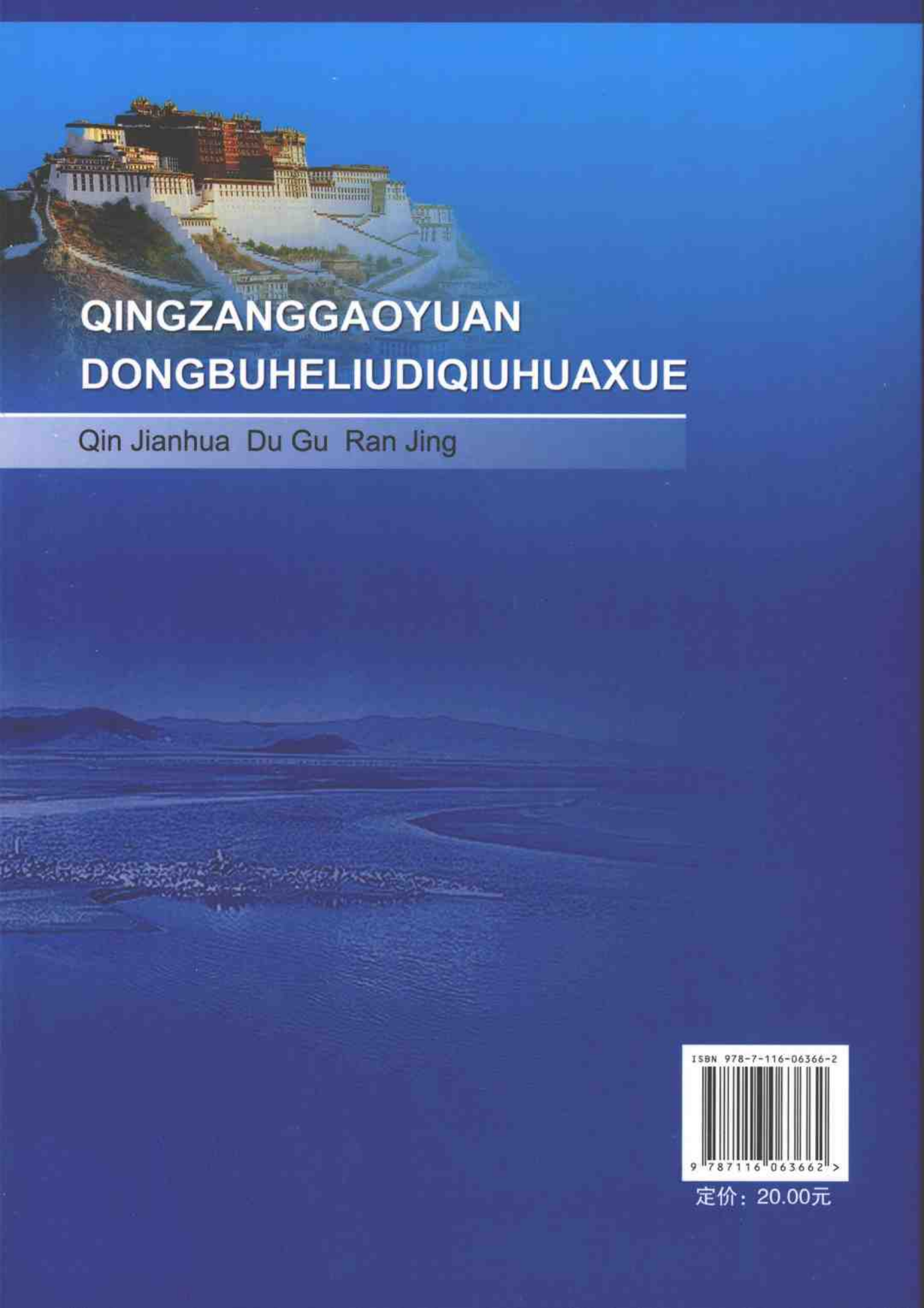


青藏高原 东部河流地球化学

秦建华 杜 谷 冉 敬 著



地质出版社



QINGZANGGAOYUAN DONGBUHELIUDIQUHUAXUE

Qin Jianhua Du Gu Ran Jing

ISBN 978-7-116-06366-2



9 787116 063662 >

定价：20.00元

青藏高原东部河流地球化学

秦建华 杜 谷 冉 敬 著

地质出版社

· 北 京 ·

内 容 提 要

本书对青藏高原东部长江、黄河和澜沧江河流河水主要离子地球化学进行了研究,并重点对长江河流地球化学和流域盆地陆地风化进行了研究。本书还对岷江流经四川盆地后河流主要离子水化学环境受人类活动影响情况进行了分析评估。它的出版将对于研究青藏高原隆升、陆地风化和气候变化起到积极作用,并对长江河流环境保护起到推动作用。

本书可供从事河流地球化学、环境地球化学、陆地风化与气候变化研究的专业技术人员、教学人员和从事环境保护的工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原东部河流地球化学/秦建华著. —北京:
地质出版社, 2009. 11

ISBN 978-7-116-06366-2

I. ①青… II. ①秦… III. ①青藏高原—河流—水文
化学: 地球化学—研究 IV. ①P342

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2009) 第 199663 号

组稿编辑: 王大军 白 铁

责任编辑: 白 铁

责任校对: 李 玫

出版发行: 地质出版社

社址邮编: 北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话: (010) 82324508 (邮购部); (010) 82324579 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真: (010) 82310759

印 刷: 北京地大彩印厂

开 本: 787mm × 1092mm 1/16

印 张: 5

字 数: 150 千字

印 数: 1—800 册

版 次: 2009 年 11 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价: 20.00 元

书 号: ISBN 978-7-116-06366-2

(如对本书有建议或意见, 敬请致电本社; 如本书有印装问题, 本社负责调换)

前 言

青藏高原的形成是全球新生代构造演化的一个重要现象。它是现今地球上海拔最高、面积最大的高原，是我国三阶地势的最高阶，对全球气候变化、地球化学陆地-海洋循环和生态环境变化产生重要影响，是全球地球科学研究的重要地区。

陆地化学风化是全球地球化学循环的重要组成部分。青藏高原陆地风化研究是环境地球化学和全球气候变化研究的一项重要内容。河流物质主要来源于陆地风化，大河流溶质载荷主要离子搬运是实现全球地球化学陆地-海洋循环的一个重要环节。青藏高原孕育着许多河流，是亚洲“河流之父”；在高原东部发育着长江、黄河和澜沧江，对全球海洋化学溶质载荷、悬浮载荷和全球地球化学循环有着重要的影响。

本研究主要依托国土资源部国际合作与科技司资助的由成都地质矿产研究所承担的“青藏高原东部河流水化学和沉积地球化学研究”项目进行，研究内容主要包括：研究区河流地球化学的原始化学状态和基准线；流域内遭受地表化学风化作用的主要岩石类型及其风化产物的研究；青藏高原东部河流流域内现代地表化学风化通量、化学风化速率、化学风化摄取大气 CO_2 净消耗的计算；青藏高原东部现代地表化学风化速率和化学风化通量主要控制因素的研究；寻求研究区现代地表化学风化速率与构造运动（高原隆升）、气候的关系等。

本项研究工作自 1999 年 10 月正式启动，考虑到长江是我国第一大河，世界第三大河，在我国国民经济、生态环境保护和社会生活中占有重要地位，它对全球海洋化学溶质载荷、悬浮载荷和全球地球化学循环有着重要影响。我们在工作中，重点研究了青藏高原东部长江河流地球化学，同时兼顾开展对黄河和澜沧江河流地球化学的研究。

参加本项研究工作的人员主要包括秦建华研究员、杜谷教授级高级工程师和冉敬工程师。秦建华和杜谷进行了 2000 年野外取样工作，秦建华与冉敬

进行了 2002 年野外取样工作, 秦建华、杜谷和冉敬进行了岷江水化学监测取样工作。杜谷、冉敬负责河流水化学样品阴离子分析测试的送样和阳离子测试分析工作; 秦建华、冉敬负责悬浮载荷和床底载荷送样工作。

本书序言和第一、二、三、五、六、七、八章及结束语由秦建华执笔; 第四章由秦建华、冉敬共同执笔; 附录由杜谷执笔; 图件和表格由秦建华和冉敬共同编制完成; 英文简介由秦建华编译。全书由秦建华负责统稿。

国土资源部国际合作与科技司对本项研究工作提供了研究经费; 成都地质矿产研究所对本项研究提供了全面的支持; 美国麻省理工学院 John. M. Edmond 教授、韩国首尔大学 Youngsook Huh 博士对本项研究工作提供了帮助; 刘宝珺院士、潘桂棠研究员和丁俊研究员对本项研究给予了指导和帮助。成都地质矿产研究所分析测试中心完成河水阳离子样品分析工作。阴离子、Sr 和 Si 由四川地矿局分析测试中心完成; 河流床砂矿物分析鉴定由成都地质矿产研究所闵际坤副研究员完成。长江水利委员会上游水文水资源局(重庆)、长江水利委员会宜宾水文水资源勘测队、四川水文水资源勘测局和国家电力公司成都水利勘测设计院为本项目提供了部分水文资料。成都地质矿产研究所吴剑工程师为编制长江流域岩性图提供了大量帮助, 计算中心为本书部分图件的绘制提供了帮助。在此一并表示感谢。

目 次

前言

第一章 国内外研究现状	(1)
第一节 陆地化学风化与全球气候变化研究现状	(1)
第二节 国内外研究现状	(7)
第三节 研究思路与研究方法	(7)
第二章 自然环境	(9)
第一节 地形地貌特征	(9)
第二节 地质构造单元划分和主要岩石地层特征	(11)
第三节 气候、土壤和水文	(13)
第三章 长江河流主要离子地球化学特征	(18)
第一节 长江河流河水主要离子地球化学特征	(18)
第二节 各次级流域主要离子水化学与岩石风化	(30)
第四章 岷江和大渡河河水溶质载荷主要离子地球化学监测	(41)
第一节 基本情况	(41)
第二节 河水地球化学分析数据一般特征	(42)
第三节 化学剥蚀通量与机械(物理)剥蚀通量	(44)
第四节 河水主要离子浓度与河流流量的关系	(48)
第五节 人类活动对河流水化学环境的影响	(48)
第五章 黄河河流主要离子地球化学特征	(54)
第一节 主要离子地球化学特征	(54)
第二节 黄河悬浮载荷粘土矿物及黄河床底载荷砂质矿物特征	(56)
第六章 澜沧江河流主要离子地球化学特征	(57)
第一节 主要离子地球化学特征	(57)
第二节 澜沧江悬浮载荷粘土矿物及澜沧江床底荷载砂质矿物特征	(58)
第七章 长江流域地表化学剥蚀通量、剥蚀速率和大气 CO ₂ 净消耗率	(59)
第一节 高原东部长江流域地表化学剥蚀通量和剥蚀速率	(59)
第二节 流域盆地地表化学风化大气 CO ₂ 净消耗率	(59)

第八章 长江流域地表化学剥蚀速率(CDR)的主要控制因素.....	(62)
第一节 国际上关于 CDR 主控因素的几种认识	(62)
第二节 青藏高原东部长江流域地表 CDR 的主要控制因素	(62)
第三节 高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候的关系	(64)
结束语	(65)
附录	(68)
英文摘要	(70)
参考文献	(72)

第一章 国内外研究现状

河流的主要物质来源于陆地风化作用。河流搬运是实现流域盆地风化作用海洋-陆地物质交换的重要环节(李晶莹等, 2002)。对大河流域盆地的研究可为我们提供在区域尺度上的化学风化速率及其控制因素的信息(West等, 2005)。化学风化的主要元素不易受人类活动的影响, 是河流溶质载荷的主要组成部分。通过对河流溶质载荷主要元素、痕量元素锶等营养元素地球化学的研究可以较好地反映流域盆地陆地化学风化作用, 是研究陆地风化与全球气候变化的重要途径和天然实验室。

第一节 陆地化学风化与全球气候变化研究现状

陆地化学风化是全球地球化学循环的一个重要组成部分, 在地质时间尺度上(10^6 年或更长) 是大气 CO_2 一个重要的汇(Sink), 影响着大气 CO_2 浓度水平并进而影响着全球气候变化。陆地风化与全球气候变化的研究已成为全球气候变化研究的一项重要内容。

一、气候变冷——新生代全球变化的一个重要现象

在新生代全球变化研究中, 人们对全球新生代气候变化的研究是从 Miller 等人(Miller 等, 1992) 对深海底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定, 揭示出新生代全球气候变化自始新世(55 Ma) 以来的逐渐变冷, 这一重要现象的认识开始的。据研究, 始新世时海水深水温度可能比现在高出 12°C , 而在 40 Ma 以前地球上多数地区比当今更加温暖、潮湿, 雨水常年多为平均分布, 常绿和温暖的落叶森林覆盖了地球多数地区; 当今地球上多样的气候和植物在当时几乎是不存在的。由于缺乏强烈的季节性和年季干旱, 因而在当时几乎没有草地和沙漠出现; 现今覆盖北冰洋的海水在 40 Ma 以前极为少见; 而像今日覆盖格陵兰这样巨大的冰川在当时就根本不存在。然而, 上述景象自 40 Ma 以后, 特别是自 15 Ma 以来, 温暖而又潮湿的气候在地球上多数地区开始消失, 取而代之的是开始出现较冷的气候, 并在约 3 Ma 前, 地球开始变得极度寒冷并出现周期性的冰期(Ruddiman 等, 1991)。

同时, 我们也知道, 在全球新生代构造演化中, 出现的一个重要现象就是在全世界许多地区, 发生了山脉和高原的构造隆升。在欧洲和南亚地区, 出现了阿尔卑斯-喜马拉雅造山带, 形成了喜马拉雅山地-青藏高原, 在美洲西部出现了科迪勒拉山系, 特别是在南美西部形成了安第斯山脉和 Altiplano 高原(Miller 等, 1992; Ruddiman 等, 1991)。

20 世纪 80 年代末 90 年代初, 美国学者 Raymo 和 Ruddiman 等将新生代全球构造抬升与地表化学风化、全球气候变化相联系(图 1-1), 认为新生代构造抬升对造山带地区地表化学风化和全球气候变化产生了直接而重要的影响, 并特别强调南亚喜马拉雅-青藏高原及南美安第斯山脉和 Altiplano 高原在新生代的抬升所引起的化学风化速率提高对全球

气候变化的影响。目前它已成为国际上比较流行的“抬升-侵蚀（气候）”理论的基础。在经过近 10 年的计算机大气环流模型（GCMs）数值模拟和野外研究后，该理论，特别是在新生代构造抬升对地表风化和全球气候变化影响方面已取得了许多新的进展。

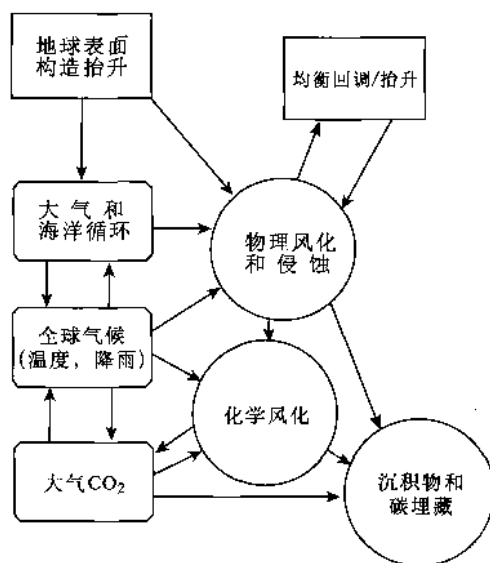


图 1-1 构造抬升与地表化学风化、全球气候变化关系示意图
(据 Ruddiman 等, 1997)

二、全球气候变化主要控制因素

近年来的研究表明，地球气候变化主要受两个因素控制：一是山脉和高原幕式抬升（episodic uplift）；一是由地球轨道变化引起的太阳辐射季节分布的变化（Prell 等, 1997）。利用 GCMs 进行的计算机模拟可以识别由上述两种因素分别引起的区域和全球气候变化（Prell 等, 1992；Ruddiman 等, 1989）。Kutzbach 和 Prell（1997）曾对由地球轨道变化（米兰科维奇）引起的周期性气候变化和由此形成的旋回沉积利用 GCMs 模型进行了数字模拟。近来他们又对由山脉和高原隆升与由地球轨道变化引起的太阳辐射变化的联合作用对气候变化产生的影响进行了计算机模拟（Raymo 等, 1992）。在模式中，对由米兰科维奇驱动力和西藏喜马拉雅隆升对南亚、巴基斯坦—阿富汗地区和非洲东北部气候产生的联合影响，包括地表表面温度、降雨和地表径流等进行了模拟，并将其与其他研究结果进行了对比，取得了较好的效果。

三、陆地硅酸盐岩风化是造成新生代气候变冷的重要因素

据研究，高原和山脉隆升对气候的影响主要表现在两个方面，一是直接的物理影响（图 1-2），即通过对大气和海洋循环的影响来对气候变化产生作用；另一方面是间接的生物化学效应（indirect biochemical effects），即通过对地表硅酸盐岩石的化学风化造成大气 CO_2 变化和全球温度改变。换言之，陆地硅酸盐岩风化是通过消耗大气 CO_2 而对新生代全球气候的变冷产生重要的影响（Ruddiman 等, 1997）。

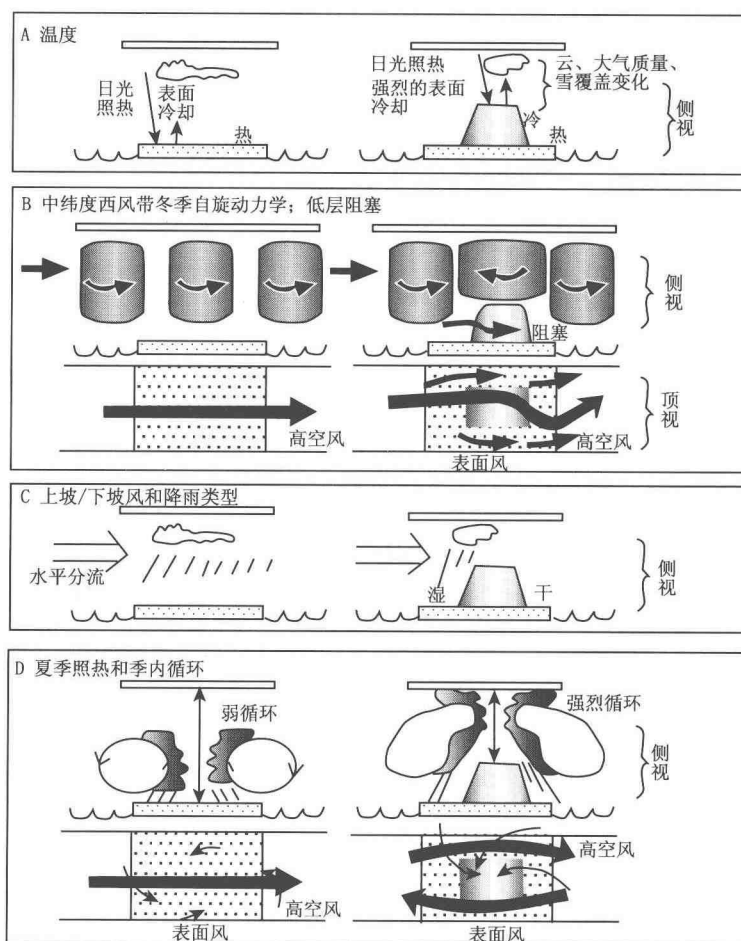


图 1-2 高原和山地抬升对气候的大尺度影响

(据 Ruddiman 等, 1997)

1. 大气 CO₂ 与全球气候变化

大气 CO₂ 是重要的温室气体。阿尼乌斯 (Arrhenius) 最先对大气 CO₂ 对全球气温在行星尺度上的“温室效应”进行了评估，并将全球新生代长期变冷归因于大气 CO₂ 浓度的降低。而新生代全球大气 CO₂ 的逐渐减少，已得到南极和北极冰川在逐渐扩大和宜寒极地植物发育这些事实的支持 (Ruddiman 等, 1997)。对全球最后一个冰期-间冰期旋回 Vostok 冰芯记录的研究，亦揭示出了大气温度与 CO₂ 浓度变化存在着直接的内在联系。而围绕着地质历史中的大气 CO₂ 浓度和气候变化，据研究 (Copeland, 1997; Jordan 等, 1997; Berner 等, 1983)，全球大气 CO₂ 水平在地质构造时间尺度上 (百万年或更长) 是与全球碳循环密切相关的，并主要受两个因素控制：一是大气 CO₂ 的输入速度，主要与俯冲带和洋中脊发生的火山作用和变质作用有关；一是大气 CO₂ 的输出速度，它主要由陆地表面硅酸盐岩石发生的化学风化速率控制 (图 1-3)。

当溶解在地下水中的大气 CO₂ 与硅酸盐或其他矿物作用时，就发生了化学风化，生

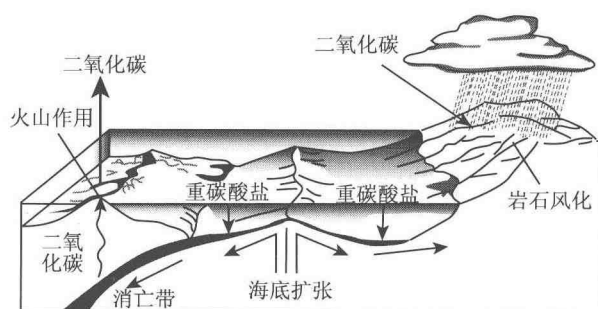
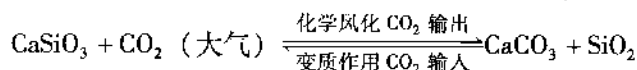


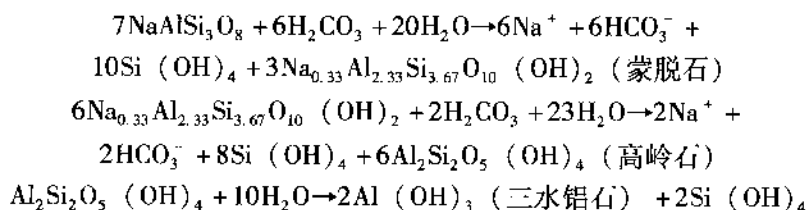
图 1-3 陆地化学风化和全球碳循环

(据 Ruddiman 等, 1991)

成的重碳酸盐流入海洋, 被海洋生物中的贝壳吸收。经过上亿年, 在俯冲旋回和海底扩张作用下, CO_2 将重新进入大气。上述两个过程所涉及的化学反应, 可简化为:



