石流體上的第四紀堆積物中採來的標本中），花粉圖式有完全正常的次序，這一點可以證明石流體是不運動的（參看第 17 章）。

應該把所有的石流原都繪在地图上，并繪出雪堆的界限和古代冰川作用的界限。

4. 構造土 (структурные почвы)

位于第四紀堆积物表层(淤积层、坡积层、冰川堆积层)的物質經受了分选作用以后，其中的碎石和細土物質彼此分开，形成环狀構造、多角形構造和帶狀構造；其中的碎石都沿着邊緣垂直地分布在凹地中，而中央則堆积着細粒土。所有这些形成物統称为「構造土」；在土壤学中这个術語完全是另外一个意思(參看第23章)。構造土可以根据成分和形狀分为以下几种：

а) 分布在水平面上的有：

石原或石海(каменные поля или моря)，它們是一种含有不規則的碎屑或細粒土的小島；

多角石(каменные могоугольники)和石环(кольца)(石圈 венцы)，它們分布在冻土帶或者未分异的石原之中，直徑从0.5到3—5米，有时可能达6—7米。

由多角体石或石环組成的网狀地帶，其中有一些多角石会形成象蜂巢一样的网狀(图4)。

б) 分布在傾斜面上的有：

石帶(каменные полосы)，在斜坡的傾斜度不大的情况下，这些多角石就会向下伸展，而傾斜超过 5° 时就变成石帶，在这个石帶中一列列的直立碎石被細土帶所隔开(图3)。在沒有碎石的情况下，在同类的細粒土中就会沿着水平方向而形成蜂窩(多角)土和斑狀(盾狀)苔原。

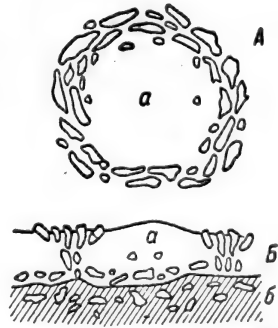


图4 石圈的平面图(A)和断面图(B)

a—細粒土；

б—冻土层夏季解冻的深度。

蜂窩(多角)土是一些凸起的多角形的細土盾,周圍被裂隙所隔開,沿着裂隙有時會有一條條的植被;在另外一些場合下,裂隙邊緣可能稍微高出土盾(圖3)。

斑狀(盾狀)苔原是由一片原生的密集的植被所組成的,它一方面是由于形成構造土的同種力的作用,另一方面是由于被風吹動的雪堆積得很不均勻而形成的。這些高度為0.05—0.20米、直徑為0.5—1.5米的裸露的細土小丘,四周為封閉的環形凹地所包圍,有時具有多邊形裂隙。

構造土的形成主要同凍結與解凍的相互交替以及同含水的細粒土的體積的增大有關;在這種場合下,就發生細土地區的膨脹,碎石于是被頂出,先被頂到土層的層面,然後又被頂到多邊形的外緣(圖3)。但是,和這種基本過程同時發生的現象是很複雜的,人們曾經提出了不下二十多種假說來解釋形成構造土的構式。可以肯定的事實如下:

- 1) 只有在顆粒直徑為0.1—0.06毫米以及細粒土的比例不少於25—35%的情形下,物質的分異過程才能夠進行;
- 2) 形成壓力的先決條件是冰體的增長和從外面吸收了水分;
- 3) 充足的水流和經常的凍結與解凍是促進這種過程的特別有利條件;
- 4) 構造土在極地附近地區形成於那些與海平面等高的地方;而更南的地區,則形成於較高的地方,主要是在森林界限以上的高山地區;
- 5) 濃密的植物群會阻礙植物群的發展;
- 6) 永凍層是構造土憑以發育的堅實基層,此外它還起着冷卻的作用,在個別情況下,構造土也能在未凍結的堅硬岩石上發育;
- 7) 分選作用的深度在30到80厘米之間,通常比解凍的深度要小(小20—40厘米以上)(圖3)。