式中: CaSiO_3 是泛指地表硅酸盐岩石。若以地表铝硅酸盐钠长石的化学风化为例, 其化学反应式为 (Edmond 等, 1997):



事实上, 这一系列的化学反应代表了在地下高温不平衡条件下由淬火作用形成的火成岩和变质岩暴露在地表条件下为达到热力学平衡而发生的化学风化过程和由此造成的大气 CO_2 消耗。

目前看来, 大气 CO_2 温室气体效应强烈的影响着全球气候变化。由地表硅酸盐岩石的化学风化所造成的大气 CO_2 消耗才是引起大气 CO_2 浓度水平下降的主要原因。

2. 新生代构造抬升对陆地化学风化的影响

新生代构造抬升对地表化学风化的影响主要表现在它提高了造山带地区化学风化能力。事实上, 早在 1 个世纪前 Chamberlin 就提出了构造抬升促进造山带地区地表化学风化的提高这一假说, 但由于它涉及许多方面, 内容又比较复杂, 一些推测部分后来经证实又是错误的, 因而以后逐渐为人们所忽视 (Prell 等, 1992)。直到 20 世纪 80 年代末, Raymo 和 Ruddiman 等人 (1992) 才又独立地提出了类似的理论假说即抬升-风化模型。在经过近 10 年的野外实验研究后, 它又得到了进一步的完善和发展, 并已开始得到人们的普遍认同。

造山带地区发生强烈化学风化的关键证据主要来自于对亚马孙河的研究。这是因为源于安第斯山脉的亚马孙河中的溶质载荷占据了流入大西洋中溶质载荷的 70% ~ 80%, 而由亚马孙低地化学风化供应的溶质载荷则相对较小 (Prell 等, 1992)。另外, 源于喜马拉雅山地和青藏高原地区的 8 条大河, 虽然其流域面积仅占全球的 5% 左右, 但是由它们所

供应的溶质载荷在全球海洋中却占到了 25% (表 1-1)。这充分说明了在构造隆升地区发生了强烈化学风化作用。

表 1-1 源于喜马拉雅-青藏高原河流溶质通量

河流名称	溶质载荷 (10^{10} t/a)	流域面积 (10^6 km ²)
恒河/布拉马普特拉河	323.5	1.669
长 江	166	1.827
Si kiang	132	0.464
伊洛瓦底江 (Irrawaddi)	91	0.414
印度河	62	0.916
湄公河	60	0.849
黄 河	33.5	0.814

表中河流的总溶质载荷及总流域面积分别占全球的 25% 和 4.2%。

(据 Ruddiman 等, 1989)

新生代山脉和高原隆升能够提高地表化学风化, 是与山脉和高原地区存在的几种作用密切相关的 (Ruddiman 等, 1989)。体现在: ①在造山带山脉地区发育着丰富的由被动边缘沉积形成的易风化的陆源碎屑岩石; ②在抬升的高原和山脉地区边缘形成的强烈季风雨季和其他的山岳降雨, 而水对于岩石溶解作用和水解反应来说都是最基本的要素; ③抬升的高原和山脉边缘斜坡坡度较陡, 有利于将机械风化和化学风化的产物带走, 从而使岩石新鲜面不断暴露, 有利于化学风化能力的提高这已得到实验和野外研究的证实。Blum 指出在岩石刚暴露时化学风化速率非常迅速, 然后就呈指数衰减, 在初始暴露 10^5 a 后其化学风化速率就已进行得非常缓慢了 (Ruddiman 等, 1997)。因此, 构造活动及其所造成的地形起伏将新鲜岩石不断暴露于地表, 这对于提高地表化学风化速率就显得十分重要。Blum 和 Kump 对冰岛和夏威夷地区玄武岩化学风化所进行的比较研究, 也强调了岩石暴露在提高化学风化作用中的重要性 (Ruddiman 等, 1997)。由此, Raymo 等人 (1988) 就认为新生代正在抬升的高原和造山带, 由于发生了岩石的不断暴露和降雨的增加, 促进了这些地区化学风化速率的提高, 引起了大气 CO_2 浓度的下降并最终导致全球新生代气候变冷。在 20 世纪 90 年代, 人们利用 GCMs 模型进行了大量的计算机模拟, 并同时进行了许多野外实验研究, 从而使该理论得到进一步的完善和发展, 并逐渐得到人们的普遍承认。另外, 该理论还得到了地质演化事实的支持。在地质历史中, 曾于 700 ~ 600 Ma 前出现的泛非事件形成的泛大陆和 320 ~ 241 Ma 前形成的 Pangea 联合古陆, 均曾有过大规模的大陆碰撞和广泛的高原-山脉抬升, 而这期间又无一例外的同时伴有大规模的冰川发育 (Prell 等, 1992)。

四、需要进一步研究的主要问题

概略起来, 在陆地化学风化与全球气候变化研究中, 需要进一步研究的问题主要有以下几个方面:

1. 关于陆地化学风化的主要控制因素

当前, 国际上对全球尺度上控制陆地化学风化速率的主要因素是构造 (地形) 或气候 (特别是温度) 的认识存在较大分歧 (Millot 等, 2003)。在由 Walker 等人 (1981) 提

出后又为 Berner 等 (1983, 1994) 进一步发展的“温度—风化模型”(又称为“恒温模型”)中, 强调陆地风化作用主要是受气候(又主要是温度)的控制; 而在由 Raymo 等人 (1988, 1992) 提出的“抬升-侵蚀(气候)模型”中, 就认为构造抬升和地形起伏是控制地表化学风化的主要因素。Edmond 等 (1995, 1996) 和 Huh 等 (1998a, 1998b, 1999) 则是进一步认为陆地化学风化主要是受构造地形、岩石表面暴露和岩性的控制。

2. 关于海水 Sr 同位素是否可作为反映全球地表平均化学风化速率替代性标志的问题

关于海水 Sr 同位素是否可作为反映全球地表平均化学风化速率替代性标志的问题, 目前也存在争论。Raymo 等 (1992) 曾将海洋 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 自 40 Ma 以来的迅速提高(现为 0.7091) 归因于全球地表化学风化在新生代的构造隆升, 并认为海洋碳酸盐中的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 同位素比率变化可作为全球地表硅酸盐化学风化的替代性标志。但, Edmond 和 Huh (1997) 则通过全球当代主要河流及其主要支流 Sr 同位素和冲积地球化学研究, 认为不存在全球平均地壳风化这种说法, 并认为晚新生代海洋 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 同位素变化与印度板块和欧亚板块发生碰撞印度板块基底发生变质活化这种特殊构造事件有关, 否定了将海洋 Sr 同位素记录作为全球地表化学风化变化的替代性指示。秦建华等 (2006) 对喜马拉雅中央结晶岩系河流 Sr 同位素异常及其源岩的研究表明, 中央结晶岩系片(麻)岩和花岗岩中的黑云母具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $[\text{Sr}]$ 的特征而且 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 $[\text{Rb}]$ 成正比, 黑云母的易风化性为高喜马拉雅河流放射性 ^{87}Sr 提供了主要来源。

3. 关于在造山带中化学风化何处更为强烈的问题

在造山带中高海拔地带是斜坡坡度最大的地方, 岩石块体坡移 (mass wasting) 和机械风化较强烈, 致使岩石不断暴露和破碎; 而在中低斜坡地带, 降雨又比较集中; 在下斜坡, 其他因素如较高的气温和土壤中的碳酸盐等则有利于化学风化的进行。在低地洪泛平原和三角洲地区, 溢岸洪水、河道迁移引起的沉积物改造和海平面变化都将引起未风化沉积物的暴露和再暴露。因此, 关于在具体的造山带地区, 化学风化发生最大的位置则可能是与其具体的因素有关。

4. 关于气候变化的反馈机制

由构造抬升造成大气 CO_2 减少引起了气候变化, 并由此引起已有的山脉地区发生活化石侵蚀并将新鲜岩石不断暴露于地表, 从而加速 CO_2 消耗并进一步引起气候变冷、冰川作用和侵蚀发生。而地壳重力均衡回跳则可将未侵蚀的山峰又抬升到较高的海拔高度, 从而产生更为强烈的风化 (Ruddiman 等, 1997)。这个正反馈机制成功地解释了莫纳等关于山脉地区晚新生代抬升与全球气候变化“鸡与蛋”关系的问题 (Molnar 等, 1990)。

然而, 目前关于气候变化的负反馈机制, 则存在较大争论, 我们知道, 在地球上自太古宙以来就开始有了生命的演化, 全球平均气温可能大致在 $5 \sim 40^\circ\text{C}$ 范围摆动。那么, 相应于大气 CO_2 减少造成的气候变冷, 就需要有一种负反馈机制来调节, 以避免造成大气 CO_2 耗尽, 出现极端的气候变化。目前在关于气候负反馈机制方面, 主要存在两种观点: 一是最早由 Walker 等人提出的气候“恒温模型”(Walker 等, 1981)。温度-风化作用关系是其理论基础。它得到了 BLAC 模式的支持 (Berner 等, 1983; Berner, 1994)。该模式认为大气温度对地表化学风化有控制作用, 当大气 CO_2 浓度下降引起气候变冷, 那么反过来气候变冷又减缓地表硅酸盐风化, 减少了大气 CO_2 消耗率, 从而使大气 CO_2 维持在一个适宜人类生存的水平。而另一种观点是由 Raymo 等人 (1992) 提出的。Raymo 等在

明确拒绝了上述温度-风化负反馈机制 (temperature-weathering feedback) 后, 提出了 3 种负反馈机制来调节大气 CO_2 浓度和气候, 即有机碳亚循环变化、深海硅酸盐矿物沉淀和海底洋壳玄武岩风化作用。

5. 化学风化与物理风化关系的研究

陆地化学风化与物理风化的特征及其关系对于构建地球长期的气候演化模型和地貌演化模型具有重要意义 (Raymo 等, 1992; Clark 等, 2004)。而影响陆地化学风化与物理风化的因素不尽相同 (Summerfield 等, 1994)。当前, 国际上人们对流域盆地物理风化的研究很少, 因而, 在全球尺度上可用于研究陆地化学风化与物理风化关系的数据相当缺乏 (Millot 等, 2002)。

6. 人类活动对陆地化学风化影响的研究

全球陆地自然化学风化, 越来越受到不断加剧的人类活动的影响。虽然, 主要元素是河流溶质载荷的主要组成部分, 不易受人类活动影响, 但研究表明, 一些主要元素也逐渐受到了人类活动的污染 (Roy 等, 1999)。影响了人们对陆地—河流—海洋地球化学循环的研究。因此需要研究人类活动对陆地化学风化的影响来评估流域地表化学风化带入海洋的自然基准值 (Natural baseline)。

第二节 国内外研究现状

国际上虽然在全球尺度上已开展了对近北极、亚北极、热带、亚热带在不同地质构造背景 (如: 地盾、台地和碰撞带) 和气候条件下尚未经人类活动明显影响的主要大河及其主要支流流域沉积地球化学和河流地球化学的研究, 积累了一批可靠的科学数据 (Edmond 等, 1995, 1996; Huh 等, 1998a, 1998b; Stallard 等, 1983; Negrel 等, 1993; Lewis 等, 1987), 但这些河流均位于高纬度 (如西伯利亚 Lena 河、加拿大 Mackenzie 河) 和低纬度赤道附近 (如南美 Orinoco 河、Amazon 河、Caura 河, 非洲的刚果河), 而对中纬度地区源于造山带的尚未被人类污染河流开展的研究工作并不多见。对青藏高原大河流域盆地地表化学风化的研究, 也主要是开展了对喜马拉雅山地前缘恒河—布拉马普特拉河和印度河的研究 (Sarin 等, 1984, 1989; Karim 等, 2000), 对青藏高原东部河流的研究几乎为空白, 这影响了人们在全球尺度上对陆地化学风化与全球气候变化和对控制陆地化学风化速率主要因素认识的深化。

国内开展这项工作较少, 以往的工作主要是对长江和黄河河水和床砂元素地球化学的研究, 并主要集中在对黄河在兰州以下或长江在重庆以下及河口湾的研究上 (陈静生等, 1984, 1999, 2002; 夏星辉等, 2000; Zhang J 等, 1990; Zhang J 等, 1990; 赵继昌等, 2003)。无疑, 这些研究为我们项目的开展提供了一定的基础。

第三节 研究思路与研究方法

开展本项目的研究思路和研究方法是: 进行项目相关资料的收集和分析研究→野外地质观察研究→野外样品采取→室内分析测试→资料的综合分析并进行全球对比研究 (图 1-4)。

对流域区域进行进一步的划分, 然后进行分区研究。研究工作包括河流样品和相关岩

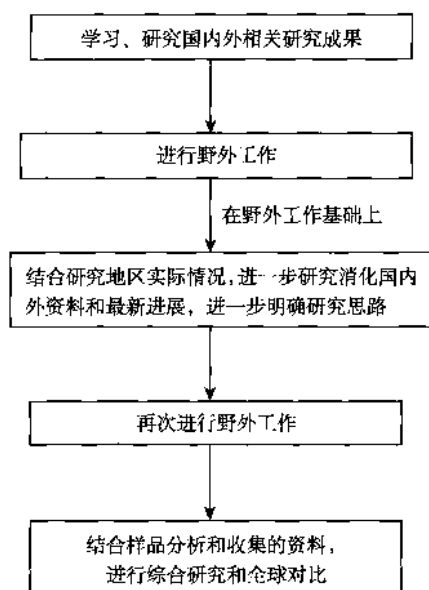


图 1-4 研究思路和研究方法

石样品野外采集（样品包括河水化学溶质载荷、悬浮载荷和床沙载荷等）和样品室内测试工作，在此基础上，结合青藏高原东部河流地质构造、岩性和地形以及土壤气候等特点，综合运用沉积学、地球化学、环境化学、水化学等多学科，对样品数据进行综合研究并开展全球对比和分析。

按照研究工作思路，我们分别于 2000 年和 2002 年开展了两次野外考察和取样工作。2000 年主要开展了长江源头和澜沧江的取样工作；2002 年主要开展了黄河上游和长江在横断山脉水系中的取样工作。同时，为研究岷江流域主要离子地球化学在时空上的变化特征和受人类活动影响情况，2001 年我们在岷江和大渡河流域建立了 4 个河水地球化学监测站，每个月进行了监测取样，取样周期一年。

第二章 自然环境

第一节 地形地貌特征

青藏高原地区平均海拔在4000 m以上,号称“世界屋脊、地球第三极”。高原向南、向东、向西倾斜,成为我国长江、黄河以及怒江、澜沧江、雅鲁藏布江、恒河等国际主要大江大河的发源地和分水岭。高原的东缘为龙门山与锦屏山,它以3000 m的高差屹立于四川盆地之上。根据潘桂棠等(1990)对青藏高原地貌分区的方案,按照青藏高原地貌发育的地质构造背景、各区域所受动力机制的差异并考虑到塑造高原表面形态的外部营力因素,造成青藏高原内部各区域的地貌差异,由此将青藏高原划分为三个二级地貌区(图2-1):

- (1) 北部山原盆地区,即内陆水系分布区;
- (2) 东部平行岭谷山地区,即太平洋水系分布区;
- (3) 西南部高山深谷区,即印度洋水系分布区。

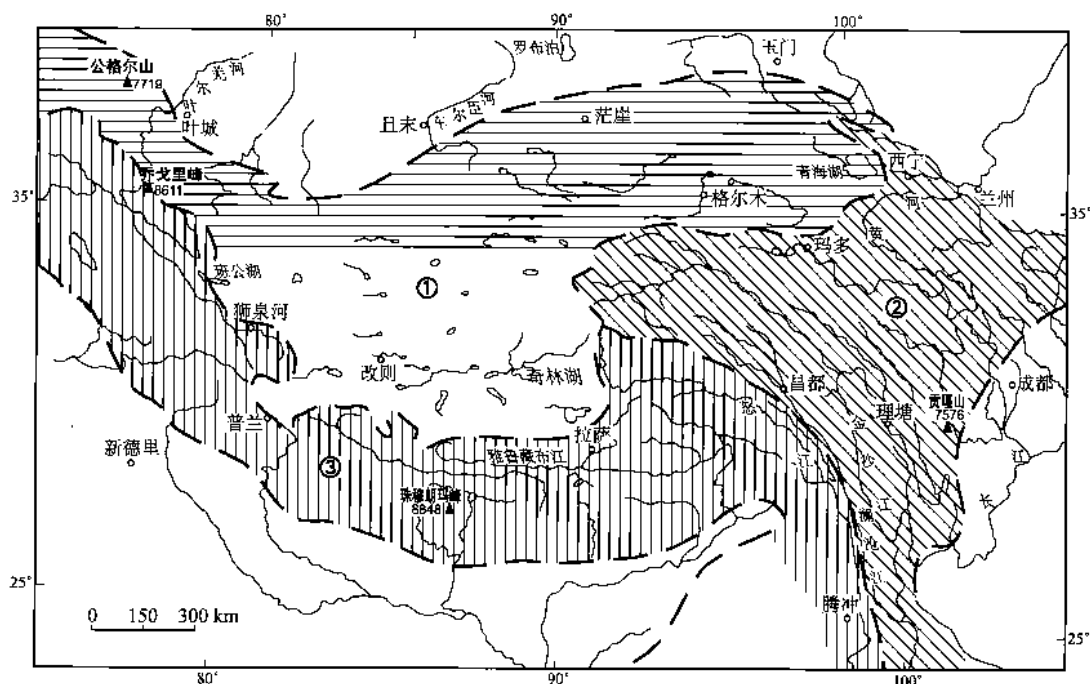


图2-1 青藏高原地貌分区略图

(据潘桂棠等, 1990)

①北部山原盆地区; ②东部平行岭谷山地区; ③西南部高山深谷区; - - -地貌分区界线

研究区青藏高原东部地形地貌主要是以太平洋水系的黄河、长江和澜沧江切割成的深邃平行岭谷地貌为主要特征。从图 2-2 中可以看出,高原东部地形地貌又可进一步划分为高原、黄土源、湿润流水作用的低山、中山和高山以及冰川冰缘作用的高山、极高山。在高原腹心区,沿长江、黄河、澜沧江沿头河谷发育了冲积平原、洪积-冲积平原两种亚地貌。在河流源头均为宽阔的湖盆丘陵地貌,河网密集,湖泊、沼泽、草甸发育,在源头尚保留了部分海拔 5000 m 的较为完整的原始高原面,湖盆最低侵蚀面在 4400 m 左右。湖盆以下河曲发育,逐步进入岭谷相间地段。

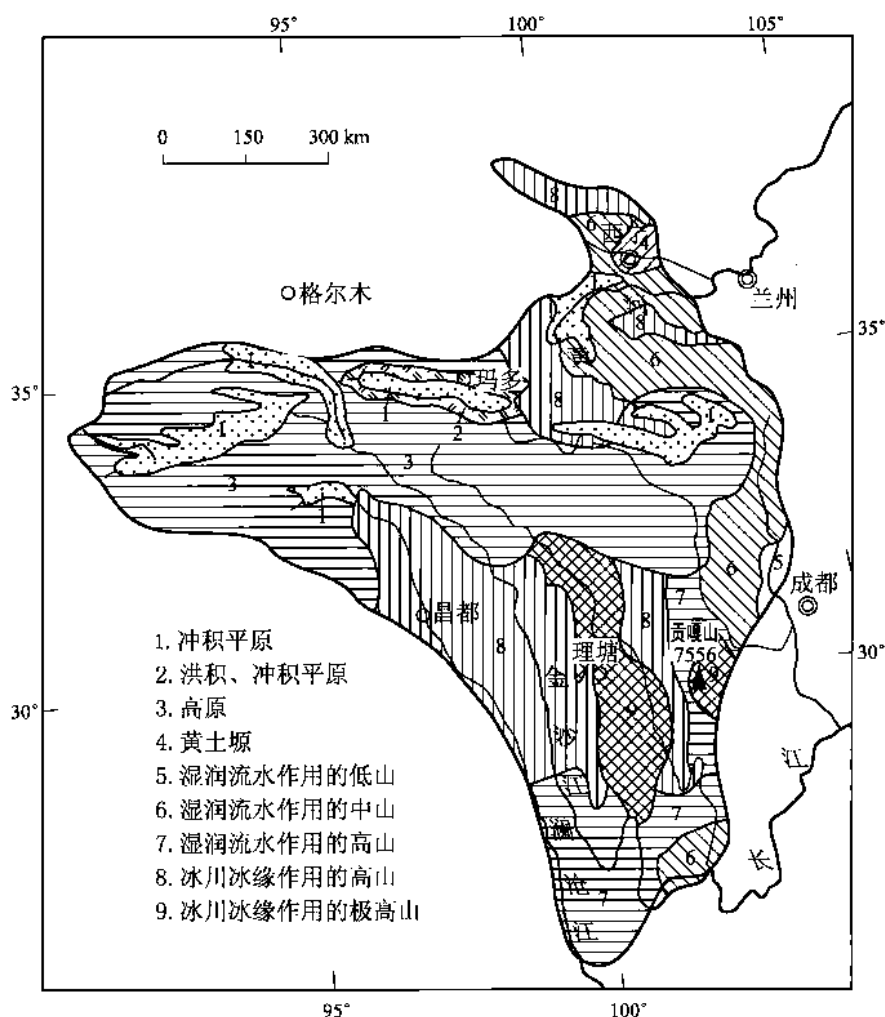


图 2-2 研究区青藏高原东部地形地貌

(据“中华人民共和国地图集”(1994)和“中国自然地理图集”(1998)综合编制)

在长江源头通天河流域的源区河曲发育,如沱沱河、楚玛尔河、当曲,支流呈叶脉状,并与面积较小的淡水湖泊通连,形成向东南宣泄的宽阔水网沼泽与丘陵相间的开口盆地,盆地中心海拔 4500 m 左右,其中丘陵起伏比差一般不超过 200 m。

澜沧江源头支流称扎曲和当曲,形成了与通天河支流相似的地貌,但面积小,不存在湖泊,海拔在 4500 m 以下。宁静山是澜沧江与长江源头的分水岭,为低缓山岭。

巴颜喀拉山是长江和黄河源头的分水岭, 黄河源头发育的扎陵湖、鄂陵湖海拔都在 4200 m 以上, 是我国最大的高原淡水湖。

第二节 地质构造单元划分和主要岩石地层特征

按照中国地质调查局西南地调中心(成都地质矿产研究所)(2002)的意见, 研究区地质构造单元划分, 见图 2-3。

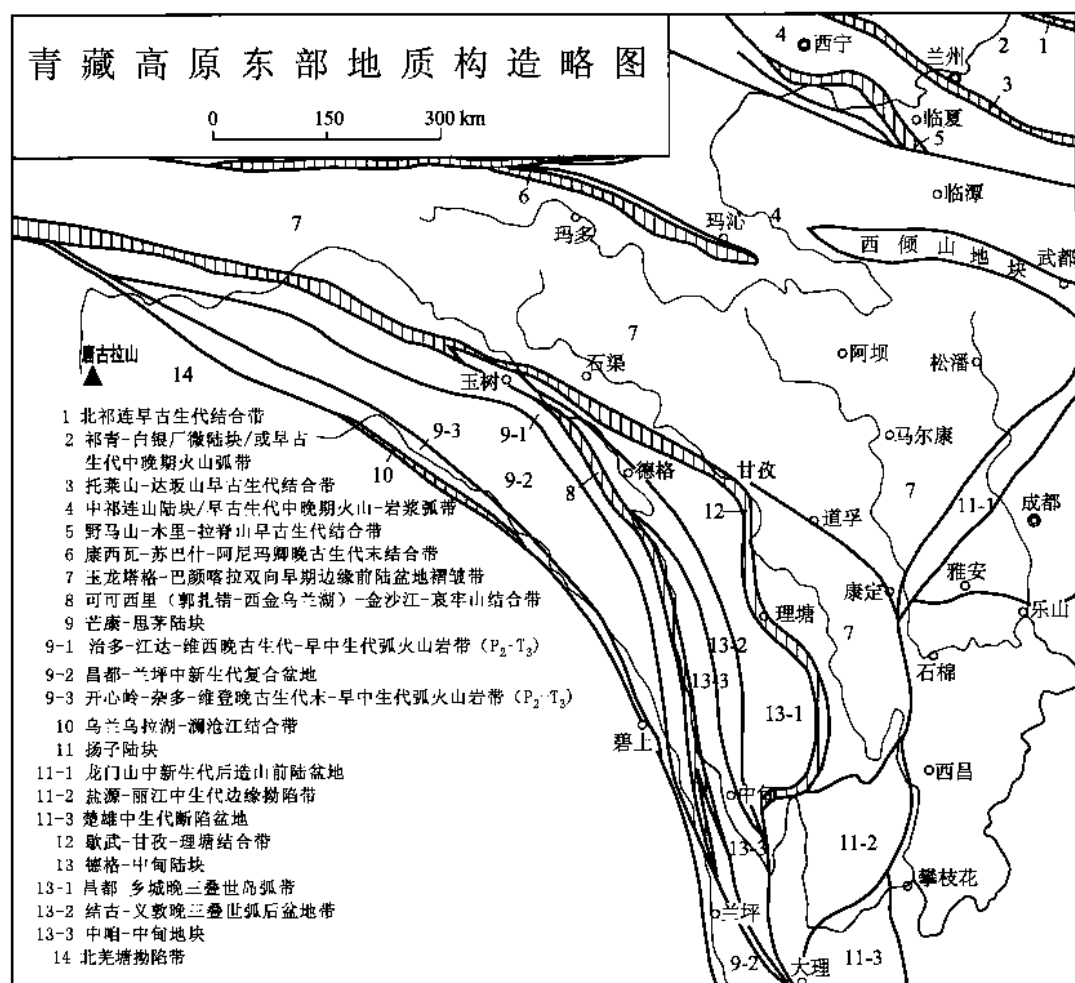


图 2-3 研究区青藏高原东部地质构造略图

各主要地质构造单元及其主要地层岩石特征为:

1. 野马山-木里-拉脊山早古生代结合带 (图 2-3 单元 5)

整个带可能是由一些串珠状分布的弧后盆地或弧间裂谷盆地闭合而成。这些小洋盆可能向南俯冲, 在南侧形成党河南山-拉脊山火山弧带。从西部当金山口, 沿党河南山(野马南山南)向东至青海省哈拉湖一带, O_2 、 S_2 — S_3 中发育中基性-酸性火山岩; 向东在天峻县下日哈河和刚察县沙柳河上游 O_3 和 S 中有中性火山岩、拉脊山有基性-酸性火山岩。

带内有加里东期钙碱性系列黑云母斜长花岗岩。

2. 康西瓦-苏巴什-阿尼玛卿晚古生代末结合带 (图 2-3 单元 6)

带内断续出露有蛇绿混杂岩,地表有超基性、基性火山岩和蛇绿混杂岩出露,岩石组合为蛇绿岩、硅质岩、三叠纪砂板岩、二叠纪灰岩等岩块与基质。其火山弧带主要发育在东昆仑南缘。该火山岩带主要由一套钙碱性系列火山岩组成。

3. 玉龙塔格-巴颜喀拉双向边缘前陆盆地褶皱带 (图 2-3 单元 7)

介于西金乌兰-金沙江结合带与南昆仑南缘-阿尼玛卿缝合带之间,为扬子板块陆缘带,发育有较完整的古生界,缺失侏罗系与白垩系。

前寒武系变质岩仅在恰斯地区出现。三叠系大面积分布,下、中统为海相过渡型碳酸盐岩、碎屑岩组成,局部夹火山岩,次深海复理石砂板岩夹火山碎屑岩,分布面积较小。上三叠统下、中部为浅海至次深海浊积岩,形成巨厚的砂、板岩,上部为滨海相含煤碎屑岩。上三叠统主要为岛弧型浅海至深海相活动型复陆屑浊积岩及火山岩,夹透镜状碳酸盐滩相沉积,总厚超过 10000 m,上部为滨、浅海相过渡型含煤碎屑岩。在西部,仅见部分上三叠统碎屑岩夹火山岩。陆相第三系不整合于三叠系之上,见油页岩及褐煤。分区内中酸性侵入岩在东部呈巨大的岩基,时代为印支至燕山期。

西南部以前寒武系石炭群片岩为基底。下古生界为碎屑岩和碳酸盐岩,在疏勒塘地区夹基性和中酸性火山岩;上古生界主要为碳酸盐岩,并可见角砾状硅质岩的夹层,泥盆系(北段)和上二叠统夹基性火山岩;三叠系为碎屑岩、碳酸盐岩,含少量中酸性火山岩。在康定地区,发育有蒸发岩(主要为石膏)。

4. 可可西里(郭扎错-西金乌兰湖)-金沙江-哀牢山结合带 (图 2-3 单元 8)

由于原有洋壳基本消减无余,仅残存有不完整的石炭纪—二叠纪蛇绿混杂岩。

5. 治多-江达-维西晚古生代—早中生代弧火山岩带 (P_2-T_3) (图 2-3 单元 9-1)

上二叠统为岛弧型火山岩,上三叠统为碰撞型钙碱性火山岩-沉积岩组合。

6. 昌都-兰坪中生代复合盆地 (图 2-3 单元 9-2)

中、东部地区元古宇片麻岩、变粒岩见于昌都北东的小苏莽及夏日多一带。下古生界仅见海相下奥陶统复理石沉积,被下泥盆统底部陆相沉积不整合覆盖。中上泥盆统为台地相沉积,石炭系和下二叠统为碳酸盐岩类。上三叠统为浅海相至海陆交互相含煤沉积。兰坪地区有蒸发岩发育。

7. 龙门山新生代后造山前陆盆地 (图 2-3 单元 11-1)

前震旦系基底岩石由于构造推覆至地表,出露的岩石为变质基性火山岩及中酸性火山岩,岩石类型有变质玄武岩,细碧岩以及安山岩、英安岩、流纹岩、角斑岩、凝灰岩和一套泥沙质岩石。彭县红岩一带有镁质超基性岩侵入。中生代前陆盆地主要沉积了灰岩、白云岩、蒸发岩(主要是石膏)、砂泥岩、碳质页岩和煤。

8. 盐源-丽江中生代边缘拗陷带 (图 2-3 单元 11-2)

由于构造推覆至地表出露的前震旦系变质火山岩建造和复理石、类复理石建造,中生代形成的岩石类型主要是灰岩、白云岩、蒸发岩(石膏和石盐)、砂泥岩和煤。

9. 乌兰乌拉湖-澜沧江结合带 (图 2-3 单元 10)

该结合带在类乌齐以南隐伏在东达山、崇山和临沧变质岩、岩浆岩构成和向东逆推的推覆体下,在类乌齐北西,石炭系中见有洋脊型玄武岩,再向北西在东坝以西及乌兰乌拉

湖一带见有超基性岩或混杂岩。

10. 歇武-甘孜-理塘结合带 (图 2-3 单元 12)

主要分布有上二叠统、三叠系深海相泥硅质浊积岩作为基质,与蛇绿岩及铁质超镁铁岩相混杂。

11. 北羌塘拗陷带 (图 2-3 单元 14)

包括长江源头区。分布的地层主要是上古生界至新生界。除西部零星见上奥陶统和志留系分布外,整个北羌塘分区出露最老的地层是前泥盆系,其上白泥盆系至第四系(除缺失第三系,古新统一始新统外)为连续沉积。前泥盆系、泥盆系、石炭系、二叠系和中、下三叠统地层集中分布在该分区的西部通常被称为广义的中央隆起带内,而前泥盆系的集中出露则称为狭义的中央隆起带。区内以大片出露海相侏罗系为特色,广泛发育的海相和海陆交互相侏罗系沉积与上三叠统沉积集中分布在本区的中部和东部。向西方向,侏罗系出露在广义隆起带的南、北两侧。据不完全统计,多年来已先后在侏罗系和上三叠统沉积中发现油页岩 2 个、沥青点 65 个、石膏点 46 个。另外,陆相沉积白垩系和第三系也主要分布在该分区的中、东部,而且在第三系地层中多处发现石膏,并偶见油页岩。拗陷带内出露的岩石类型有前泥盆系浅变质岩系,岩性为大理岩、石榴二云石英片岩、石榴斜长角闪岩、白云钾长片麻岩、矽线斜长片麻岩、花岗片麻岩、变质超基性岩、变质砂岩、绿片岩、角闪片岩、千枚岩、变质玄武岩、灰绿色硅质岩。泥盆系至第三系岩石类型主要为灰岩、白云岩、蒸发岩(主要为石膏)、砂泥岩和少量碳质泥岩、碳质页岩和煤。上第三系和下更新统中有少量的含铁质玄武岩和橄榄玄武岩、凝灰质砂岩、中-酸性火山熔岩(岩石类型为粗面岩、粗安岩、流纹岩、火山角砾岩及次碱性流纹岩)。

第三节 气候、土壤和水文

一、气候

青藏高原独特的地形地貌,造成了独特的高原气候。图 2-4 是研究区青藏高原东部气候区划。青藏高原的气候,包括了大陆性气候、大陆性过渡气候、海洋性过渡气候。高原气候受西风环流影响很弱,水汽主要来自印度洋暖湿气流。高原气候呈现出以下特征:

(1) 大气干洁、太阳辐射强,太阳总辐射量高居全国之冠。

(2) 气温低、日较差大、年变化小。高原年平均气温低,这是青藏高原气候的主要特征,其寒冷程度可和寒带平地相比,但是其气温年变化小,日变大,这和寒带平均不同(朱炳海,1962),具有较为明显的大陆性气候的特征。在藏北高原和青南高原可可西里年平均气温在 -4°C 以下,高原有一半地区年平均气温低于 0°C 。

(3) 降水少、地域差异大。高原降水的空间分布呈由南向北,由东向西递减的特点。东南部和东部湿润多雨,北部西北部干燥少雨。川西地区可达 $1500 \sim 2000 \text{ mm}$,而广大的羌塘高原内陆地区仅数十毫米,高原年降水量的年际变化不显著。最大年降水量与最小的年降水量相差在 $1.5 \sim 3.5$ 倍之间,但降水的年内变化大,四季分配很不均匀。

二、土壤

土壤是介于大气层与地表岩石圈之间独立存在的自然客体,其上界为大气系统,下界

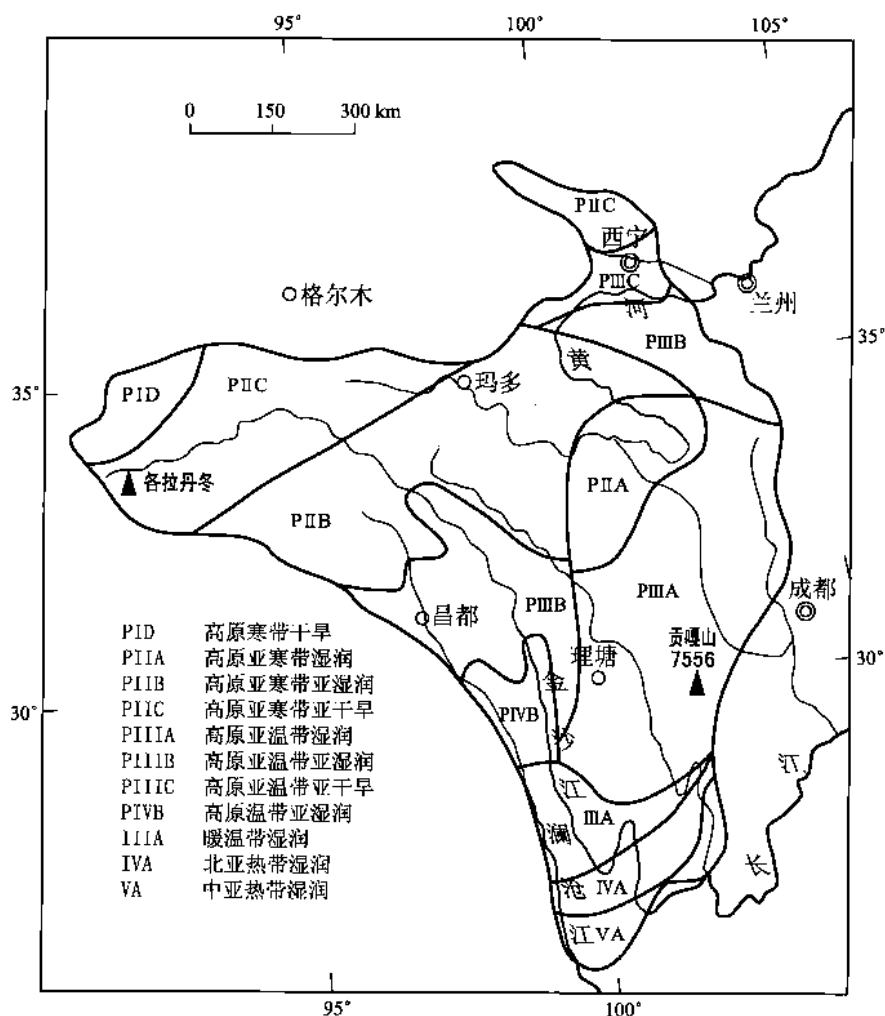


图 2-4 青藏高原东部气候区划
(据朱炳海, 1962 和《中国自然地理图集》, 1998 综合编制)

为地质形成物（岩层、风化层和沉积层等）。

流域盆地地表岩石的风化物质，按其性质可分为三类：

(1) 碎屑物质：这类物质是母岩机械破碎的产物，包括未遭受分解的矿物碎屑和机械破碎而成的岩石碎屑，如石英砂粒、云母碎片和锆英石砂粒。

(2) 不溶残积物：这是母岩在化学风化过程中新形成的不溶物质。这类物质中以粘土矿物质为主。

(3) 溶解物质：这部分物质成为河流溶质载荷的重要成分。

上述碎屑物质和不溶残积物，是流域盆地地表土壤的重要组成部分。因此，土壤中的粘土矿物特征，可以反映流域盆地地表岩石化学风化的性质。据前苏联科学家波雷诺夫的研究，地表结晶岩化学风化形成土壤中粘土矿物的过程，见表 2-1 所示。

表 2-1 玄武岩地表风化作用

玄武岩 ↓ 机械破碎成小块 + 辉石 $\text{Ca}[\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}] \cdot [(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6]$ ↓ 蒙脱石 $m\{\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}$ $p\{(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2\}$ $n\text{H}_2\text{O}$ ↓ 高岭石 $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ ↓ 含水氧化铁 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ + 蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ + 铝土矿 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	带出物质	带入物质	介质性质	阶段
	无	无		I
	大部分 Ca、Na、Mg、K 及部分 SiO_2	H_2O 、O	碱性及中性	II
	几乎全部 Ca、Na、Mg、K 及大部分 SiO_2	H_2O 、O	酸性	III
	全部 Na、Ca、Mg、K 及极大部分 SiO_2	H_2O 、O	酸性	IV

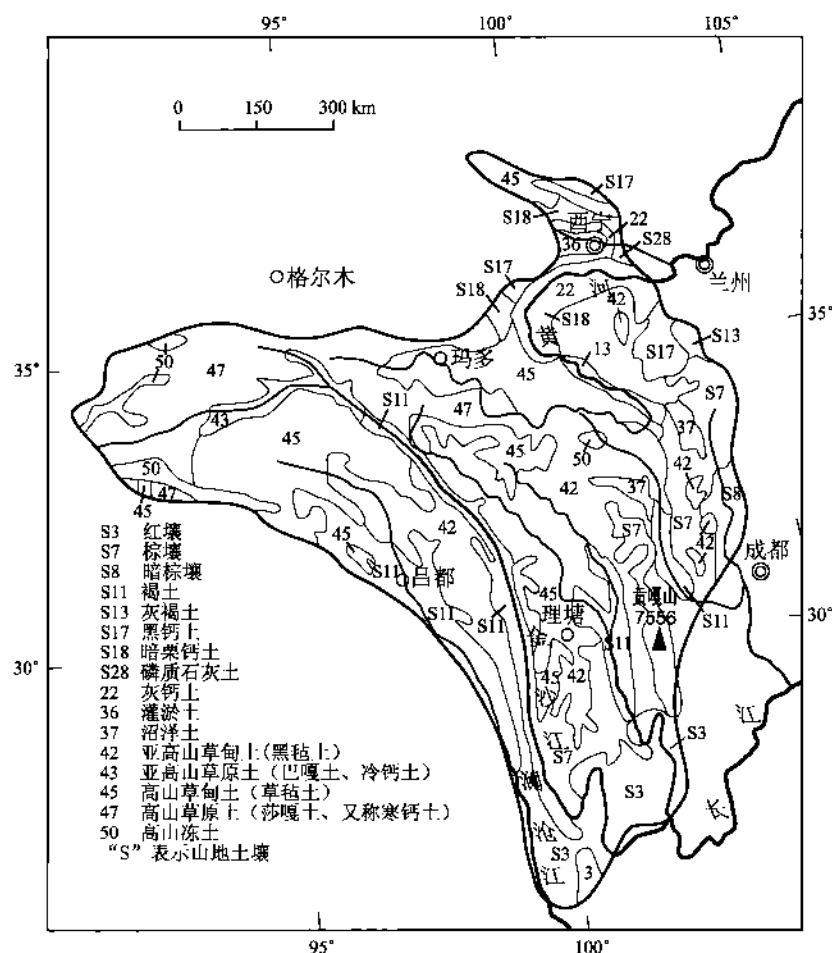


图 2-5 青藏高原东部流域盆地主要土壤类型
(据《中华人民共和国地图集》，1994)

青藏高原东部河流流域盆地中，地表土壤的主要类型和特征见图 2-5 和表 2-2。

表 2-2 青藏高原东部长江流域土壤主要特征

	高山冻土	高山寒钙土	亚高山冷钙土	(亚)高山草甸土	褐土	棕壤	暗棕壤	红壤
一般理化特征	是具有强烈寒冻风化和极弱生物积累的原始土壤，缺乏腐殖质和粘粒，化学风化和盐基淋溶作用弱，阳离子交换量很低	有明显的腐殖质积累、钙积过程明显，有机质和粘粒含量均不高，阳离子交换量也不高。钙积作用明显，风化淋溶系数较高	具有一定强度的腐殖质积累过程、含碳酸钙。钙、镁、钠、钾等热基物质含量较高，风化淋溶系数较高	是在高寒湿润、半湿润区草甸植被下发育的具强度腐殖质积累和弱度（冻融）氧化还原特征的高山土壤。具有弱风化淋溶特征，母质风化释出的盐基物质少。土壤母质以花岗岩、片麻岩等结晶岩为主，风化淋溶系数较高	是暖温带半湿润区，具有弱腐殖质表层、黏化层，有一定的碳酸盐淋溶与淀积的土壤	是在湿润暖温带落叶阔叶林下形成的土壤，淋溶作用较强，粘土矿物处于脱钾阶段，微酸性，盐基饱和度较高，土壤母质主要是中、酸性结晶岩风化物和非石灰性土状堆积物	是湿润温带针阔叶混交林下形成的土壤。主要含氧化硅	脱硅富铝，风化淋溶作用强，为酸性，盐基饱和度和低
含钙特征	依据母岩	钙积作用明显	含碳酸钙	除碳酸盐类母质外，无钙积作用	碳酸钙淋溶与淀积			
酸碱性	碱性 pH: 7~8	pH: 7.5~8.5	pH: 7.5~8.5	微酸—微碱	碱性	pH: 6~7	pH: 5.4~6.6	pH: 4.2~5.9
粘土特征	水云母为主，少量高岭石、绿泥石	水云母为主，次为高岭石、绿泥石	水云母为主，次为绿泥石，少量高岭石、蒙脱石	水云母为主，次为绿泥石和高岭石，少量蒙脱石	水云母为主，次为蒙脱石，少量高岭石	水云母、蛭石为主，一定量的高岭石	蒙脱石，绿泥石和高岭石，蛭石，伊利石	高岭石为主，少量蛭石、水云母

(据《中国土壤》，1998)

从表 2-2 和图 2-5 中可以看出，流域盆地地表土壤中粘土矿物主要以水云母或蒙脱石为主，仅高原东南缘的澜沧江、金沙江和雅砻江流域发育的红壤表现出以高岭石为主的粘土矿物特征。说明高原东部地表岩石化学风化的程度还是较浅的。

三、水文

1. 现代冰川

青藏高原现代冰川都发育在高原上各巨大的山系中，冰川总面积为 9162 km²，相当于亚洲山地冰川面积的 40%。高原各地不同规模的现代冰川的存在，对河流与湖泊水文有着巨大的影响。冰川俗称为“固体水库”。冰川消融对地表水与地下水有重要的补给作用，降低了河流径流年内变化程度，使径流更趋稳定。

2. 河流水文

青藏高原河川径流有雨水、冰川融水、地下水补给和混合型补给等四种类型，其中又以前三种类型为主。高原东部金沙江、澜沧江上游地区雨水、冰川融水和地下水补给三种类型平分秋色，属混合补给类型。黄河上游、金沙江、澜沧江中、下游等以雨水补给为主，属雨水补给类型。高原河川径流年际变化小，变差系数值一般在 0.16 ~ 0.26 之间，是我国河流径流变差系数最小的地区之一。

高原区工业欠发达，城镇稀少，河流基本处于未受人类活动的直接影响或未受污染的原生环境状态，河流主要离子地球化学的特征，基本代表了环境的本底组成，即环境背景值。本次研究我们首次较为系统的对高原东部河流长江、黄河、澜沧江进行了取样和分析工作，所获得的研究数据在一定程度上可看作是这些河流在原始自然环境中的背景值。