關於形成斑點苔原的構式問題同樣也有好幾種假說(參看參考文獻[8],[7],[16],[17]和[18])。

研究構造土時,可以根據下列提綱進行;1) 構造土的地理位置;2) 構造土高出海平面的高度;3) 構造土位於什么样的地形

上; 4) 山坡的傾角、山坡的朝向和高出水泊的高度; 5) 有沒有被水浸淹; 6) 对該地区作地貌的描述; 7) 未分选的母岩物質的成因; 8) 根据气象站的資料确定該地的气候条件; 9) 該地区的小气候; 10) 土壤复盖物的溫度和湿度的年变化; 11) 溫度在零度上下摆动的日数; 12) 多角形体各部分(边缘和中央、表面和深处)的冻结和解冻过程; 13) 雪堆的湿度和分布。

作地貌描述时应包括以下几点: 多角形体的形状; 它們的大小、長度和寬度; 边的数目; 盾狀地高出凹地的高度; 两者的相对大小; 石子的形态和分布; 多角形体向帶形体的过渡情况; 二級和三級小多角形体; 在不同的地形、风化和潤湿的条件下分选作用的速度(用比較各个多角形网和石原网的分布来加以确定)。研究时, 应当把所有構造土的类型都單个地或成組地拍出照片; 为了查明內部構造和分选的深度, 必須挖掘橫溝(沿着直徑), 其深度要在分选界限以下 20 厘米。此外还应当將它的断面描繪下来并采集为了进行机械分析和化学分析以及确定湿度的标本; 标本可放在容积为 0.5 公升的盒中。

应对構造土上的植被进行研究, 指出它的分布及其对構造土的关系; 根据它們的关系, 就可以确定分选过程仍然还处在活动状态呢, 还是已經由于气候的变化而停止了。查明《靜止》的構造土是否逐漸为植物群所复盖, 碎石是否遭受到风化。物質分选作用的痕迹是否以一些被石帶所包圍的袋狀細粒土的形态而在断面中長期地保留下来。

用長期定駐的方法进行观察时, 应当研究上述过程的动态。可以在地面上(如果盾狀地是液态的, 那末也应在它的構造內部)放上一些染色的石子、木块和各种形狀的金属, 然后观察它們的移动。反复用水准仪来測量下沉到不同深度的主流綫的頂端, 可以得到帮助我們去查明多角形体不同部分上升情况的資料。为了研究石子的上升(冻结)过程, 可以在石子上涂上顏色(只涂从土中冒

出的部分)。应当对多角形体中的細粒土部分的温度和湿度进行观察;并应在不同季节挖开多角形体以便确定冻土的解冻深度。

5. 山上阶地 (нагорные террасы) 和地面均夷作用(夷平作用 планация)

山上阶地(包括土流阶地在內)形成于高山地区以及亞极地和极地条件下的山坡上。它們有着很陡的、复盖着大量岩石碎块(有时也有基岩露头)的崖壁,有着帶着構造土的平坦面层或者带有复盖有苔原的面层(图 5)。它們与河流阶地、湖泊阶地、海岸阶地不

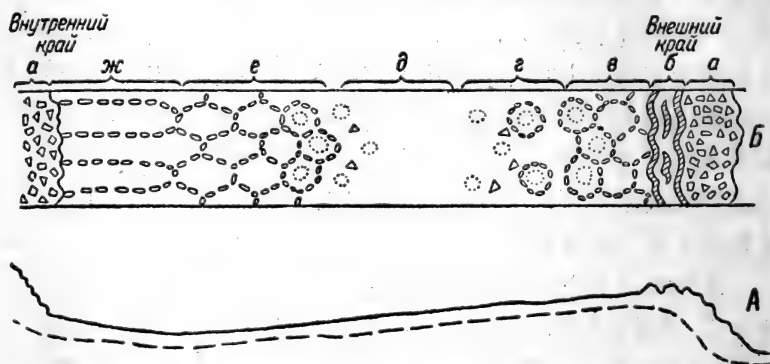


图 5 完全发育的地上阶地的断面图(B)和表面平面图(A)

а—具有岩屑錐的崖壁; б—边缘石堤; в—石多角形体网; з—具有單个的石多角形体、細土盾和石块的草丘苔原; д—草丘苔原; е—石多角形体网; ж—石帶; 虚线表示冻土层夏季融化的深更。