第三章 长江河流主要离子地球化学特征

为便于研究对比,按照河流发育的地质背景(见图 2-3)结合地形地貌(见图 2-2)和气候(见图 2-4)等因素,将高原东部长江流域划分为四个次级流域分别进行研究,即金沙江流域(含河源区,下同)、雅砻江流域、大渡河流域和岷江流域。各次级流域地质、自然地理特征对比,见表 3-1。

表 3-1 高原东部长江流域次级流域地质地理特征

地质地理	金沙江	雅砻江	大渡河	岷江
地形、地貌	高原(含冲积平原)-冰川冰缘作用的高山-湿润流水作用的高山-湿润流水作用的中山	高原-冰川冰缘作用的极高山-冰川冰缘作用的高山-湿润流水作用的高山-湿润流水作用的中山	高原-湿润流水作用的高山、冰川冰缘作用的极高山、湿润流水作用的中山	湿润流水作用的中山-湿润流水作用的低山
地质背景特征	金沙江结合带	甘孜-理塘结合带	前陆褶冲带	前陆褶冲带
土 壤	高山冻土、高山寒钙土、亚高山冷钙土、褐土、(亚)高山草甸土、棕壤、红壤	高山寒钙土、(亚)高山草甸土、褐土、棕壤、红壤	高山冻土、亚高山草甸土、褐土、棕壤	棕壤、暗棕壤
主要分布的岩石	碳酸盐岩、硅酸盐岩、蒸发岩	碳酸盐岩、硅酸盐岩、蒸发岩	硅酸盐岩、碳酸盐岩	碳酸盐岩、硅酸盐岩
气 候	高原寒带干旱、高原亚寒带亚干旱、高原亚寒带亚湿润、高原亚温带亚湿润、高原温带亚湿润、暖温带湿润、北亚热带湿润、中亚热带湿润	高原亚寒带亚湿润、高原亚温带亚湿润、高原亚温带湿润、暖温带湿润、北亚热带湿润、中亚热带湿润	高原亚寒带湿润、高原亚温带湿润	高原亚温带湿润

第一节 长江河流河水主要离子地球化学特征

一、长江主要离子分析数据总体特征

为开展对高原东部长江河流主要离子地球化学特征的研究,研究中共取溶质载荷水化学样品 44 件(样品分布见图 3-1,取样、处理和分析,见附录),并对溶质载荷水化学样品进行了主要离子地球化学数据分析,数据分析结果见表 3-2。

表 3-2 长江河水主要离子地球化学分析结果

河流名称	样品编号	取样时间	水温 (°C)	pH	电导率 (μS)	K ⁺ (μM)	Na ⁺ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl ⁻ (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	HCO ₃ ⁻ (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
金沙江	CJ213	2000.5	12.4	7.85	45.9	7.0	33.9	337	34	2	51	392	85	0.3
	CJ214	2000.5	14.1	7.52	205	12.7	79.7	724	335	8	308	1539	85	1.7
	CJ215	2000.5	17.3	7.61	434	30.4	1063.3	932	530	1704	477	2147	85	4.4
	CJ236*	2000.6	15.2	7.84	445	14.8	588.3	1374	509	276	891	2143	152	5.2
	CJ237*	2000.6	15.7	7.94	479	24.8	1083.0	1064	379	1165	617	2111	144	4.9
	CJ238*	2000.6	19.1	8.12	1649	184.7	4697.6	4425	1042	9813	1249	2471	193	12.8
	CJ239*	2000.6	13.5	8.22	2870	315.3	19968.1	2791	3350	40389	4008	2242	119	28.8
	CJ0230	2002.5	14.2	8.78	127.2	11.7	132.0	510	264	14	17	1539	77	0.8
	CJ0231	2002.5	7.7	8.69	153.6	7.6	40.3	635	363	4	51	1819	68	1.5
	CJ0232	2002.5	14.8	8.67	160.8	8.3	58.1	758	270	12	69	1885	68	1.7
	CJ0233	2002.5	16.3	8.52	435	29.7	1170.4	1005	614	1791	377	2212	77	4.5
	CJ0234	2002.5	17.9	8.63	401	26.1	1093.6	1023	580	1659	274	2212	77	4.2
	CJ0235	2002.5	19.5	8.76	387	25.9	1014.2	972	577	1571	274	2278	87	4.0
雅鲁江	CJ206	2000.5	17.4	7.74	173.6	13.8	79.4	646	350	70	86	1754	77	1.3
	CJ210	2000.5	20.6	8.2	87.2	7.9	52.9	308	171	4	120	978	104	0.5
	CJ211	2000.5	19.7	8	187.3	15.1	82.6	666	419	34	206	1303	91	1.6
	CJ212	2000.5	11.6	7.41	144.7	12.3	93.6	566	198	6	86	1342	97	0.9
	CJ0227	2002.5	15.6	8.68	194	12.3	117.5	847	620	14	137	2458	68	1.8
	CJ0228	2002.5	15.1	8.7	234	13.2	154.9	845	608	36	154	2540	68	2.0
	CJ0229	2002.5	14	8.55	93.2	10.8	55.2	368	230	7	51	1147	77	0.6
	CJ0238	2002.5	17.6	8.69	196	19.1	163.0	831	484	72	17	2409	77	2.6
	CJ0236	2002.5	19.5	8.53	215	15.5	118.4	780	412	34	172	2147	77	1.7
大渡河	CJ201	2000.5	/	8.16	157	12.1	52.3	642	282	39	188	1565	77	1.4
	CJ209	2000.5	16.6	8.11	151.4	12.1	51.3	615	264	15	137	1565	49	1.5
	CJ0217	2002.5	9.4	8.35	125	7.0	62.9	1043	270	16	86	1434	68	1.7
	CJ0218	2002.5	7.5	8.49	176.2	5.3	46.8	691	388	6	69	1565	106	3.1
	CJ0219	2002.5	13.1	8.55	149.5	9.1	91.6	695	267	19	34	1688	77	2.3
	CJ0220	2002.5	14.1	8.56	152	6.6	62.0	600	338	15	17	1688	83	2.2
	CJ0221	2002.5	19.3	8.86	196	13.4	113.3	818	487	16	274	2442	87	2.0
	CJ0222	2002.5	13.9	8.66	149.5	9.1	86.2	622	285	16	188	1688	53	2.2
	CJ0223	2002.5	14.6	8.65	173	13.6	44.5	680	378	13	137	1754	49	1.5
	CJ0224	2002.5	14	8.5	111.5	15.7	34.5	506	140	7	103	1173	41	0.8
	CJ0225	2002.5	16.6	8.68	161	12.7	105.8	651	279	18	86	1852	58	1.8
	CJ0226	2002.5	14.7	8.7	191	13.2	71.0	733	564	7	86	2212	58	1.7

续表

河流名称	样品编号	取样时间	水温 (°C)	pH	电导率 (μS)	K ⁺ (μM)	Na ⁺ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl ⁻ (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	HCO ₃ ⁻ (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
岷江	CJ0201	2002.5	16.8	8.57	181	14.0	63.6	776	403	30	172	2049	49	2.1
	CJ0202	2002.5	14.6	8.36	163	16.1	53.9	865	313	21	308	1565	77	1.9
	CJ0203	2002.5	16.1	8.4	199	12.5	71.0	807	462	26	86	2245	77	2.3
	CJ0204	2002.5	15	8.64	151	10.6	58.7	593	273	23	86	1590	87	1.7
	CJ0205	2002.5	16.1	8.83	265	14.4	88.7	1077	723	28	137	3212	96	3.0
	CJ0206	2002.5	14.8	8.84	286	13.0	82.3	1141	695	28	137	3474	58	3.3
	CJ0207	2002.5	15.1	8.8	216	10.8	99.1	829	599	23	188	2802	91	2.5
	CJ0208	2002.5	8.7	8.57	250	12.1	80.7	1384	493	27	137	3556	87	2.9
	CJ0209	2002.5	7.3	8.22	346	10.8	44.5	1498	533	22	17	4015	77	3.9
	CJ0210	2002.5	6.8	8.55	198	12.3	97.5	945	316	22	34	2475	83	2.3

注：带*样品为河源区样品（下同）。

（一）河流河水主要离子成分的主要来源

河流溶质载荷主要离子成分主要有三种来源（图 3-2）：

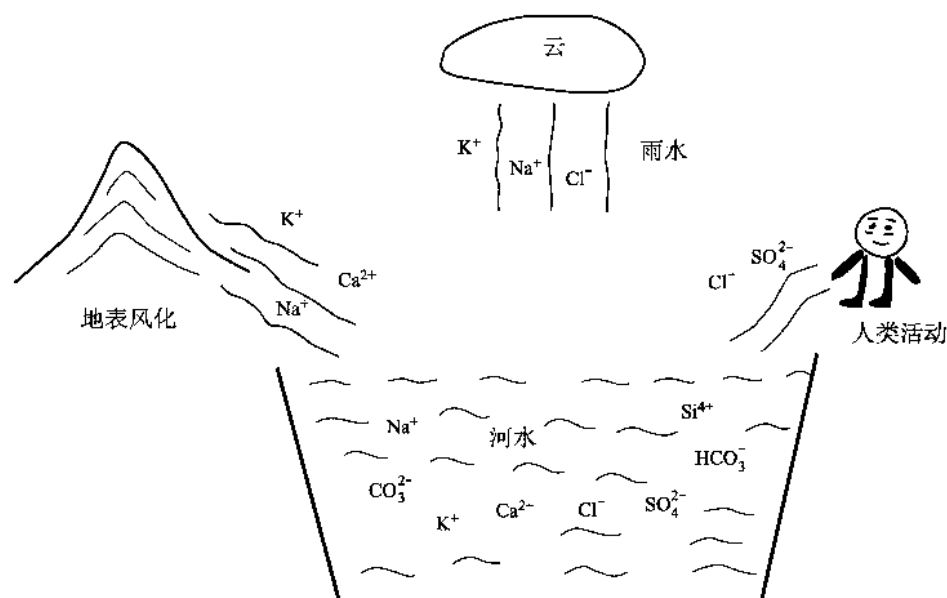
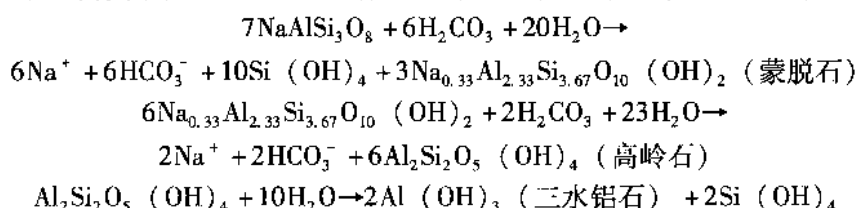


图 3-2 河水主要离子成分主要来源示意图

1. 地表岩石化学风化

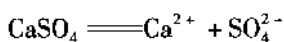
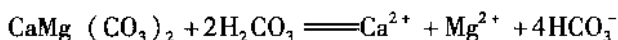
全球遭受化学风化的三种主要岩石类型是：硅酸盐岩、碳酸盐岩和蒸发岩。其中，以硅酸盐岩的风化最为复杂，可以硅酸盐岩钠长石的化学风化为例说明其风化过程，反应式如下：



因此,地表硅酸盐岩石的风化反应一般式可表达为 (Sarin 等, 1989):

(Na, K, Mg, Ca) 硅酸盐 + $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{HCO}_3^- + \text{Na} + \text{K} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{固相物}$
表达式中的固相物 (solid products) 主要为粘土矿物。

另外,流域盆地地表石灰岩、白云岩、石膏和石盐的风化反应可表达为 (Garrels 和 Mackenzie, 1971 和 Holland, 1978):



2. 雨水

3. 人类活动的影响

高原地区,由于特殊的地质地理环境,工农业活动较少,人类活动影响不明显,青藏高原河流基本保持了天然状态,因此高原东部长江水化学主要元素应主要来源于地表岩石的风化和天然雨水。

然而,对于雨水化学成分来说,由于在大陆上,即使是在青藏高原这类未被污染的遥远地区,大气气溶胶和微量气体的来源也比海洋上空要复杂得多。因为气溶胶和微量气体不仅来自复杂的地表,还可能来自更为复杂的人为活动。另外海盐也会对大陆降雨的化学成分有一定的贡献。因此,干净大陆大气降水的化学成分应当比海洋上空的降水复杂得多 (王明显, 1999)。据研究,大陆大气雨水中的 Cl^- 浓度主要受几个因素的影响:①相对于海洋的距离;②相对于气团运动的位置;③造山带的存在与否。这使得大陆大气雨水的成分随观测地点不同而有较大的差别,从而造成海盐校正的困难 (Huh 等, 1998a)。研究中,我们对河流样品未作大气雨水校正。据研究,雨水通常对河水中 Na^+ 、 Mg^{2+} 离子的影响最大 (可达 30%, 通常小于 10%), 对其他离子的影响则较小 (Huh 等, 1998a)。因此,河流与其流经地表岩石矿物间的地球化学反应就主要决定了河水中主要离子的化学组成,换言之,通过研究河水中的主要离子水化学,可以反演流域内地表岩石所历经的地球化学反应过程。为此,本项目研究将主要利用对河水水化学特征的分析 and 化学反应质量平衡原理,结合流域盆地河流沉积物 (床底载荷和悬浮载荷) 的矿物分析和区域地质特征,来推测供应河水主要离子的源岩及其风化程度和风化产物。

(二) 水化学分析数据总体特征

1. NICB 指数特征

长江各水系河水主要离子地球化学分析数据见表 3-2。水体中,主要元素总溶解阳离子与总溶解阴离子之间的电离平衡可用参数 NICB (Normalized Inorganic Charge Balance) 来反映。NICB 代表了河水中标准化的非有机质电离平衡:

$$\text{NICB} = [\text{TZ}^+ - \text{TZ}^-] / \text{TZ}^+$$

其中: $\text{TZ}^+ = \text{Na}^+ + \text{K}^+ + 2\text{Mg}^{2+} + 2\text{Ca}^{2+}$;

$$\text{TZ}^- = \text{Cl}^- + \text{HCO}_3^- + 2\text{SO}_4^{2-}$$

NICB 在 0.05 ~ -0.05 之间,表示河水中主要元素离子间电离是平衡的,来自其他未

测定离子的影响不明显；反之，说明河水中存在着尚未测定的离子（如未分析的有机酸阴离子等），对河水中阴阳离子的电离平衡产生了影响。

长江各水系样品水化学 NICB 指数特征，见表 3-3 和图 3-3。

表 3-3 研究区长江主要离子 NICB 指数特征

河流名称	样品编号	TZ ⁺ (μEq)	TZ ⁻ (μEq)	NICB
金沙江	CJ213	782	497	0.37
	CJ214	2211	2164	0.02
	CJ215	4018	4804	-0.20
	CJ236 *	4368	4202	0.04
	CJ237 *	3993	4510	-0.13
	CJ238 *	15817	14783	0.07
	CJ239 *	32565	50647	-0.56
	CJ0230	1692	1587	0.06
	CJ0231	2044	1926	0.06
	CJ0232	2122	2034	0.04
	CJ0233	4439	4757	-0.07
	CJ0234	4326	4419	-0.02
	CJ0235	4138	4397	-0.06
雅鲁江	CJ206	2087	1995	0.04
	CJ210	1017	1222	-0.20
	CJ211	2268	1749	0.23
	CJ212	1635	1520	0.07
	CJ0227	3064	2747	0.10
	CJ0228	3073	2884	0.06
	CJ0229	1261	1257	0.00
	CJ0236	2813	2515	0.11
大渡河	CJ0238	2519	2524	0.00
	CJ201	1913	1980	-0.04
	CJ209	1821	1854	-0.02
	CJ0217	2696	1622	0.40
	CJ0218	2209	1709	0.23
	CJ0219	2025	1776	0.12
	CJ0220	1944	1738	0.11
	CJ0221	2737	3006	-0.10
	CJ0222	1910	2081	-0.09
	CJ0223	2175	2041	0.06
	CJ0224	1341	1386	-0.03
	CJ0225	1979	2041	-0.03
岷江	CJ0226	2680	2391	0.11
	CJ0201	2435	2423	0.01
	CJ0202	2426	2202	0.09
	CJ0203	2622	2443	0.07
	CJ0204	1801	1784	0.01
	CJ0205	3702	3515	0.05
	CJ0206	3767	3777	0.00
	CJ0207	2965	3202	-0.08
	CJ0208	3847	3858	0.00
	CJ0209	4118	4072	0.01
	CJ0210	2633	2565	0.03

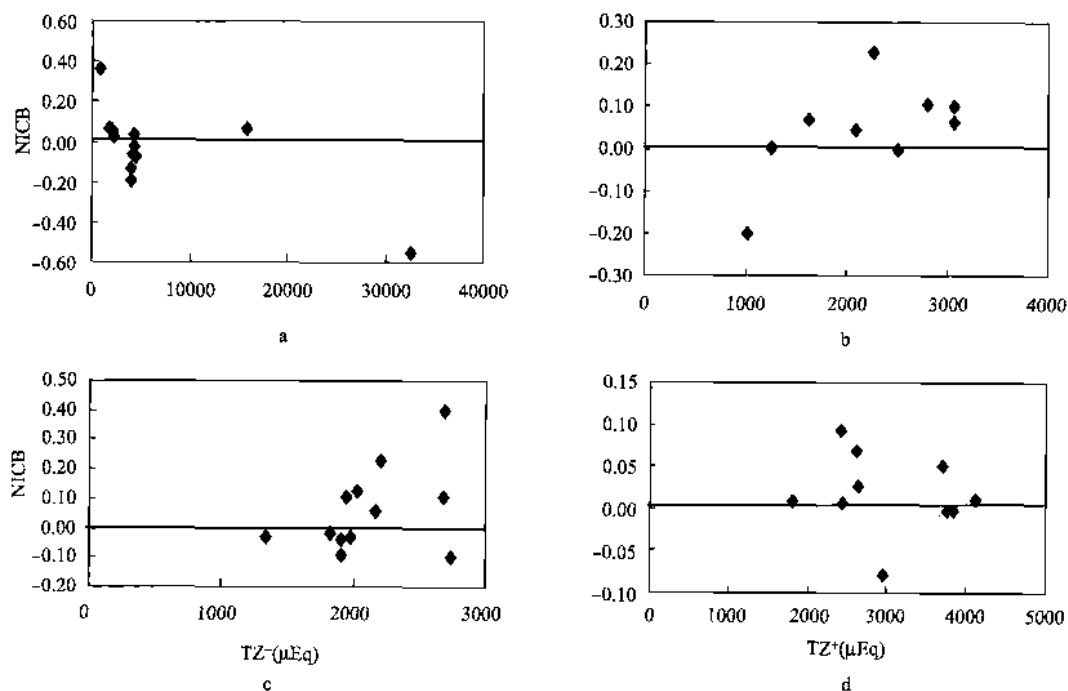


图 3-3 长江溶质载荷主要离子 NICB - TZ^+ 关系

a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江。图 a 中◆代表河源区样品，下同

从表 3-3 和图 3-3 可以看出，在所分析的 44 件样品中，有 14 件样品 NICB 指数落在了测试精度允许的标准范围 ± 0.05 之内，占样品总数的 32%，而多数样品反映出河水中阴 (TZ^-)、阳 (TZ^+) 离子电离是不平衡的。与其他造山带河流相比（如东西伯利亚 Verkhoyansk 和 Cherskiy 造山带），青藏高原长江水系主要离子 NICB 指数 < -0.05 的样品较多，共有 21 件，占样品总数的 48%，其中 NICB 最低为 -0.56 （长江源区，样品 CJ239， TZ^- 为 $50647 \mu\text{Eq}$ ）。说明在这些河流中存在着尚未分析的对河水电离平衡有影响的阳离子。同时，在所分析的 44 件样品中，有 9 件样品 $NICB > +0.05$ ，占样品总数的 20%，NICB 最高值为 $+0.40$ （大渡河 CJ0217， TZ^+ 为 $2696 \mu\text{Eq}$ ），与热带赤道黑水河中（black rivers）NICB 可达 $+1$ （ $TZ^+ < 100 \mu\text{Eq}$ ，Edmond 等，1995）相比，研究区长江水系的 NICB 指数仍然偏低。河水 $NICB > +0.05$ ，说明河流中存在着对电离平衡有影响的尚未分析的其他阴离子（如有机酸阴离子）。研究区高原东部流域盆地内，高原和高山区地表广泛发育着草甸和泥炭层，泥炭层中的水由于泥炭沼（mosses）的分解可富含溶解有机质。

2. 主要阳离子 TZ^+ 特征

在所分析的 44 件样品中， $TZ^+ < 1000 \mu\text{Eq}$ 的仅有 1 件（金沙江，CJ213），占样品总数 2%； TZ^+ 介于 $1000 \sim 2000 \mu\text{Eq}$ 之间的有 11 件，占 25%；介于 $2000 \sim 3000 \mu\text{Eq}$ 之间的有 18 件，占 41%； TZ^+ 介于 $3000 \sim 4000 \mu\text{Eq}$ 之间的有 6 件，占 14%； TZ^+ 介于 $4000 \sim 5000 \mu\text{Eq}$ 之间的有 6 件，占 14%；大于 $10000 \mu\text{Eq}$ 的样品有 2 件（长江源区，CJ238、CJ239），占 4.5%。所有样品中 TZ^+ 最高达 $32565 \mu\text{Eq}$ （CJ239）。由此可以看出，长江水

系 TZ^+ 主要介于 2000 ~ 3000 μEq 之间, 其次为 1000 ~ 2000 μEq , 两者共占样品总数的 66%; 样品中 $TZ^+ < 5000 \mu\text{Eq}$ 的有 42 件, 占 95%。Meybeck (1979) 估计世界河流平均 TZ^+ 值为 1250 μEq 。总体上, 高原东部长江水系 TZ^+ 可以与世界上其他造山带相比较, 如南美洲安第斯山脉的 Orinoco 河 TZ^+ 多数 $< 3000 \mu\text{Eq}$; 北美洲科迪勒拉山系的 Mackenzie 和 Yukon 河, TZ^+ 通常 $< 6000 \mu\text{Eq}$ (Huh 等, 1998 b); 东西伯利亚流经 Verkhoyansk 和 Cherskiy 造山带的河流, TZ^+ 通常 $< 1300 \mu\text{Eq}$, 少数高达 3100 μEq 。相反, 据 Edmond 等 (1995) 研究, 同样是 Orinoco 河, 流经地质构造较为稳定地区 Guayana 硅酸盐地盾的支流水系中, TZ^+ 就非常低, 通常 $< 600 \mu\text{Eq}$; 而流经沉积台地区的西伯利亚河流 TZ^+ 值就较高, 多数 $< 6000 \mu\text{Eq}$ (Huh 和 Edmond, 1999)。