同之处在于:它們形成于高低非常悬殊的一些相隣的地段中,并且以腰帶形状圍繞着孤立的山丘,有着上述那些特有的崖壁構造和面层構造。

在各种既能考虑到地上阶地的所有特性,又能完滿地解釋其形成構式的假說中,最重要的有下列几种(为了能够正确地研究阶地,这些假說是必須知道的):

a) 根据 C. B. 奥布鲁契夫 (1937) 的意见, 引起阶地形成的因素为: 雪堆在山坡上堆积得不均匀, 春、夏解冻和冻结的经常交替, 水平表面被土流作用和构造土的活动 (把碎石挤向崖壁) 所扩展和均夷 (夷平)。阶地于是逐渐沿着山坡向下移动, 上面的阶地遂被下面的阶地所吞没。这时候山峰和山上的悬崖又由于冰冻风化作用而崩裂并且发生均夷现象 (альтипланация); 从山峰落下来的碎石和细粒土于是被挤向崖壁的旁边。

б) 根据 С. Г. 博奇 (Боч) 和 И. И. 克拉斯诺夫 (Краснов) (1943) 的意见, 阶地崖壁是由于沿着形成基岩崖壁的雪堆的上缘发生了雪冻、风化作用而形成的 (关于边缘裂隙, 后裂隙 Бергшрунд 类型, 请参看第 11 章); 只有死去了的和垂死的阶地的崖壁才复盖着碎石而没有基岩露头, 也只有这些阶地才发生上阶地吞没下阶地的现象。由于土流作用而从崖壁上搬运来的碎石使阶地横面得到发展; 阶地的分布并不决定于山坡的朝向。下阶地的面积由于坡坎的后退而逐渐扩大, 同时坡坎的后退又能使上阶地和山峰遭到破坏。均夷作用形成冰冻-土流准平面。

死的山上阶地, 在沒有永冻层或土流作用微弱的森林界限以下的地区, 也常常可以遇见。

研究山上阶地可以按照下列提纲进行; 1) 当地的气候情况; 2) 阶地发育地段的小气候 (远处气象站的资料是不适用的); 3) 温度年变化以及温度在零度上下摆动的日数; 4) 固态降水和液态降水的数量以及所有这些现象在各月分的分配情况; 5) 不同季节的盛行风以及它们的风向和风力; 6) 在阶地分布同冬季风以及同大风雪 (надув) 之间的决定关系怎样; 7) 表层的湿度; 8) 在不同的季节, 雪在各阶地上的分布情况; 9) 山坡朝向对于解冻和冻结的频繁程度的影响, 为此就应当在阶地的各个不同部分, 对活动层的不同深处的温度和湿度进行全年的观测; 10) 阶地的绝对和相对高度; 11) 每个阶地崖壁的高度; 12) 阶地的面积; 13) 阶地表

层和山坡的傾斜度以及这种傾斜度同山坡寬度以及同阶地高度之間的相互关系；14) 基岩的成分和它們的形狀；15) 阶地高度和多角形体的大小同碎屑物大小的相互关系；16) 阶地是在什么样的山坡上以及什么样的山坡地段上发育的，山頂平台 (вершинные площадки) 以及它們同阶地的关系；17) 平台和坡坎的分布同地質構造的关系；18) 阶地表层的構造，在阶地表层是否存着所有的全套的構造帶 (图 5) 或是只有这种構造帶的一部分 (这一点同阶地的寬度和年齡有关)；19) 指出每个構造帶及其構造土的特征 (参看 § 4)；20) 崖壁边缘的石堤，崖壁的構造以及崖壁中是否有基岩露头；21) 松软复盖物的厚度和構造；22) 下阶地有没有被上阶地所吞沒 (根据下阶地的层面被上阶地崖壁所掩埋的現象来加以决定)；23) 阶地是否向山上发展——是否形成了圍谷山脊和錐形殘丘。