3. 河水主要离子的分布特征

河水溶质载荷主要离子 (表 3-2) 的相对丰度和分布特征, 可用阴离子和阳离子三角形图来表示。离子三角形图能够较好地揭示各种岩性风化对河水总溶质成分的相对贡献 (Huh 等, 1998 a; Zhang 等, 1990; Stallard 等, 1983; Hu 等, 1982)。图 3-4 是研究区长江水系的阴离子三角形图和阳离子三角形图。一般而言, 河水中的 HCO_3^- 主要来自于地表灰岩和硅酸盐的风化, SO_4^{2-} 来自于地表蒸发岩石膏或硫化物黄铁矿的风化。来自黄铁矿的风化在阴离子图中, 可从投点落于图中央部分进行判别。河水中的阳离子 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 除了主要来自于碳酸盐岩风化外, 也来自于钙长石和含镁硅酸盐矿物的风化, 如来自于辉石矿物的风化。 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 则主要来自于蒸发岩和钠长石的风化, 少量来自于钾长石的风化。据 Jingzhang 等 (1990) 研究, 在阴离子三角形图上, 若是硅酸盐岩石风化占主要的河流, 图中表现为 $\text{Si} > \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 。从图 3-4 阴离子和阳离子三角形图中可以看出, 研究区长江各水系主要阴离子的相对丰度和分布表现出 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$, 河水富含 HCO_3^- 的特征; 阳离子主要表现为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$, 表明河水富含 Ca^{2+} 离子的分布特征。河水中富含 HCO_3^- 和 Ca^{2+} , 说明高原东部长江水系流域盆地中碳酸盐岩 (主要是灰岩) 应是河流中主要离子的风化源岩。

二、河流悬浮载荷粘土矿物特征

从前述可知, 地表岩石风化后可形成不溶残积物, 主要是粘土矿物, 残积于土壤, 经过地表侵蚀, 成为流域盆地河流悬浮载荷粘土矿物的重要来源。因此, 通过分析河流悬浮物中的粘土矿物, 在一定程度上可以揭示流域盆地地表硅酸盐岩石的风化性质。表 3-4 是研究区长江流域河水悬浮载荷粘土矿物出现的种类和相对丰度。在研究区长江水系悬浮物中鉴定出的主要粘土矿物有绿泥石、绢云母和伊利石及蒙脱石等, 其中绢云母和伊利石为主要成分, 相对丰度占 50% ~ 92%。在长江源区的四个样品中, 未出现蒙脱石而是绢云母和伊利石为主要成分, 占 60% ~ 92%。这与恒河源头悬浮沉积物中的粘土矿物特征具有相似性 (Sarin 等, 1989)。悬浮沉积物中伊利石粘土矿物的大量出现, 说明流域盆地地表硅酸盐岩石的风化主要与酸性岩石有关, 风化程度还处于比较浅的阶段, 这与前述从地表土壤和下述从河流床底砂质沉积矿物特征分析得出的结论是相一致的。

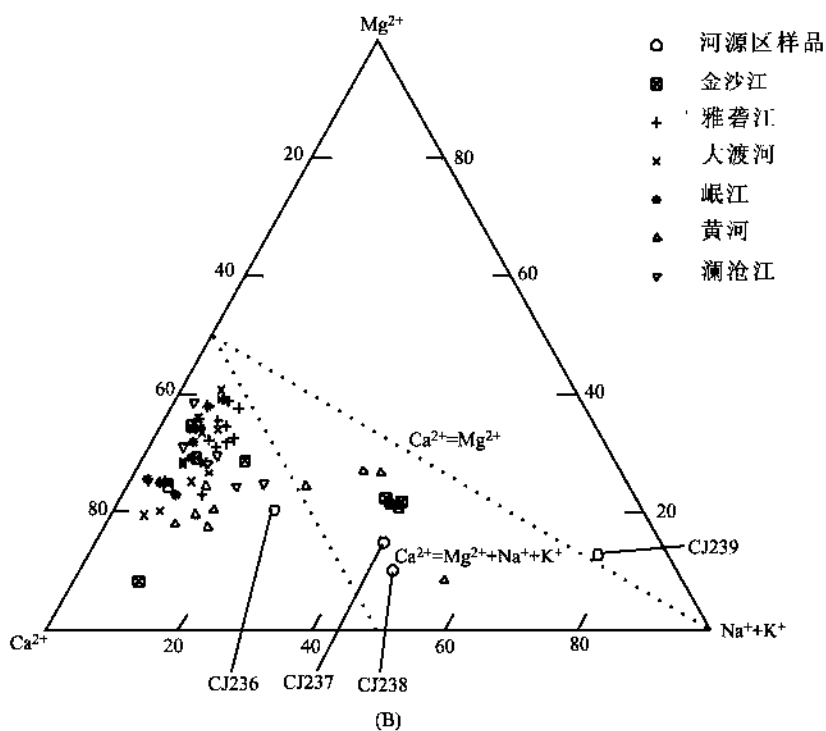
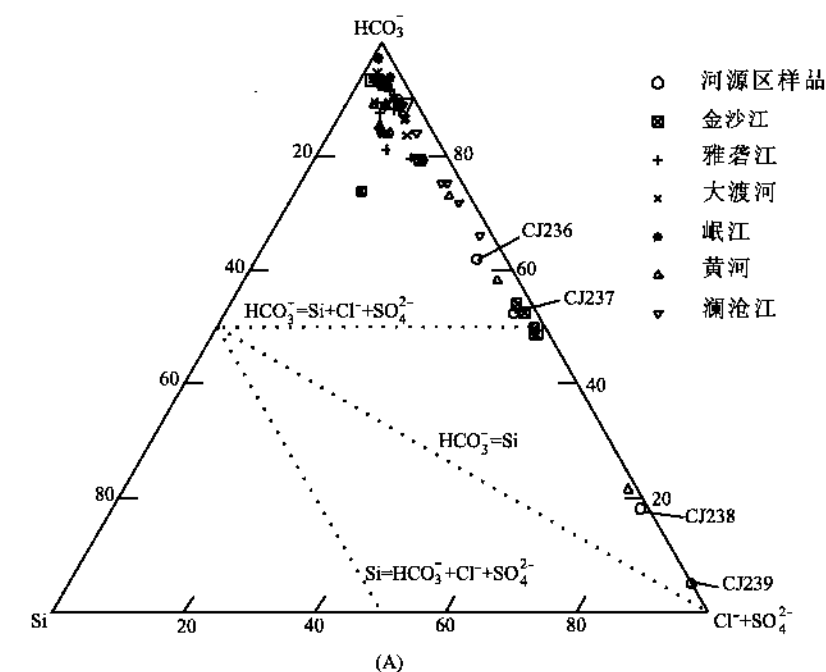


图 3-4 研究区河流溶质载荷主要阴离子 (A) 和阳离子 (B) 三角形图

表 3-4 河流悬浮载荷粘土矿物特征

粘土矿物类型和相对含量 (%)			绿泥石	绢云母和伊利石	蒙脱石	
长江	金沙江	CJ215	31	69		长江源区
		CJ0233	37	50	13	
		CJ0234	40	53	7	
		CJ0235	40	53	7	
		CJ236 *	40	60		
		CJ237 *	16	84		
		CJ238 *	25	75		
		CJ239 *	8	92		
	雅砻江	CJ206	43	57		长江源区
		CJ0227	31	61	8	
		CJ0238	44	50	6	
	大渡河	CJ209	28	72		
		CJ0204	40	55	5	
		CJ0223	22	74	4	
		CJ0224	36	57	7	
		CJ0225	36	57	7	
	岷江	CJ0201	22	66	12	
	黄河	CJ0212	7	93		
	澜沧江	CJ222	0	100		
		CJ223	0	100		

注：样品由西南科技大学城建学院中心实验室测定。

三、长江流域河流床底载荷砂质沉积物矿物成分特征

(一) 河流床底砂质沉积物矿物成分的主要控制因素

控制河流床底砂质沉积物矿物成分的主要因素是物源区母岩性质、风化程度和搬运中的变化。因此，河流床底砂质沉积物的矿物成分除了反映出沉积物在搬运过程中所发生的变化外，在一定程度上也反映了母岩的风化程度和地质构造性质。一般而言，在物源区，风化彻底、完整分解了的岩石所供给的沉积物质为成熟的沉积物。这种物质几乎完全由风化的最终产物组成，主要是粘土矿物和完全由稳定的矿物和岩石碎屑组成的碎屑物质。它们在搬运过程中进一步分选，分别沉积为成分单一、重矿物含量很少的沉积物。相反，风化程度较浅，不完全分解的岩石所供给的沉积物质为不成熟的沉积物。据研究，对于硅酸盐岩石，抵抗化学风化侵蚀的顺序是：

砂岩 > 花岗岩 > 安山岩 > 玄武岩 > 超基性岩石。换言之，超基性岩石抵抗化学风化的能力最小，最易遭受化学风化。

对于硅酸盐矿物，抵抗化学风化侵蚀的顺序是：

石英 > 云母 > 钾长石 > 斜长石 > 含 Mg、Fe 的硅酸盐矿物。换言之，含 Mg、Fe 的硅酸盐矿物（如橄榄石、辉石、角闪石等）抵抗地表化学风化侵蚀的能力最小，最易遭受侵蚀。

在河流中砂质沉积物中主要矿物成分的风化性质如下：

(1) 长石类：在化学风化作用下，受各种酸，主要是碳酸的作用而分解，析出 K^+ 、

Na^+ 、 Ca^{2+} 等阳离子，同时发生水化而逐渐转变为水云母，此时内部结构由架状变为层状。水云母在酸性介质条件下，继续分解游离出部分 SiO_2 而生成高岭石（在碱性介质中形成蒙脱石）。然而，长石在风化成高岭石或蒙脱石的过程中是否经过溶液阶段是迄今尚有争论的问题。在湿热的气候条件下，高岭石进一步分解，使其中 Al_2O_3 、 SiO_2 与羟基之间的联系消失，形成三水铝石和蛋白石等的堆积。

各长石类矿物之间的风化也有差异，即钾长石要比斜长石稳定，酸性斜长石又要比基性斜长石稳定。

(2) 铁镁矿物：包括橄榄石、辉石、角闪石等，主要为 Fe、Mg、Ca 的硅酸盐，稳定性要比长石小得多。此类矿物一般以少量的重矿物形式存在于沉积物中。

此类矿物在碳酸的作用下，首先淋出 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子，形成蒙脱石。随着 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等阳离子的进一步淋出，介质转为酸性时，可形成高岭石。最后， SiO_2 全部游离出来，一部分呈胶体被搬运走，另一部分形成蛋白石、玉髓，而游离出的 Fe，则被氧化为含水氧化铁堆积在原地。

(3) 云母类：白云母的稳定性和风化，在沉积物中还比较常见，但是，在较强的化学作用下也能分解，游离出部分 K_2O 、 SiO_2 ，经过水化而变成水云母，最后变为高岭石。黑云母的稳定性和风化时常经过水云母和绿泥石，最终变为细分散的氧化铁和氢氧化铁以及高岭石等粘土矿物。

(4) 氧化硅矿物：氧化硅矿物有石英、蛋白石、玉髓、磷石英、方石英等。

(5) 粘土矿物：这类矿物形成于地表条件下，故一般比较稳定。但在较强的化学风化作用下，还是要进一步分解的。这类矿物中以高岭石最为稳定，但在湿热气候条件下，经长期风化可分解成氧化铝和氧化硅。埃洛石和蒙脱石的稳定程度较小。水云母是长石风化的初期产物，或从白云母风化而来，它可以进一步风化成高岭石或蒙脱石。

(6) 碳酸盐矿物：主要为方解石和白云石。这类矿物的风化主要表现为溶解作用，它们在富含 CO_2 的水中极易溶解。因此，在沉积物中不易见到碳酸盐碎屑颗粒。只有在极干燥条件下或者离母岩不远的地区受机械破碎的碳酸盐矿物碎屑才能得以保留下来。

(7) 金属硫化物：一般说来抵抗风化的能力很低。其中稳定程度较高的是黄铁矿和方铅矿，最弱的是磁黄铁矿、闪锌矿和辉铜矿。这些矿物在水和氧的作用下变为硫酸盐，其中溶解度大者被大量带走。硫酸盐进一步在水和各种酸的作用下，则能形成难溶的氢氧化物或含氧盐留在原地。

(二) 高原东部长江流域床底砂质沉积物矿物特征

高原东部长江流域床底砂质沉积物矿物特征，见表 3-5。河流床底砂质沉积物总体特征是，矿物成分成熟度低，长石和岩屑含量较高，而且岩屑含量普遍高于长石。岩屑为片岩、千枚岩、变砂岩、火山岩、碳酸盐岩、铁质泥岩，少量为花岗岩；对于长石类：多数样品斜长石含量大于钾长石，而斜长石主要为钠长石和更长石。部分样品中（如大渡河 CJ0223），含有大量黑云母（可达 55% ±）。上述砂质沉积物，按刘宝珪（1982）砂岩分类，主要为岩屑砂岩，少量为长石岩屑砂岩，仅一件样品（大渡河）为岩屑长石砂岩（图 3-5）。

表 3-5 高原东部河流床底载荷砂质沉积物矿物成分特征

河流	样品编号	砂质物定名	砂质物矿物成分特征
金沙江	CJ0233	岩屑砂岩	Q: 单晶、多晶; F: 钾长石 (正长石)、斜长石, 斜长石主要为更长石; 长石粘土化明显; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选差
	CJ0234-1	岩屑砂岩	Q: 单晶、多晶; F: 斜长石多于钾长石 (正长石), 斜长石主要为更长石、钠长石, 斜长石粘土化较重; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选差
	CJ0235	岩屑砂岩	Q: 单晶、多晶; F: 斜长石、钾长石 (正长石), 斜长石主要为更长石、钠长石, 斜长石粘土化较重; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩、蚀变火山岩等。分选较差
	CJ215	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选中等
	CJ236	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选较差
	CJ237	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩等
	CJ238	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、花岗岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选中等
	CJ239	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、花岗岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选差
	CJ240	长石岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、花岗岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选差
	CJ0227	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 钾长石、斜长石, 斜长石主要为更长石, 次为钠长石; 钾长石高岭土化、绢云母化明显; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩。分选较好
	CJ0238	长石岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 斜长石、钾长石, 斜长石主要为更长石, 次为钠长石; 钾长石高岭土化、绢云母化明显; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩。分选中等
	CJ206	岩屑砂岩	Q: 单晶, 少为多晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选较好
	CJ0223	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 主要为正长石, 少量为更长石; L: 主要为云母石英片岩、变砂岩, 少量为碳酸盐岩。分选中等
	CJ0224	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 斜长石多于钾长石, 斜长石主要为更长石, 次为钠长石; 钾长石高岭土化、绢云母化明显; L: 主要为变砂岩、硅质岩和碳酸盐岩。分选中等
	CJ0225	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 钾长石多于斜长石, 斜长石主要为更长石, 次为钠长石; 钾长石高岭土化、绢云母化明显; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩。分选中等
	CJ203	岩屑砂岩	Q: 主要为单晶; F: 少数可见聚片双晶; L: 主要为变砂岩、硅质岩和碳酸盐岩、火山岩。分选中等
	CJ204	长石岩屑砂岩	Q: 主要为单晶; F: 斜长石约多于钾长石, 斜长石主要为更长石和钠长石; L: 主要为变砂岩、片岩、千枚岩、硅质岩和碳酸盐岩。分选较好
	CJ209	岩屑长石砂岩	Q: 主要为单晶; F: 少数可见聚片双晶; L: 主要为变砂岩、硅质岩和碳酸盐岩、火山岩。分选中等
	CJ0201	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 斜长石多于钾长石, 斜长石主要为更长石和钠长石; 钾长石高岭土化明显; L: 主要为片岩屑, 次为碳酸盐岩。分选差
	CJ0204	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 钾长石多于斜长石, 斜长石主要为更长石, 次为钠长石; 钾长石高岭土化明显; L: 主要为片岩屑和硅质岩, 次为碳酸盐岩。分选中等
	CJ0205	岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 钾长石和斜长石, 斜长石主要为更长石, 钾长石高岭土化明显; L: 主要为碳酸盐岩, 次为片岩屑和硅质岩、千枚岩、变砂岩。分选中等

河流	样品编号	砂质物定名	砂质物矿物成分特征
黄河	CJ0212	长石岩屑砂岩	Q: 单晶为主, 少为多晶; F: 斜长石约多于钾长石, 斜长石主要为更长石和钠长石; 钾长石高岭土化、绢云母化明显; L: 主要为片岩屑和硅质岩、千枚岩、变砂岩。分选差
澜沧江	CJ222	岩屑砂岩	Q: 主要为单晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、花岗岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选差
	CJ223	岩屑砂岩	Q: 主要为单晶; F: 长石有双晶纹; L: 主要为变砂岩、片岩、铁质泥岩、千枚岩、花岗岩、硅质岩和碳酸盐岩等。分选中等

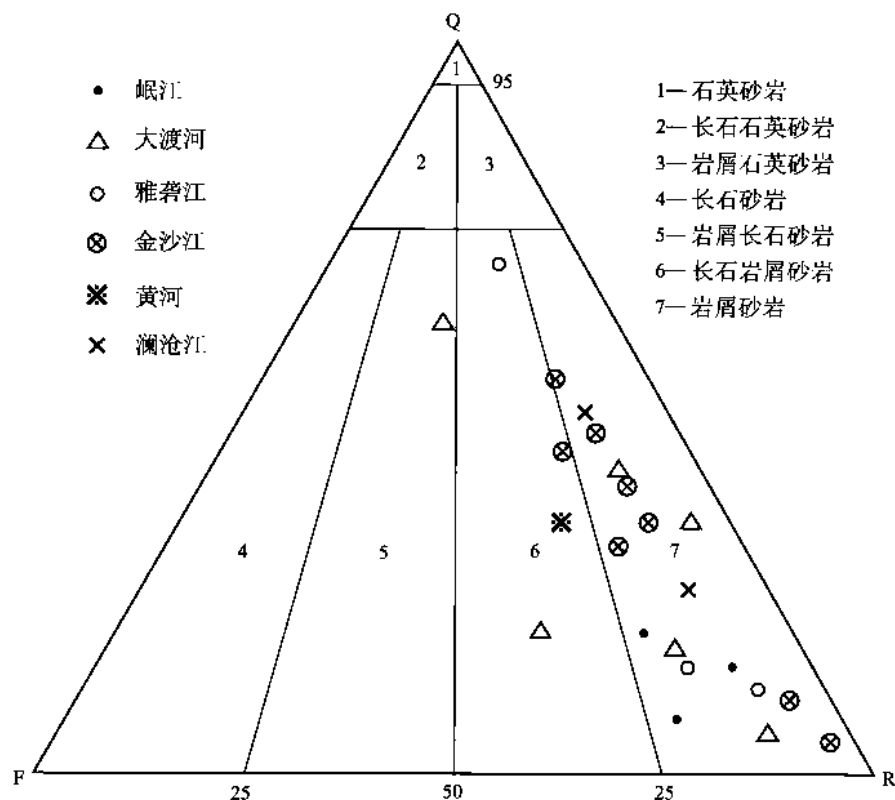


图 3-5 高原东部河流床底载荷砂质沉积物定名图

第二节 各次级流域主要离子水化学与岩石风化

一、金沙江主要离子水化学与岩石风化

(一) 主要离子水化学一般特征

在金沙江(含长江河源区,下同)所分析的 13 件样品中:主要离子电离平衡指数

NICB (表 3-3 和 图 3-3) 在 ± 0.05 范围内的有 3 件, 占样品总数的 23%; 河水中 NICB 最小值为 -0.58 (CJ239, 河源区样品)。从表 3-3 和 图 3-3 可以看出, 多数样品 (8 件) $\text{NICB} < -0.05$, 仅有 2 件样品 $\text{NICB} > 0.05$, 占样品总数的 15%。在河源区 4 件样品中, 除一件样品 NICB 为 0.03 位于测试精度范围内, 其余 3 件样品均 < -0.05 , 说明河水中尚有未测定的对主要离子电离平衡有影响的阳离子存在。

河水中主要阳离子参数 TZ^+ , 从表 3-3 和 图 3-3 中可以看出, 多数样品 $< 5000 \mu\text{Eq}$, 其中: $< 1000 \mu\text{Eq}$ 的有 1 件样品, 占样品总数的 8%; 1 件样品介于 $1000 \sim 2000 \mu\text{Eq}$, 占 8%; 介于 $2000 \sim 3000 \mu\text{Eq}$ 的有 3 件样品, 占 23%; 介于 $3000 \sim 5000 \mu\text{Eq}$ 的有 6 件, 占样品总数的 46%, 此外, 有 2 件样品 (均为河源区) $\text{TZ}^+ > 10000 \mu\text{Eq}$, 分别为 $15817 \mu\text{Eq}$ 和 $32565 \mu\text{Eq}$ 。

在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 多数样品落在 $\text{HCO}_3^- > \text{Si}^{4+} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 范围之内, 在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 三角图上, 显示出向 Ca^{2+} 和 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 集中的趋势。说明流域盆地中碳酸盐岩和蒸发岩风化对河水主要离子的影响是比较明显的。特别需要指出的是, 取自长江河源区的 3 件样品 (CJ237 杂尔曲, 通天河桥下; CJ238 沱沱河; CJ239 楚玛尔河), 明显地向 $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 和 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 两个端点方向集中, 尤其是沱沱河和楚玛尔河的样品受地表蒸发岩风化影响就更为明显。

(二) 流域盆地地表岩石的风化

1. 碳酸盐岩和蒸发岩的风化

从图 3-4 中可以看到, 河水中 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 和 $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 为金沙江河水中最主要的离子成分, 显示出碳酸盐岩或含 Ca 硅酸盐岩与蒸发岩的混合风化特征。从地表土壤和岩性分布来看, 金沙江流域河谷大量发育了富含碳酸盐岩的土壤 (褐土和亚高山冷钙土, 图 2-5), 流域盆地中也有蒸发岩的分布, 特别是长江源区, 在构造上位于羌塘前陆拗陷。地表出露大量的中生代碳酸盐和蒸发岩石 (主要是石膏) (图 3-6), 并发育了钙积作用明显的高山寒钙土 (图 2-5)。另外, 在金沙江楚雄和贡觉地区, 地表也出露有大片的第三系陆相蒸发岩 (为石盐和石膏)。

蒸发岩石膏对河水主要离子的影响, 可从 $\text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ 图上看出 (图 3-7)。