此外应当对发展阶段不同的各种阶地作比較性的描述，指出这些阶段对于全部自然地理营力的依賴关系。为了更充分地研究阶地，必須在阶地上挖掘一些和斜坡相垂直的断面(溝)。

用長期定駐方法进行反复观察时，可以用石子染色法查明它們从一个帶向另一个帶的移动情况；把某些显然不同的矿物和脉岩等究竟是从什么地方搬运来的这一事实以及它們的搬运情况查明以后，那我們也就能确定它們从一个帶到另一个帶移动的情况。应该在基岩中和崖壁基部打进一系列鉄樁，以便确定它的絕對前进运动 (向上或向下)。在活动层中打进一条木樁綫，把这条綫系在不运动的山坡部分反复地用仪器来測量，就可以确定活动层土流滑动的速度。用每隔数十年进行一次重复水准測量的方法，可以帮助我們去发现阶地水平位置的下降情况。在能够精确地决定其形成时期的地形上，研究了阶地的不同发展阶段以后，就可以确定阶地的絕對年齡。

但是，这个任务通常是很困难的，因为对于最大的烏拉尔均夷

面和苏联的其他一些山岭的起源(参看 21 章)問題,不同的作者有不同的解釋;因此必須收集大量实际資料,以便确定它們究竟是由于冰冻-土流的夷平作用(морозно-солифлюкционная планация)所形成的呢,或者只是古代准平面(剝蝕面)的遺物(参看参考文献[5]和[10])。

6. 其他各种地形形态

和現代自然地理条件不相适应的地形,可以作为以前存在过近冰川气候的証据。从南面把第四紀大陆冰川包围起来的冻土帶,其宽度可能达到 250—1000 公里,在这个地帶可遇見各种各样与冰冻区地形发育的特性或者与气候轉暖所引起的最晚的沉陷現象有关的地形。

沉陷地形(просадочные ормы) 沉陷地形在黃土狀土层中分布得特別广,属于这类地形的有草原碟(степные блюда),位于古代河流阶地上的寬广的丘窪(бугристо-котловинные)地形。在研究这些地形时必須首先确定:它們与現代喀斯特或潜蝕作用(суффозия)有无联系。

河谷地形 与現代自然地理条件不相适应的河谷地形可以作为这里以前曾經有过近冰川气候的証据。

乾谷(сухие долины) 在冰川作用的时期,造成冰川的水流往往会沿着冻土层流动;随着冻土层的消失,水流就进入谷底的冲积层中。但是河流消失的这种現象常常也和喀斯特作用或潜蝕作用有关;因此很难加以判断。

河谷的不对称 根据某些研究者的意見,在永冻区沿着坚硬岩石流动的河流,其較陡的和被切割的斜坡多半朝向南方;而在松軟岩石上流动的河流,其較陡和被切割的斜坡則多半朝向北方(阴坡)。

根据另一些研究者的观察,認為:在河谷上游、水力不足以

搬运破坏产物的地方，被冻土膠結起来的阴坡（北坡和东坡）比較陡峭，而阳光照晒得較厉害的南坡和西坡則会由于风化体的土流滑动而变緩（原生的不对称）。在水量丰富的河谷地区，河流帶走了土流移动体，因而向阳的山坡就变得較陡了（次生不对称）。

必須收集大量有关永冻区和永冻区外圍的实际資料来檢驗这些帶有演繹性的假說。在研究古代永冻区外圍的河谷时，在任何情况下都必須証实：河谷不对称現象并不是由于某种其他原因引起的，而是从冰川时期起就已保存了这种不对称的形态（參看第4章）。

土流作用对河谷的加工能使谷坡变緩（常常是一对坡），使河谷变成槽形（參看第12章）或者形成假壯年地形（ложный зрелый）。

7. 断面中岩层产狀的細微破坏

冰冻裂隙（морозобойные）是在冬季冻结时由于永冻松散岩石的龟裂而形成的，裂隙中充滿着雪和冰（參看第14章）。在永冻区外圍的、第三紀以后的沉积层中，化石状态的冰冻裂隙是气候变化的最重要的標誌。这种化石裂隙有时会被一些从裂隙两壁落下的松散的岩石所充填，但通常是被頂部岩石——一些沉积較晚的黄土、冰磧石、风成砂粒、河湖砂粒、河湖礫石和土流体所充填。裂隙的深度达3—5米，有时也可能达6米；裂隙上部可能扩大到数分米，在少数情况下可达1.5米甚至更大。裂隙形成一些不規則的网狀，有一些直徑为数米到20—25米的蜂窝。在裂隙的两壁常常可以看到岩石起皺（смятие）的現象。在其他气候条件下形成的乾涸裂隙，同样会形成裂隙网，裂隙有时也很深（达3米），但很窄，而且只发生在粘土和淤泥質壤土中。