前已述及, SO_4^{2-} 在河水中主要有两种来源: 一是黄铁矿的风化, 其特征是在阴离子三角图上投点位于中间地带 (Huh, 1998 a); 二是蒸发岩石膏的风化溶解。不难看出: 研究区河水中的 SO_4^{2-} 主要是来源于石膏溶解。在图 3-7 中, 过量的 Ca^{2+} 来自于碳酸盐岩和含 Ca^{2+} 硅酸盐岩的风化。

值得注意的是, 金沙江流域 $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ 分布 (图 3-8) 显示出与其他造山带河流 (如恒河源头, Sarin 等, 1988; 西伯利亚 Lena 河, Huh 等, 1998 b) 不同的特征, 表现在 $\text{Cl}^- \gg \text{Na}^+$ 。河水中的 Cl^+ ($\text{Cl}^+ = \text{Cl}^- - \text{Na}^+$) 的来源需要进一步研究。据前述, 金沙江在上游区的补给主要表现为雨水, 冰雪融水和地下水三分秋色, 据李炳元等 (1996) 研究, 可可西里长江源区的地下水表现为 $\text{Cl}^- \gg \text{Na}^+$, 而冰水中的 Cl^- 和 Na^+ 含量极低 (见表 3-6), 因此, 我们认为金沙江河水中多余的 Cl^- 可能主要来自于上游地下水的补给。

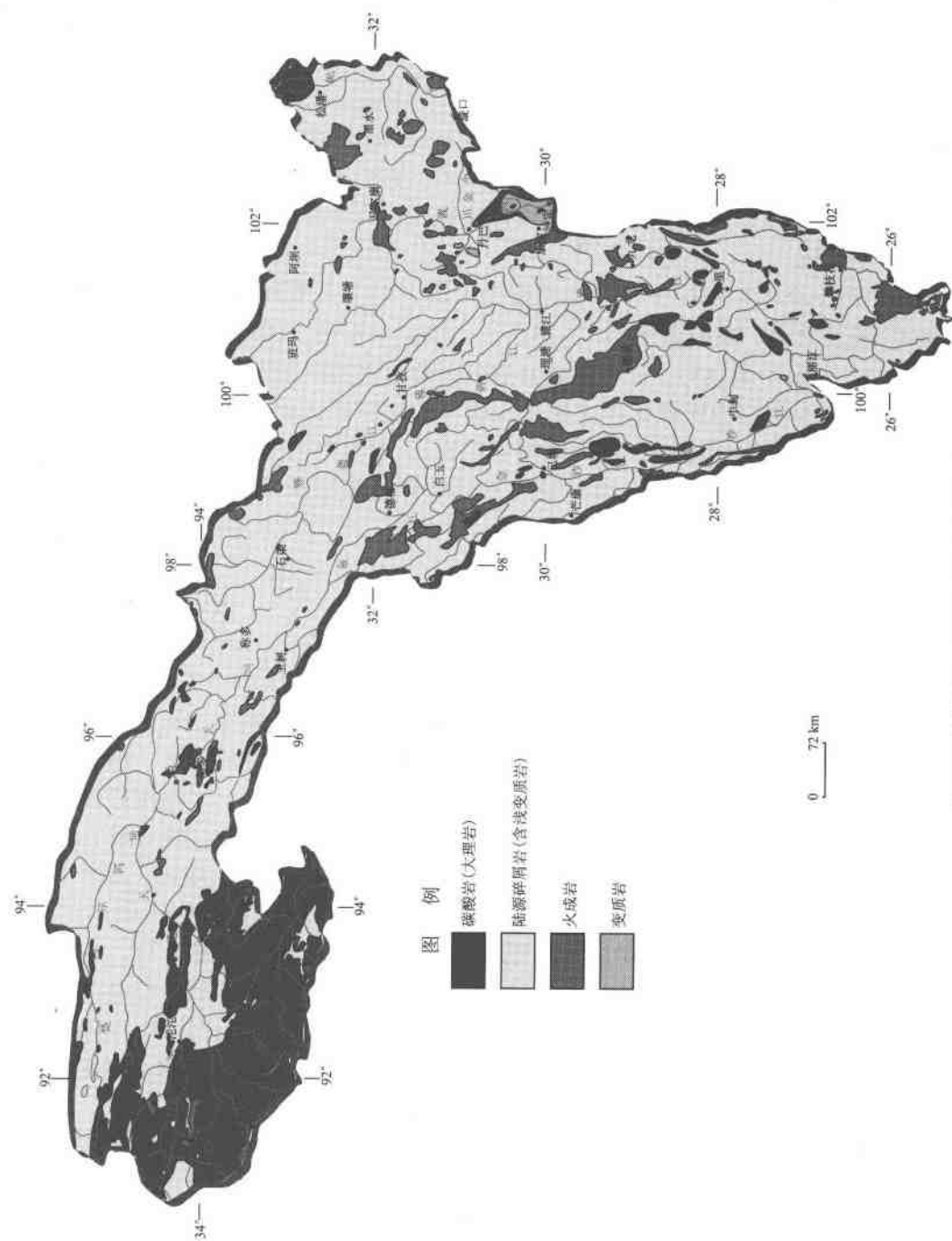


图 3-6 青藏高原长江流域地表岩性概略图

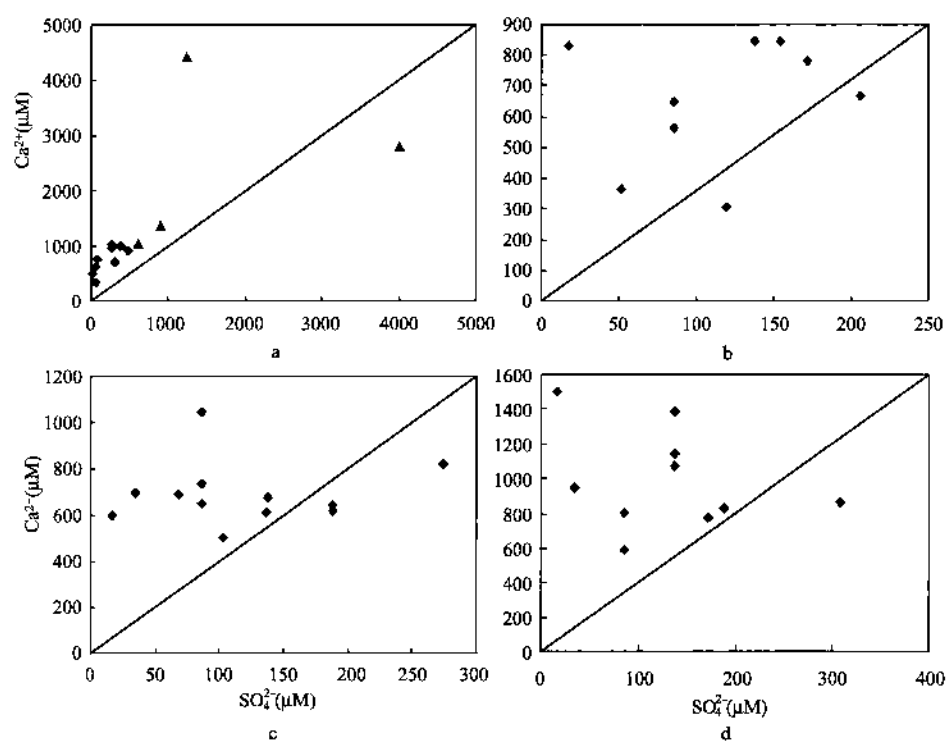


图 3-7 长江（含河源区，下同）Ca-SO₄ 分布图

a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江

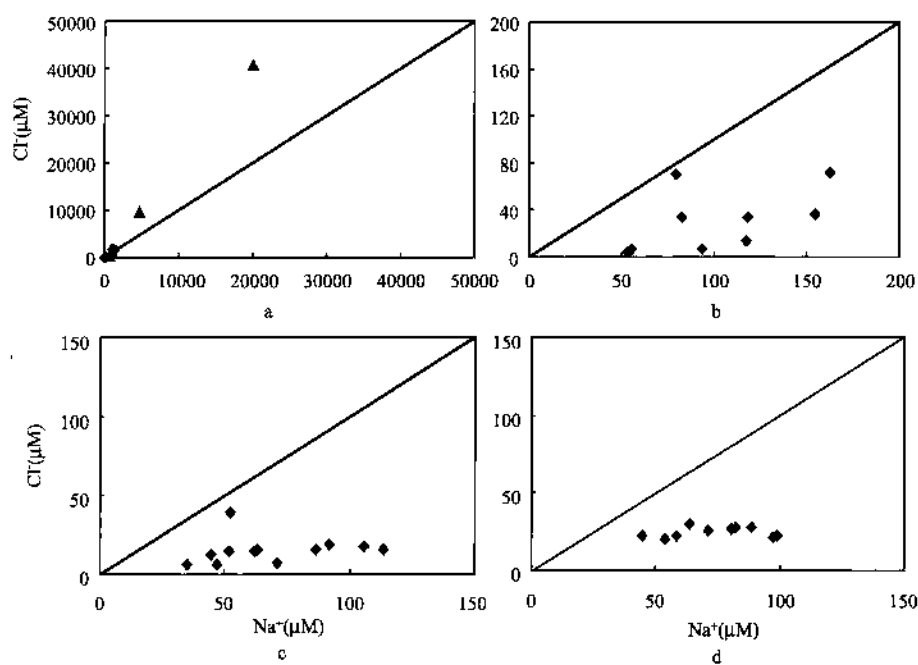


图 3-8 长江 Cl-Na 分布图

a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江

表 3-6 可可西里长江源区泉水和冰川化学成分特征

	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	CO ₃ ²⁻ (mg/L)	HCO ₃ ⁻ (mg/L)
泉水	370.0	23.7	110.3	52.4	1414.9	201.2	3.2	591.8
冰川	2.0	0.5	6.0	14.6	5.1		13.5	75.2
冰川水	10.3	1.5	7.5	20.1	4.8	17.1	5.9	100.2

(据李炳元等, 1996)

2. 流域盆地硅酸盐岩石的风化

河流中的 Si 主要来源于地表硅酸盐岩的风化。在南美 Guayana 地盾, 由于地表原生硅酸盐岩和残余次级硅酸盐矿物的强烈风化, 在搬运有限的地盾基底河流中 Si 的浓度较高 (可达到 200 μM), 而在沉积岩分布地区由于页岩夹碳酸盐岩的风化, 河流中 Si 的浓度较低, 一般 <100 μM (Huh 等, 1998 a)。

从图 3-6 可以看到, 金沙江流域陆源碎屑岩分布较多, 河水中 Si 浓度大多 <100 μM , 平均为 78.8 μM (不含河源区), 但在长江河源区河水 Si 浓度显示出异常特征, 均 >100 μM , 平均为 152 μM (表 3-2), 最高达 193 μM , 几乎可与地盾河流相比较, 但二者的地质背景和岩性分布迥然不同, 前者主要是中深变质岩和火成岩, 后者 (长江源区) 主要是陆屑岩和碳酸盐岩, 结合流域地质特征分析, 长江源区河水 Si 异常可能主要与其地下水的补给有关。虽然长江源区河水 Si 含量绝对值较高, 但在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl} + \text{SO}_4$ 三角图中 (图 3-4A), 河源区河水中 Si 的相对含量还是比较低的。

Si/TZ^{++} 可作为流域盆地硅酸盐岩风化强度的一个指标 (Edmond 等, 1997)。据 Stallard (1980) 研究, 在地盾岩石中若硅酸盐岩石风化到高岭石阶段, Si/TZ^{++} ($\text{TZ}^{++} = \text{TZ}^+ - \text{Cl}^- - 2\text{SO}_4^{2-}$, 进行蒸发岩校正) 为 0.78, 风化到最终产物三水铝石为 1.6; 沉积岩地区, 碎屑岩 (页岩) 风化到高岭石阶段为 0.25, 风化到三水铝石阶段为 0.88, 火成岩中各类岩石风化到高岭石阶段 Si/TZ^{++} 比率为: 正长岩为 1.08, 花岗岩为 2.32, 闪长岩为 1.15, 拉斑玄武岩为 0.75。

河水 Si/TZ^{++} 投点均落在大大低于碎屑岩页岩风化到高岭石阶段的 0.25 (图 3-9)。其中, 最高值为 0.13, 是取自流经 (样品 CJ213) 花岗岩的样品, 其余样品均小于 <0.1, 主要介于 ± 0.05 , 说明金沙江流域地表硅酸盐岩的风化尚处于初级风化阶段, 为浅表性风化 (Superficial), 形成的风化产物还是富含阳离子的次生粘土矿物, 从土壤粘土矿物和悬浮物粘土矿物测定结果分析, 所形成的次生粘土矿物可能主要是水云母。

Si/TZ^{++} 指标本身也有局限性, 主要是由于碳酸盐岩风化速度大大高于硅酸盐岩, TZ^{++} 也就可能主要受碳酸盐岩的风化控制。因此, 需要利用 $\text{Si}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 指标来消除碳酸盐和蒸发岩风化对硅酸盐岩风化进行分析所带来的影响和干扰, 以进一步揭示流域盆地硅酸盐岩的风化。

据研究, $\text{Si}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ ($\text{Na}^+ = \text{Na}^+ - \text{Cl}^-$) 对于地盾平均岩石风化到高岭石阶段为 1.7, 风化到三水铝石为 3.5; 页岩平均风化到高岭石阶段为 1.0, 风化到三水铝石阶段为 3.4。火成岩中各种岩石类型风化到高岭石阶段的特征表现为正长岩为 3.41, 花岗岩为 3.29, 闪长岩为 2.36, 拉斑玄武岩为 5.17。

金沙江 (除河源区外), 河水 $\text{Si}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 主要介于 0.59 ~ 1.54 之间, 个别可达 2.17 (图 3-10)。Si/ ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) 为 2.17 的样品 (CJ213), 是取自巴塘县金沙江支流海子山源头, 地表岩性为花岗岩, 表明该花岗岩风化程度较浅 (Superficial), 可能正处于水

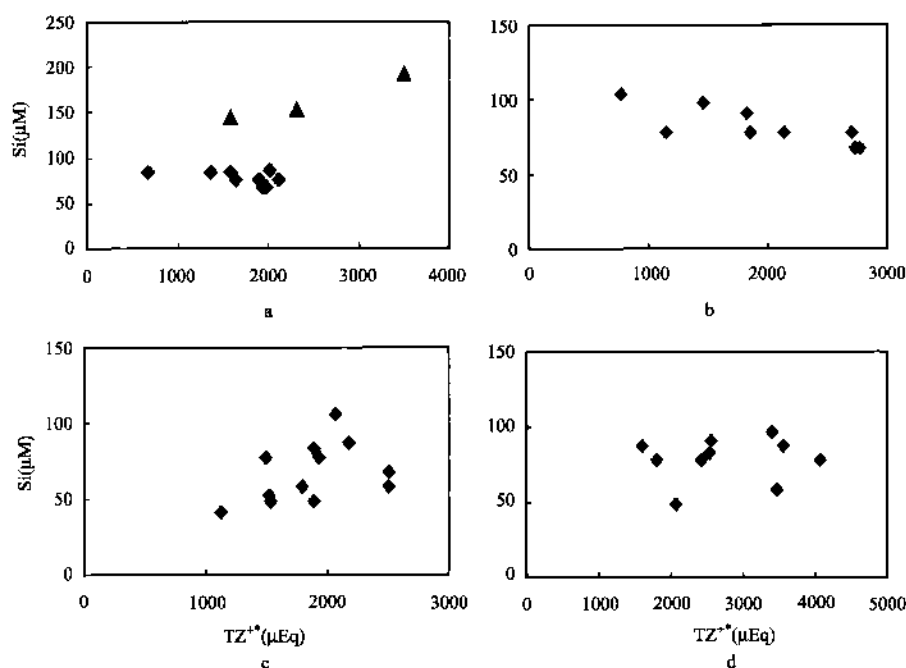


图 3-9 长江溶质载荷 Si - TZ^+ 关系图

a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江

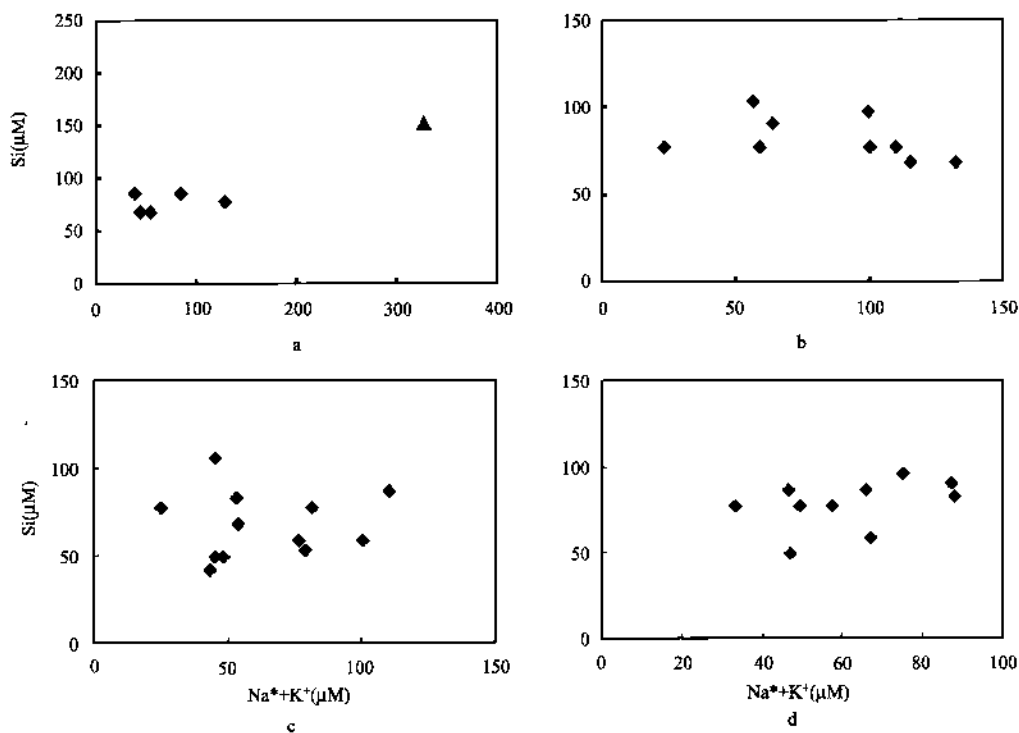


图 3-10 长江溶质载荷 Si - ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) 关系图

a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江

云母风化阶段。金沙江其余样品 $\text{Si}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+) < 1.7$ ，说明硅酸盐岩石总体尚处于初步风化阶段，主要为形成水云母，部分可能已达蒙脱石形成阶段，少量可能已达到高岭石形成阶段。值得指出的是 CJ0232 样品是取自虎跳峡金沙江支流，其上游有 2 处水电站，水电站可通过硅藻对河水硅产生生物剔除效应，表现为它从水体中吸出 Si，降低了河水中原始天然 Si 的浓度，从而引起 $\text{Si}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 比值的降低，从该样品所处的区域地表土壤特征来看，地表硅酸盐岩的风化可能已到高岭石阶段。

由于河水中 K 的来源比较单一，主要来自于钾长石风化，很少来自于其他岩石（除了蒸发岩钾盐外），因此， Si/K 就是另一个反映铝硅酸盐风化的指标。对于地盾平均岩石来说，岩石完全风化到三水铝石阶段 Si/K 为 10，风化到高岭石阶段为 5。火成岩风化到高岭石阶段 Si/K 的特征是正长岩为 4.24，花岗岩岩为 7.72，闪长岩为 7.28，拉斑玄武岩为 25.4。从图 3-11 中可以看到，金沙江（不含河源区）地表硅酸盐岩的风化还是初步浅表性的（Superficial Weathering）。

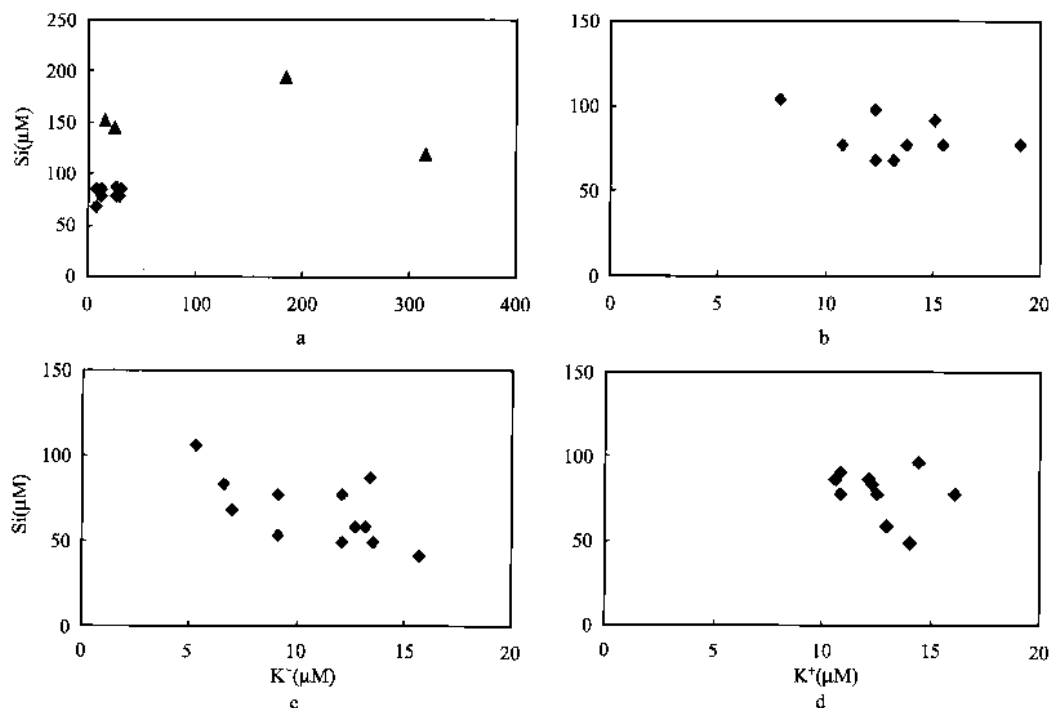


图 3-11 长江溶质载荷 Si - K 关系图
a—金沙江；b—雅砻江；c—大渡河；d—岷江

一般来说，河水中 Na^+ 主要由两种岩石风化而来：一是石盐溶解，一是硅酸盐矿物风化。因此，河水中 Na^+ ($\text{Na}^+ = \text{Na}^+ - \text{Cl}^-$) 就可代表来自于地表硅酸盐风化所供应的 Na^+ 含量（若河水中有地下水供应，那么 Na^+ 就代表了河水中来自地表硅酸盐风化所供应的 Na^+ 含量的上限）。因此，我们可用 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TZ}^+$ 指标来反映地表硅酸盐岩风化对河水中阳离子 (TZ^+) 总量的贡献。对于有地下水供应的河水，该指标就代表了来自于地表硅酸盐岩风化对河水阳离子贡献的上限（Sarin 等，1989；Stallard 和