除了不規則的网系以外，冰冻裂隙偶然也会在平原和冰磧石

上形成直角(棋盘)网系,有时发生直角湖(参看参考文献[15],[19]和[1])。到目前止,对直角网系还研究得很不够,但却是一种有趣的研究对象。多角形裂隙可以作为斑状苔原和蜂窝状土壤的特征,它们也是由于冰冻作用而产生的。

根据化石裂隙的尖灭度,可以确定冰川时期永冻层夏季的解冻深度。冰冻裂隙通常只能裂到永冻层,而不能到达活动层;因此从楔形裂隙的上端到复盖冲积物的古代层面的距离就等于解冻的深度;但应该考虑风化壳的局部冲刷的可能性。

在研究化石裂隙时,应测量裂隙的尖灭深度、它们上部的宽度以及它们之间的距离,并把裂隙网绘在大比例尺的地图上。此外应研究围岩(вмещающие породы)、它们的变形(деформация)、顶岩和裂隙中的岩石(图6和8)。在研究现代直角网系时,除了上述几点以外,还应该确定裂隙的主要方向与地形单元的相互关系,以便查明:裂隙网系是和地形单元有关呢,还是同沉积层本身的构造和特性有关。

矿囊和表面折皱发生于活动层中,是当活动层冻结时以及当永冻层层面同向上增长的季节冰冻层层面之间发生相互挤压时形成的(参看第14章)。显然,矿囊通常也出现在斑状苔原和构造土的细土盾的断面上。这种形成物的化石形式通常集中在厚度数分米到1.5—2米(最常见的是在一米左右)的水平层中。它们具有下列形状:a)各种不同形状的口袋形(锅穴),有开口很大的,有两壁平行的、也有带

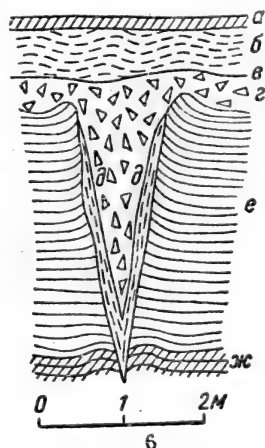


图6 化石冰冻裂隙(冰楔)的断面图

a—土壤; *б*—在其他气候条件下沉积的上部礫石层; *в*—古代侵蝕面; *z*—填充于裂隙內的、帶有巨礫的砂質粘土物質; *д*—复盖裂隙壁并具有平行于裂隙壁之层理的圍岩; *е*—被裂隙所切割的层狀圍岩; *жк*—基岩。

有一个窄喉嚨的(图7); 6)折皺形,各种形狀的扭皺形、斜层形和

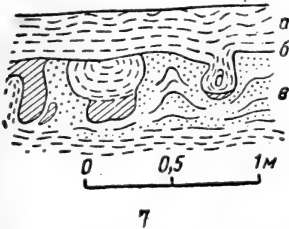


图7 袋狀構造(鍋穴)的断面图

a—在其他气候条件下沉积的上部砂粒层;
b—古代侵蝕面; B—砂質圍岩; z—充填
袋子的褐色石灰質粘土; d—粘土淋失后
次生填袋子的砂粒。

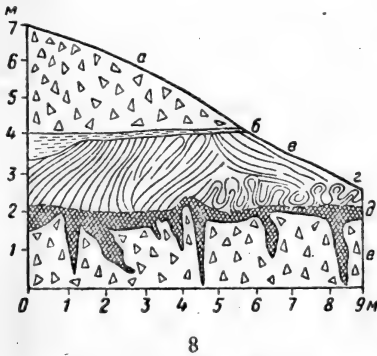


图8 冰冻裂隙和褶皺层

a—上部礫石层(莫斯科冰期); b—作为礫
石层的基岩的冰川-河流壤土和砂壤土;
c—棕褐色壤土; z—由于冰冻过程而起皺
的灰化土; d—充填裂隙的壤土; e—中
礫(德涅泊-頓河冰期)。