Edmond, 1983, 1987)。金沙江 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) / TZ^+ 介于 0.02 ~ 0.08 之间, 平均为 0.05 (图 3-12), 低于恒河 (平均为 0.1 ~ 0.2) (Sarin 等, 1989), 说明由硅酸盐风化降解对河水中阳离子的贡献并不明显, 说明河水中主要离子主要是由地表碳酸盐岩 (含蒸发岩) 的风化贡献的。

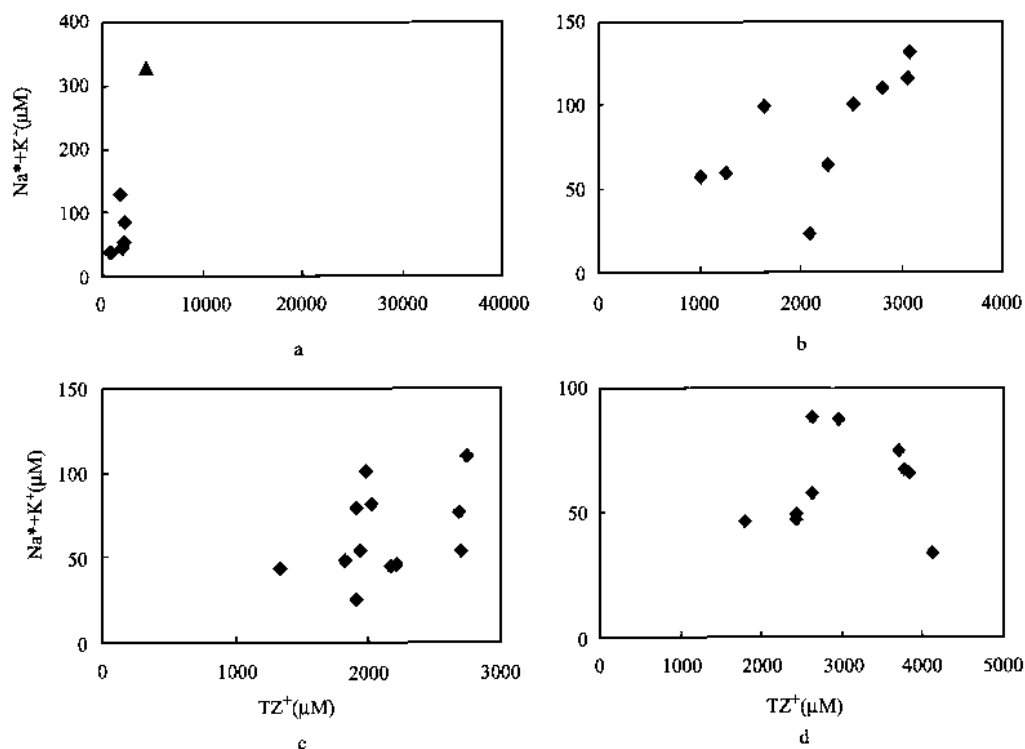


图 3-12 长江溶质载荷 ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) - TZ^+ 关系图

a—金沙江; b—雅砻江; c—大渡河; d—岷江

二、雅砻江、大渡河和岷江主要离子水化学与岩石风化

(一) 雅砻江、大渡河和岷江主要离子水化学一般特征

1. 雅砻江主要离子水化学一般特征

主要离子电离平衡指数 NICB 在 9 件样品中 (表 3-3 和图 3-3), 有 4 件样品落在 ± 0.05 测试精度范围内, 占样品总数 44%; NICB 最小为 -0.20; < -0.05 的有 4 件, 占 44%, > 0.05 有 1 件, 占 11%。说明河流中存在着对主要阴离子电离平衡有影响的阳离子。

河流主要阳离子参数 TZ^+ , 均大于 1000 μEq , 但小于 3500 μEq , 其中介于 1000 ~ 2000 μEq 有 3 件, 占样品总数的 33%; 介于 2000 ~ 3000 μEq 的有 4 件, 占总数的 44%; $> 3000 \mu\text{Eq}$ 的有 2 件, 占总数的 22%。

在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 所有样品落在 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} +$

$\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 范围之内并集中在 HCO_3^- 端点附近。在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 三角形图上, 样品也表现出向 Ca 集中的趋势, 投点都落在了 $\text{Ca} > \text{Mg} + \text{Na} + \text{K}$ 范围之内。

2. 大渡河主要离子水化学一般特征

河水中 NICB 的特征表现为 12 件样品 (表 3-3 和图 3-3) 有 4 件落在 ± 0.05 测试精度范围内, 占样品总数的 33%; NICB 最大为 0.40; < -0.05 有 2 件, 占 17%; $> +0.05$ 有 6 件, 占 50%, 说明河水中多数支流中存在着尚未测定的对主要阳离子电离平衡有影响的有机酸阴离子。

河流主要阳离子参数 TZ^+ 均小于 $3000 \mu\text{Eq}$, 但大于 $> 1000 \mu\text{Eq}$, 其中介于 $1000 \sim 2000 \mu\text{Eq}$ 的有 6 件, 占样品总数 50%, 介于 $2000 \sim 3000 \mu\text{Eq}$ 有 6 件, 占总数的 50%。

在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 样品均集中在 HCO_3^- 端点附近。在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 三角图上, 样品主要落在了 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 范围之内, 并主要向 Ca^{2+} , 其次为向 Mg^{2+} 端点集中分布的趋势。

3. 岷江主要离子水化学一般特征

河流 NICB 在 10 件样品中有 3 件样品落在 ± 0.05 测试精度范围之内, 占样品总数的 30%, NICB 最低为 -0.26 , 有 7 件样品 < -0.05 , 占 70%, 说明河水中存在着尚未测试的对主要阴离子电离平衡有影响的阳离子。

河流主要阳离子参数 TZ^+ , 大于 $1000 \mu\text{Eq}$, 小于 $4500 \mu\text{Eq}$, 其中介于 $1000 \sim 2000 \mu\text{Eq}$ 有 1 件, 占 10%, 介于 $2000 \sim 3000 \mu\text{Eq}$ 的有 5 件, 占 50%, 介于 $3000 \sim 4000 \mu\text{Eq}$ 有 3 件, 占 30%, 1 件样品介于 $4000 \sim 4500 \mu\text{Eq}$, 占 10%。

在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 所有样品均落在 $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Si}$ 范围之内并集中分布在 HCO_3^- 端点附近。在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 三角图上, 样品点也主要落在了 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 范围之内, 但除了向 Ca^{2+} 集中外, 也有向 Mg^{2+} 集中的趋势。

(二) 雅砻江、大渡河和岷江流域地表碳酸盐岩和蒸发岩的风化

各流域盆地地表均分布有碳酸盐岩 (图 3-6)。在雅砻江、大渡河河谷两侧发育了褐土 (特征是富含碳酸钙淋溶与淀积) (图 2-5)。在雅砻江流域, 还分布有石盐和石膏蒸发岩 (如在盐源地区), 在大渡河流域的康定一带也有蒸发岩石膏的分布。

上述地表分布的岩石, 在河水主要离子水化学中得到了反映。在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 投点均位于 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 范围之内并主要集中在 HCO_3^- 附近; 在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 三角图上, 投点表现为向 Ca^{2+} 端点相对集中的趋势。揭示出河水中离子主要是受碳酸盐岩风化影响的特征。

地表石盐的风化, 在 $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ 图 (图 3-8) 上表现为: 投点大多偏离 $\text{Na}^+ : \text{Cl}^- = 1 : 1$ 线, 且 $\text{Na}^+ > \text{Cl}^-$ 。过量的 Na^+ 来自于硅酸盐岩的风化。地表蒸发岩石膏的风化, 可用 $\text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ 图 (图 3-7) 来揭示。图中 Ca^* ($\text{Ca}^* = \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$) 应来自于碳酸盐岩和硅酸盐岩的风化。值得指出的是, 在阴离子三角图上 (图 3-4), 蒸发岩供应的 $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 对主要离子水化学的贡献并不明显。

利用化学平衡计算软件 MINEQL⁺ ver. 3.01 (Westall 等, 1976) 对大渡河和岷江的方解石饱和指数 (Calcite saturation index, CSI) 进行了计算, 结果是所有样品的 CSI > 0, 表明河水为碳酸盐过饱和状态, 这与世界上其他碳酸盐河流的情况是相同的 (Huh 等, 1998 a)。

(三) 雅砻江、大渡河和岷江流域地表硅酸盐岩风化

如上所述, 我们可用 Si 、 Si/TZ^{++} 、 $\text{Si}/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 和 Si/K^+ 以及 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TZ}^+$ 等 5 个指标结合区域地质, 岩石分布和土壤特征来揭示流域盆地地表硅酸盐的风化。

雅砻江、大渡河及岷江流域地表主要为三叠系西康群复理石浅变质岩分布, 夹杂着火成岩 (主要为花岗岩) 和中生代、古生代碳酸盐岩块体。在 31 件样品中, 河水 Si 浓度仅有 3 件 > 100 μM , 占样品总数的 6%, 其余均 < 100 μM 。最高为 105.5 μM (泸定大渡河), 最低为 41 μM (大渡河), 平均浓度值为 75.6 μM , 具有沉积碎屑岩地区河流的特征, 其中, 岷江河水 Si 均 < 100 μM , 平均为 78.3 μM ; 在大渡河的 12 件样品中有 1 件 Si > 100 μM , 平均为 67.3 μM ; 雅砻江 Si 在 9 件样品中仅 1 件样品 > 100 μM , 平均为 81.9 μM 。

在 Si - TZ^{++} 图 (图 3-9) 上, 河水 Si/TZ^{++} 比值均落在碎屑岩风化到高岭石阶段比值为 0.25 区域的下方, 说明硅酸盐风化尚处于形成富含阳离子的次生粘土矿物阶段。其中岷江河水 Si/TZ^{++} 介于 0.02 ~ 0.05 之间, 平均为 0.03; 大渡河 Si/TZ^{++} 介于 0.02 ~ 0.05 之间, 平均为 0.04; 雅砻江 Si/TZ^{++} 介于 0.02 ~ 0.13 之间, 平均为 0.05。

7 对于 $\text{Si}/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 指标 (图 3-10): 岷江最大值为 2.32, > 2.0 的仅有 1 件样品; 最小值为 0.87, 平均值为 1.36; 雅砻江最大值为 3.33, > 2.0 也仅有 1 件, 最小值为 0.51, 平均值为 1.27; 大渡河中 $\text{Si}/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 比值最大为 3.07, > 2.0 的也仅有 1 件, 最小值为 0.58, 平均值为 1.25。考虑到流域盆地中岩石分布具有混合分布的特点, 即以西康群砂板岩为主, 夹有较多的火成侵入岩 (主要是花岗岩) 和少量基底变质岩, 在 Si - $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 图上, 投点也主要落在陆屑页岩风化到高岭石与地盾岩石风化到高岭石的比值之间, 少量落在陆屑岩风化到高岭石比值下方。由此, 我们推测地表硅酸盐岩石风化整体上尚未进入到高岭石阶段, 主要还是处于初级的表层风化阶段, 即以形成水云母和蒙脱石粘土矿物为主的阶段。

在 Si/K 指标中, 岷江河水最大值为 8.36, 最小值为 3.50, 平均值为 6.30。大渡河 Si/K 特征为, 最大值 19.88, 大于 > 10.0 的有 2 件, 占样品总数量的 17%, 最小值为 2.64, 平均值为 7.39, 雅砻江中最大值为 13.20, > 10 的仅有 1 件, 最小值为 4.05, 平均值为 6.62, 其投点分布见图 3-11。

在 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TZ}^+$ 指标中 (图 3-12), 岷江河水介于 0.008 ~ 0.03 之间, 平均为 0.02; 大渡河的 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TZ}^+$ 比值介于 0.01 ~ 0.05 之间, 平均值为 0.03; 雅砻江介于 0.01 ~ 0.06, 平均值为 0.04, 说明在各流域中, 河水中主要离子受碳酸盐岩和蒸发岩的风化所影响。这在 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{TZ}^+$ (图 3-13) 上也得到了反映, 投点主要分布在 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} : \text{TZ}^+$ 为 1: 1 线附近。虽然硅酸盐风化降解对河水中阳离子的贡献不是太明显, 但其贡献度是从岷江→大渡河→雅砻江逐渐增大的。总的来看, 在岷江和大渡河流域碳酸盐岩的风化对河水主要阳离子的贡献平均达 70% (变化范围为 10% ~ 90%), 蒸发岩的贡献平均达 15% (变化范围为 2% ~ 40%), 硅酸盐岩的贡献较少, 平均为 7% (变化范围为 1% ~ 24%), 大气注入的贡献最小, 平均为 6% (变化范围为 1% ~ 13%) (Qin 等, 2006)。

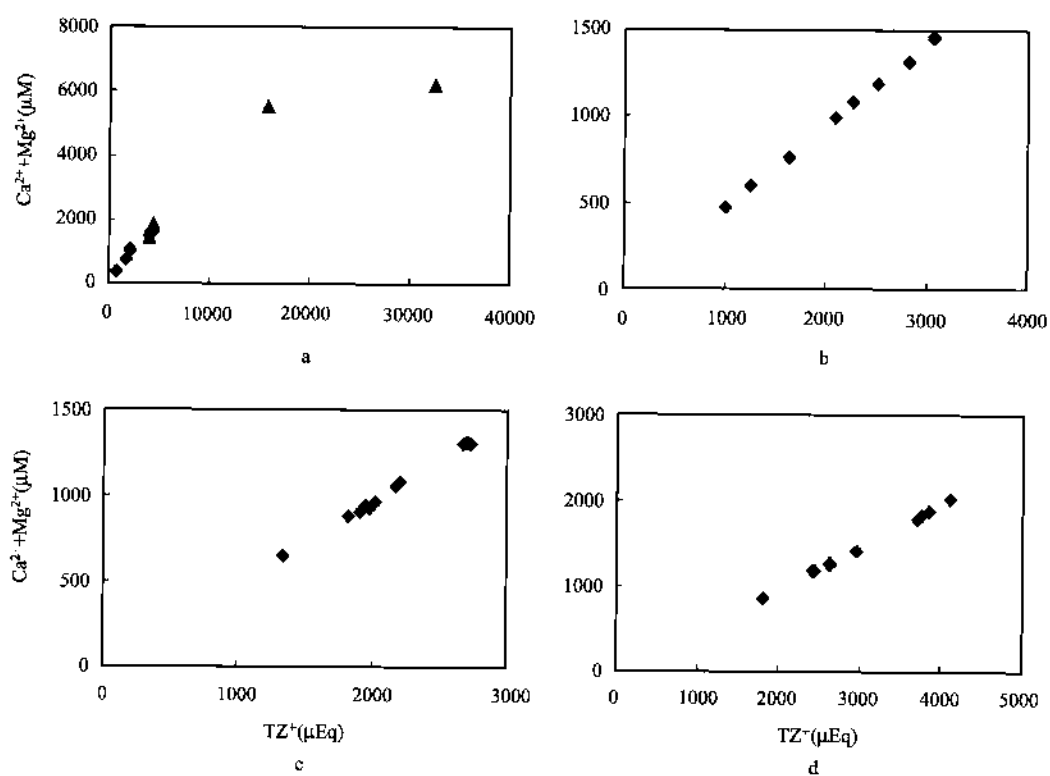


图 3-13 长江溶质载荷 ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) - TZ^+ 关系图

a—金沙江; b—雅砻江; c—大渡河; d—岷江

第四章 岷江和大渡河河水溶质载荷 主要离子地球化学监测

第一节 基本情况

为研究河流水溶质载荷主要离子地球化学在时空上的变化,进而揭示人类活动对河流水化学环境的影响,我们在岷江流域建立了河水主要离子地球化学监测站,从2001年开始,进行为期一年的月度监测取样工作。监测站是选择在已建有水文站的基础上进行的,上下游共设立了4个站(图4-1)。高原东部水化学监测站作为上游背景监测站,设立了都江堰渡口站(XK)、泸定站(LD)、雅安多营坪(YA)3个站;下游目标监测站是位于岷江出口的宜宾高场站(GC)。

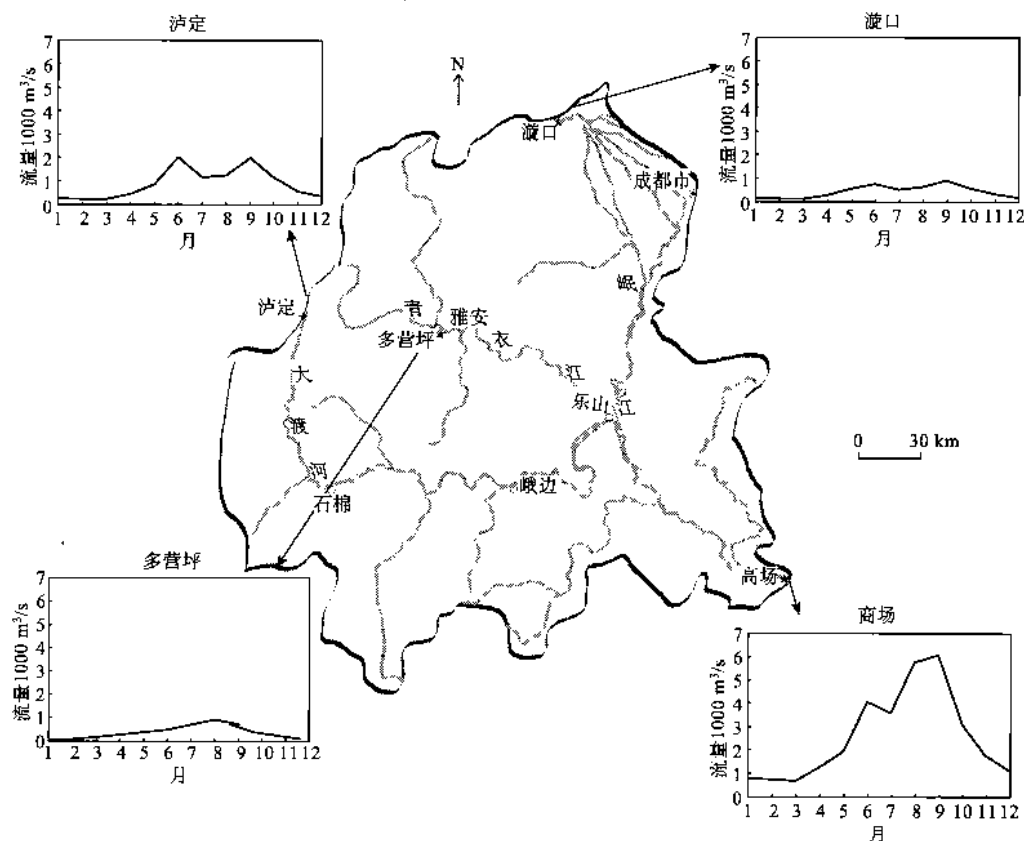


图4-1 岷江和大渡河溶质载荷主要离子地球化学监测站分布

★为监测站, 方框图表示2001年各监测站月度流量情况

除雅安多营坪站分别在3、6、8、9、12月共取5次样外,其余3个站均是从2001年1月至12月,每月中旬分别进行一次取样。样品处理过程,见附录。

第二节 河水地球化学分析数据一般特征

4个监测站河水地球化学分析数据,见表4-1。

表4-1 监测站河水地球化学分析数据表

样品编号	取样时间	水温	pH	电导率 (μS)	K^+ (μM)	Na^+ (μM)	Ca^{2+} (μM)	Mg^{2+} (μM)	Cl^- (μM)	SO_4^{2-} (μM)	HCO_3^- (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
大渡河泸定站													
LD0101	2001.1.13	10.4	8.44	268	20.4	137.1	1123	496	39	326	2573	119	4.3
LD0102	2001.2.18	17.6	8.46	272	22.1	142.6	1010	484	36	343	2540	119	3.1
LD0103	2001.3.16	18.9	8.66	267	17.6	149.7	1143	493	43	274	2540	124	3.1
LD0104	2001.4.21	18.3	8.46	210	16.3	104.2	1578	406	35	291	2016	127	2.3
LD0105	2001.5.20	28.3	8.37	172.4	13.0	77.4	751	332	18	154	1950	111	2.0
LD0106	2001.6.16	28.6	8.36	147.2	13.0	60.0	809	279	8	206	1565	111	1.6
LD0107	2001.7.14	30.3	8.46	174.9	13.8	68.7	785	332	10	223	1917	124	1.9
LD0108	2001.8.18	23.1	8.34	166.9	13.0	65.2	769	319	11	206	1672	111	1.9
LD0109	2001.9.20	17.5	8.62	175.8	14.4	68.4	865	354	7	223	1934	176	2.0
LD0110	2001.10.17	13.9	8.45	183.7	14.9	80.7	822	372	13	154	1999	119	2.1
LD0111	2001.11.15	10.4	8.57	191	14.7	94.2	912	409	16	154	2196	123	2.4
LD0112	2001.12.20	5.8	8.36	223	17.8	126.8	954	468	25	154	2344	139	2.8
岷江渡口站													
XK0101	2001.1.14	5.5	8.41	273	18.5	102.3	985	412	29	308	2344	93	3.0
XK0102	2001.2.15	8.6	8.53	281	18.5	108.4	958	524	34	274	2442	123	3.1
XK0103	2001.3.13	12.6	8.57	277	24.0	118.4	1672	657	43	291	2507	86	3.1
XK0104	2001.4.14	13.4	8.56	238	20.6	90.0	1574	487	29	172	2081	86	2.7
XK0105	2001.5.13	15.7	8.56	176.3	17.8	61.0	878	319	17	51	1819	71	2.0
XK0106	2001.6.15	17.2	8.38	155.6	16.3	51.0	1536	316	8	120	1655	78	1.8
XK0107	2001.7.18	19.2	8.58	180.7	17.2	61.3	2646	409	13	172	1737	78	2.2
XK0108	2001.8.22	17.2	8.52	156.3	16.8	47.8	987	270	8	154	1688	71	1.8
XK0109	2001.9.17	17.7	8.53	163.6	16.8	52.3	1152	276	8	206	1629	78	1.9
XK0110	2001.10.15	14.9	8.49	188.6	17.4	60.0	1970	397	14	188	1917	86	2.2
XK0111	2001.11.13	11.5	8.51	191	15.5	68.7	905	369	19	274	2065	96	2.4
XK0112	2001.12.13	6.6	8.38	219	16.3	87.8	945	443	28	239	2114	89	2.7
青衣江多营坪站													
YA0103	2001.3.15	19.4	8.14	237	11.0	82.3	889	397	30	308	1819	74	2.7
YA0106	2001.6.16	28.4	7.96	179.8	18.5	93.6	936	214	30	257	1565	68	2.0
YA0108	2001.8.24	29.1	8.3	180.4	11.0	50.3	963	313	22	223	1629	86	1.8
YA0109	2001.9.21	17.7	8.62	178.5	10.8	49.0	914	313	16	172	1786	86	1.7
YA0112	2001.12.21	6.4	8.19	215	11.3	87.1	979	422	33	326	1917	81	2.6