(根据 A. И. Москвитин)

有这种形成物的层次,其基部到古代冲积物表面之下的深度等于解冻的深度(活动层的厚度)。

断裂形等等(图8)。对于所有这些形式都应该进行测量并将它們描繪下来,确定层的厚度并研究該层的岩石、頂岩和底岩以及充填袋子的物質。

袋狀構造和折皺是确定冰川时期古代永冻层存在的重要标记,也是决定解冻深度的重要标记,因为从盖在这些構造上的岩石的古代侵蝕面以下到这些構造的底部所埋藏的深度就等于活动层的厚度。

穹形折皺发生在水平的板狀基岩中,是由于冰体对冰冻裂隙和节理裂隙两壁施加压力而形成的。它們形成一种小的拱形断面,集中在沉积层上部靠近裂隙的一个水平层中。应该測量穹形折皺的高度和寬度,穹形折皺至裂隙的距离,裂隙的大小,并研究基岩以及复盖基岩的松散物質和充填裂隙的物質,这种形成物是古代永冻层的标记,某些学者認為:含

参考文献

- [1] Андреев В. Н. и Панфиловский А. А. Обследование тундровых пастбищ с помощью самолета, Тр. Н.-И. и Полярн. землед., животн. и пром. хоз., серия оленевод., в. I, 1938.
- [2] Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала. Бюлл. М. О. исп. пр., отд. геол., т. 17 (6), 1939.
- [3] Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ним проблемах. Изв. Геогр. О., 1943,, в. I.
- [4] Их же. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над наторными террасами. Бюлл. Ком. изуч. четверт. периода, № 8, 1946.
- [5] Варсанофьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или "поверхностей выравнивания" на Северном Урале. Землеведение, т. 2 (42), 1948.
- [6] Геренчук К. И. Солифлюкция, как фактор образования покровных суглинков на морене. Уч. Зап. Моск. Ун., География, в. 25, 1939.
- [7] Городков Б. Н. Пятнистая тундра. Геотр. Вестн., т. I, в. I, 1922.
- [8] Григорьев А. А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис. Землеведение, т. 27, в. 1—2, 1925.
- [9] Гусев А. И. Тетрагональные грунты в арктической тундре. Изв. Геогр. О., 1938 № 3.
- [10] Краснов И. И. О болотной солифлюкции и современной трансгрессии болот на равнинах в зоне тайги. Пробл. физ. геогр., т. 10, 1941.
- [11] Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений, 1940.
- [12] Москвитин А. И. "Ледяные клинья" — клиновидные трещины и их стратиграфическое значение. Бюлл. М. О. исп. пр., отд.



- геол., т. 18 (2), 1940.
- [13] Его же. Об ископаемых следах "вечной мерзлоты". Бюлл. Ком. изуч. четверт. периода, № 12, 1948.
- [14] Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотком Крае. Пробл. Аркт., 1937, № 3 и 4.
- [15] Его же. Шахматные (ортогональные) формы в областях вечной мерзлоты. Изв. Геогр. О., 1938, в. 6.
- [16] Сочава В. Б. По тундрам Пенжинской губы. Изв. Геогр. О., 1932, в. 4—5.
- [17] Его же. Тундры бассейна р. Анабары. Изв. Геогр. О., 1933, в. 4.
- [18] Тюлина Л. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на г. Ирмель (южный Урал). Изв. Геогр. О., 1931, в. 2—3.
- [19] Шукин И. С. Общая морфология суши, т. 11, 1938.

50.51

702

野外调查手册

00650

2.11.50.051

656

胡叔良抄

张春自4.13

信头封 69.12.9 已还

50.51

702

書号 2-169650

登記号

統一書号: 13031·512

定 价: 1.20 元