续表

样品编号	取样时间	水温	pH	电导率 (μS)	K^+ (μM)	Na^+ (μM)	Ca^{2+} (μM)	Mg^{2+} (μM)	Cl^- (μM)	SO_4^{2-} (μM)	HCO_3^- (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
岷江高场站													
GC0101	2001.1.19	9.6	8.14	366	26.5	431.4	1204	484	259	600	2344	131	3.5
GC0102	2001.2.17	11.7	8.22	355	24.6	426.6	1164	475	184	446	2458	127	3.9
GC0103	2001.3.17	16.3	8.11	344	27.6	398.5	1534	527	228	480	2458	109	3.7
GC0104	2001.4.21	19.1	8.15	288	24.2	268.8	1008	431	151	308	2196	109	2.9
GC0105	2001.5.18	19.4	8.28	202	24.8	144.6	941	366	100	274	1950	123	2.4
GC0106	2001.6.20	21.3	8.12	190.9	21.7	110.7	860	301	75	274	1754	123	2.1
GC0107	2001.7.21	25.9	8.36	209	21.4	135.5	2298	431	79	137	2016	123	2.5
GC0108	2001.8.21	21.7	8.26	200	29.3	118.8	1028	257	129	274	1803	109	2.2
GC0109	2001.9.19	22.4	8.36	212	24.0	138.4	1052	347	92	257	2049	123	2.4
GC0110	2001.10.20	17.4	8.31	222	20.4	160.4	1088	406	103	326	2180	134	2.7
GC0111	2001.11.20	13.7	8.16	247	21.9	215.6	1424	453	138	377	2245	113	3.0
GC0112	2001.12.18	9.5	8.08	271	24.0	254.6	1217	481	157	377	2344	108	3.2

一、NICB 特征

对 NICB 的计算发现 (图 4-2), 各监测点普遍存在阳离子超过阴离子的现象, 尤其漩口站 6、7、10 月的水样 ($\text{NICB} > 0.05$)。可能是由于岷江上游的土壤以 (亚) 高山草甸土为主。该类型土壤是在高寒湿润、半湿润区草甸植被下发育起来的, 具强度腐殖质累积和弱度 (冻融) 氧化还原特征, 受该类型土壤的影响, 岷江中有机酸较多, 从而造成主要阴阳离子电离间的不平衡。

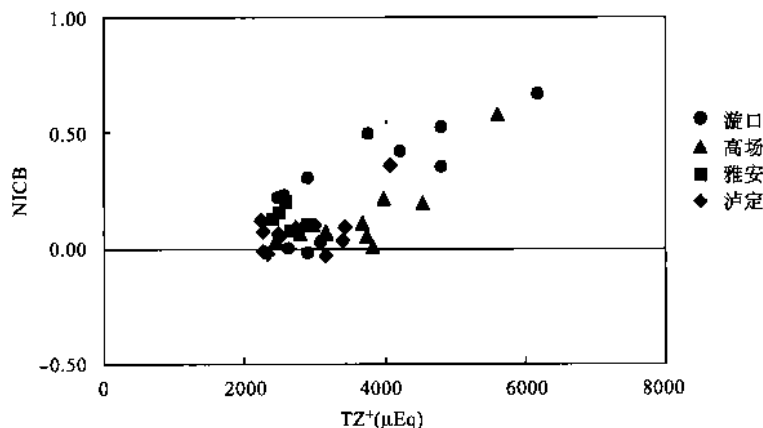


图 4-2 监测站溶质载荷 $\text{NICB}^- \text{TZ}^+$ 关系

二、主要阳离子 TZ^+ 特征

四个监测点水样主要阳离子 TZ^+ 最高可达 $\sim 6200 \mu\text{Eq}$, 但大部分都 $< 5000 \mu\text{Eq}$, 高于世界河流的平均值 $1250 \mu\text{Eq}$ (Meybeck, 1979) (图 4-2)。

三、主要阴阳离子分布特征

从监测点主要阴、阳离子三角形分布图上可以看出 (图 4-3): 监测点的阴离子集中

在 HCO_3^- 一角, 沿着 $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ 一边成串排列, 表现出低 $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$, 高 HCO_3^- 的特征。在阳离子图上, 各点较为集中的落在了 $\text{Ca}^{2+} = \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 一线的左侧, 靠近 Ca^{2+} 端点附近, 表现出 Ca^{2+} 相对较高的特征。

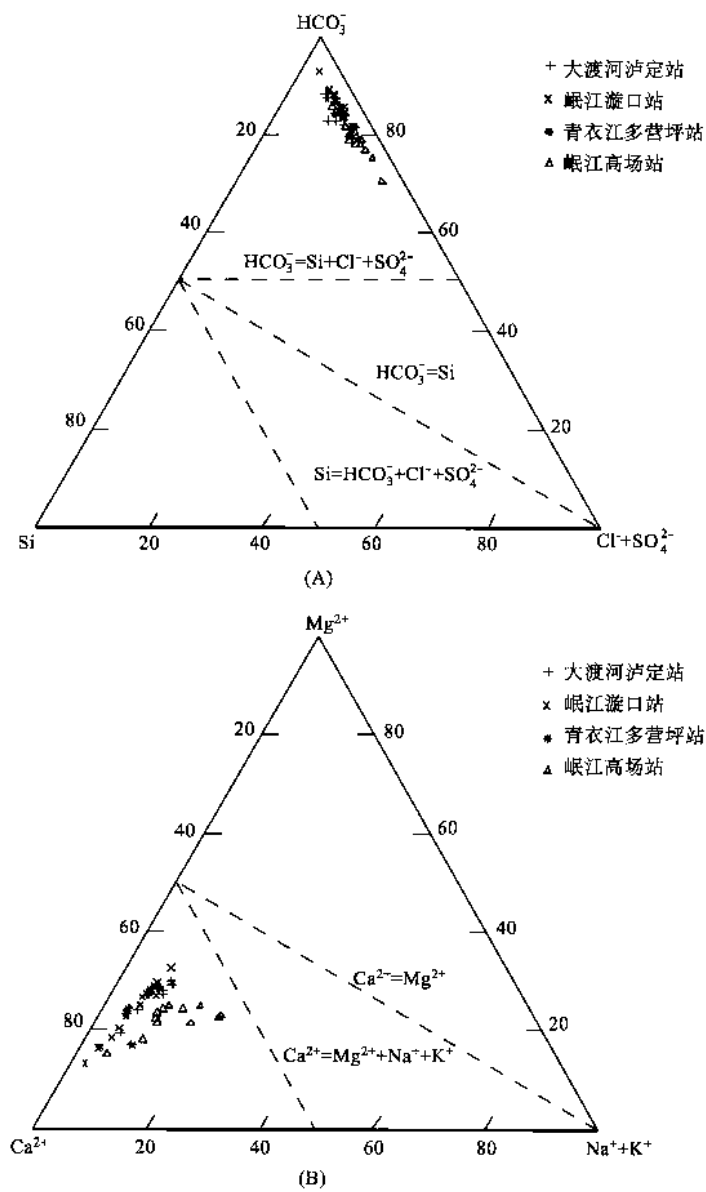


图 4-3 监测站主要阴离子 (A) 和阳离子 (B) 分布

第三节 化学剥蚀通量与机械 (物理) 剥蚀通量

一、化学剥蚀通量与机械 (物理) 剥蚀通量的计算误差

我们知道, 在对大河流域盆地陆地风化进行研究时, 往往由于后勤供应等原因, 通常

是在上升或下降水位期利用一次取样结果和少数几个水文站计算的年度平均流量来估算流域盆地的风化通量 (Flux estimates) (Huh 等, 1998 a)。研究中, 我们利用在 4 个监测站每月连续监测获得的数据对这种方法的有效性进行了评估 (表 4-2)。

表 4-2 化学剥蚀通量与机械 (物理) 剥蚀通量计算误差对比表

站点名称	样品编号	流域面积 km ²	流量 10 ⁹ m ³	S _i (g/L)	TDS (mg/L)	C _j (10 ⁶ L/月)	C _i (10 ⁶ L/a)	ΔC (%)	物理剥蚀通量 (10 ⁶ L/月)	M _i (10 ⁶ L/a)	ΔM (%)
泸定站	LD0101		0.605318	0.021	254	0.15	6.85	37.06	0.013	0.57	-97.55
	LD0102		0.495936	0.021	249	0.12	6.71	34.22	0.011	0.58	-97.50
	LD0103		0.527645	0.013	249	0.13	6.69	33.88	0.007	0.36	-98.44
	LD0104		1.067904	0.174	232	0.25	6.25	25.07	0.186	4.69	-79.68
	LD0105		2.239142	0.082	178	0.40	4.80	-4.02	0.185	2.22	-90.39
	LD0106		5.20992	4.224	160	0.83	4.31	-13.84	22.005	113.77	392.71
	LD0107		3.026592	0.069	184	0.56	4.96	-0.86	0.208	1.85	-91.97
	LD0108		3.321216	0.035	166	0.55	4.47	-10.55	0.116	0.94	-95.92
	LD0109		5.10624	0.041	190	0.97	5.12	2.45	0.208	1.10	-95.24
	LD0110		3.026592	0.041	185	0.56	4.99	-0.21	0.125	1.12	-95.17
	LD0111		1.428192	0.016	202	0.29	5.45	8.98	0.022	0.42	-98.18
	LD0112		0.881194	0.007	216	0.19	5.82	16.39	0.006	0.19	-99.18
		58622.4	26.93589			5.00			23.09		
漩口站	XK0101		0.316051	0.030	229	0.07	3.03	15.20	0.0095	0.40	-51.30
	XK0102		0.266112	0.027	235	0.06	3.10	17.97	0.0072	0.36	-56.13
	XK0103		0.308016	0.031	272	0.08	3.60	36.70	0.0095	0.41	-50.33
	XK0104		0.717984	0.047	225	0.16	2.97	13.12	0.034	0.62	-24.52
	XK0105		1.411517	0.051	164	0.23	2.17	-17.65	0.072	0.67	-17.75
	XK0106		1.949184	0.070	186	0.36	2.46	-6.37	0.14	0.93	13.54
	XK0107		1.344557	0.044	243	0.33	3.22	22.40	0.060	0.59	-28.40
	XK0108		1.671322	0.182	168	0.28	2.22	-15.46	0.30	2.40	193.19
	XK0109		2.353536	0.042	177	0.42	2.34	-11.21	0.10	0.56	-31.62
	XK0110		1.550794	0.032	229	0.35	3.03	15.08	0.049	0.42	-48.72
	XK0111		0.8424	0.032	203	0.17	2.69	2.23	0.027	0.43	-48.07
	XK0112		0.492826	0.019	207	0.10	2.74	4.11	0.0094	0.25	-69.36
		22788.3	13.2243			2.63			0.82		
高场站	GC0101		1.971302	0.045	285	0.56	25.25	29.63	0.088	3.97	-80.72
	GC0102		1.652314	0.013	272	0.45	24.14	23.90	0.022	1.18	-94.28
	GC0103		1.679357	0.0061	292	0.49	25.90	32.97	0.010	0.54	-97.38
	GC0104		3.34368	0.019	230	0.77	20.42	4.82	0.064	1.69	-91.82
	GC0105		5.463936	0.037	203	1.11	18.04	-7.39	0.20	3.28	-84.08
	GC0106		11.664	0.907	185	2.16	16.39	-15.86	10.57	80.40	290.11
	GC0107		10.63325	0.035	249	2.65	22.10	13.46	0.38	3.14	-84.77
	GC0108		17.4096	0.339	195	3.40	17.33	-11.03	5.91	30.10	46.05
	GC0109		17.72928	0.165	211	3.75	18.74	-3.78	2.93	14.63	-29.00
	GC0110		9.186912	0.035	230	2.11	20.39	4.66	0.32	3.07	-85.11
	GC0111		4.89888	0.018	255	1.25	22.65	16.28	0.089	1.61	-92.17
	GC0112		3.053376	0.009	255	0.78	22.65	16.25	0.027	0.80	-96.13
			88.68588			19.48			20.61		

(1) 在化学剥蚀通量相对误差计算中, 使用的分析方法是, 分别用各月的溶解质总量 (TDS = Na⁺ + K⁺ + Ca²⁺ + Mg²⁺ + HCO₃⁻ + Cl⁻ + SO₄²⁻ + Si, 单位 mg/L,) 乘以月流量获得各

月的化学风化通量 (C_j) 后再相加求得全年化学风化通量 (C^*), 再将由各月的 TDS 乘以年度总流量获得的化学风化通量 C_i ($i=1 \sim 12$ 月) 与 C^* 进行比较求得相对误差 ΔC 。

$$\text{相对误差计算公式: } \Delta C = \frac{C_i - C^*}{C^*} \times 100\%$$

其中: $C_i = \text{TDS/月} \times \text{年流量}$ ($i=1 \sim 12$ 月); $C_j = \text{TDS/月} \times \text{月流量}$ ($j=1 \sim 12$ 月)

$$C^* = \sum_{j=1}^{12} C_j = \sum_{j=1}^{12} (\text{TDS/月} \times \text{月流量})$$

计算结果表明 (表 4-2), 相对误差 (ΔC) 最小的月份是 9 月, 其 ΔC 均 $< \pm 10\%$, 在泸定站为 -0.56% , 漩口站为 -9.47% , 在高场站为 -1.92% 。 ΔC 最高的月份主要集中在 1、2 和 3 月。在所分析的 9 个数据中, 仅有 2 个 $\Delta C < 20\%$, 占样品总数的 23%; 有 3 件 ΔC 在 $20\% \sim 30\%$ 之间, 占样品总数的 33%; 有 4 件 $> 30\%$, 占样品总数的 44%, 其中 ΔC 最大值可达 37%, 在 4 ~ 12 月份的对比分析中, 发现在 27 个进行对比的数据中, $\Delta C < \pm 20\%$ 有 25 件, 占样品总数的 93%; $> \pm 20\%$ 有 2 件, 分别是漩口站 7 月份样品和泸定站 4 月份样品。因此, 我们认为在利用一次取样和年度流量来计算流域盆地化学剥蚀通量时, 利用 5、6、8 ~ 12 月份 (即上升或下降水位期) 的水化学数据进行计算, 其相对误差可控制在 $20\% \pm$ 以内。

(2) 在机械 (物理) 剥蚀通量相对误差计算中, 所用的方法与计算化学剥蚀通量的方法基本相同。即先分别用各月一次性取样的悬浮载荷量 (S_i , 单位为 g/L) 乘以年流量分别求得机械 (物理) 剥蚀通量 (M_i), 再将其与用各月的 S_i 乘以月流量求得各月的机械 (物理) 剥蚀通量后再相加求得的全年的机械 (物理) 剥蚀通量 (M^*) 进行比较, 获得二者的相对误差 (ΔM)。

相对误差的计算公式为:

$$\Delta M = \frac{M_i - M^*}{M^*} \times 100\%$$

其中: $M_i = S_i \times \text{年流量}$ ($i=1 \sim 12$ 月份)

$$M^* = \sum_{i=1}^{12} (S_i \times \text{月流量})$$

计算结果表明 (表 4-2), 相对误差 (ΔM) 最大的月份分别是: 泸定站和高场站为 6 月 (分别为 393% 和 29%), 漩口站为 8 月 (193%)。在泸定站的 12 个分析数据中, 有 11 个的 ΔM 都大于 90%; 而漩口站的 12 个 ΔM 中, 仅有一个 $> 70\%$; 高场站的 ΔM 中, $> 80\%$ 的有 10 个, 占样品总数的 83%, 在所有的分析数据中, $\Delta M < 20\%$ 的仅有 2 个, 占样品总数的 7%, $\Delta M < 50\%$ 的有 10 个, 占 28%, 因此, 我们认为由于影响机械 (物理) 剥蚀通量的因素较复杂, 变化较大, 用一次取样来计算流域盆地机械 (物理) 剥蚀通量的方法可靠度较低。

二、化学剥蚀通量与机械 (物理) 剥蚀通量的关系

化学剥蚀通量与机械剥蚀通量的关系, 见图 4-4。从图中可以看到, 分别对泸定站、漩口站和高场站 3 个监测站作图时, 化学剥蚀通量与机械剥蚀通量的相关性不明显, 相关系数 R^2 在 0.2336 ~ 0.3764 之间 (图 4-4A)。将三个监测站的所有数据合并作图, 表现出

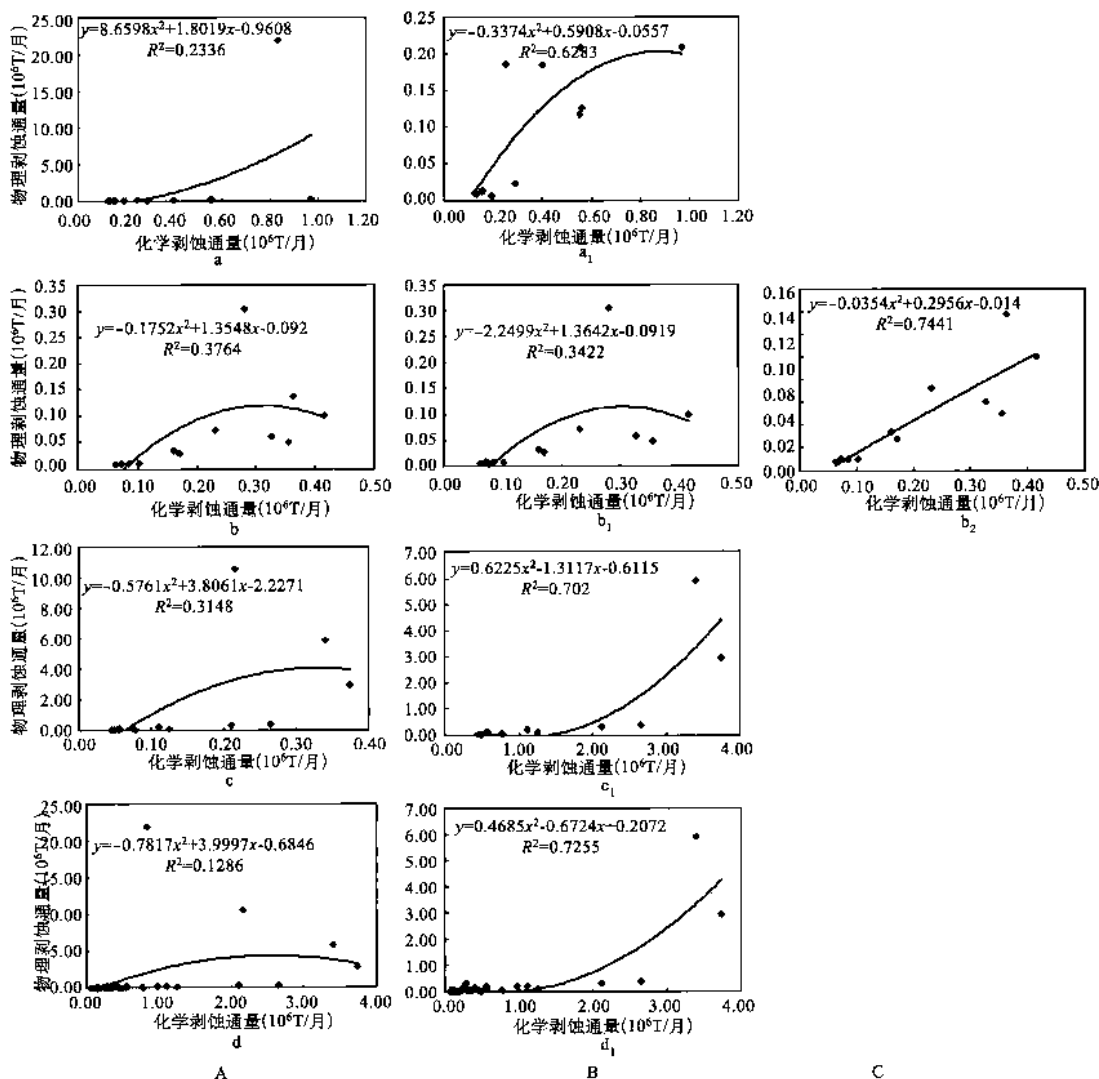


图 4-4 化学剥蚀通量与机械剥蚀通量关系图

A: a—泸定站, b—漩口站, c—高场站, d—三站;

B: a₁—泸定站, b₁—漩口站, c₁—高场站, d₁—三站剔除 6 月数据;

C: b₂—漩口站剔除 8 月数据

极差的相关性, 相关系数 R^2 仅为 0.1286。

考虑到 6 月取样当天, 河水浑浊 (除漩口站外), 机械 (物理) 剥蚀通量表现出异常特征, 因此我们分别剔除了 3 个监测站 6 月的数据后, 对流域盆地化学剥蚀通量与机械 (物理) 剥蚀通量的关系进行了研究。从图 4-4B 可以看出, 在剔除了异常值后, 除漩口站 ($R^2 = 0.3422$) 外, 其他监测站的化学剥蚀通量与机械剥蚀通量表现出较好的相关性, 相关系数 R^2 在 0.6283 ~ 0.7255 之间。另外, 根据漩口站样品悬浮荷载称重记录, 其 8 月样品可能受到较为强烈降水的影响, 水样较为浑浊, 为此, 我们剔除了漩口站 8 月的取样数据后, 重新计算其相关系数 R^2 达到了 0.7441。由此可见, 流域盆地化学剥蚀存在着滞

后于机械剥蚀的现象，尤其在降雨后表现更为明显；一般情况下，流域盆地化学剥蚀通量与机械（物理）剥蚀通量之间存在着较为明显的相关性。

三、化学剥蚀通量和机械（物理）剥蚀通量与河流流量的关系

在化学剥蚀通量、机械（物理）剥蚀通量与流量的对比图中（图4-5）可以看出：化学剥蚀通量（ F , T/月）随着流量（ D , $\text{m}^3/\text{月}$ ）增大有增加的趋势，即： $F = aD^b$ （ $0 < b < 1$, a 为常数），说明岷江流域地表化学风化属于搬运限制的状态（transport-limited regimes）。与之相对照，机械（物理）剥蚀通量与流量的相关性并不是太明显。

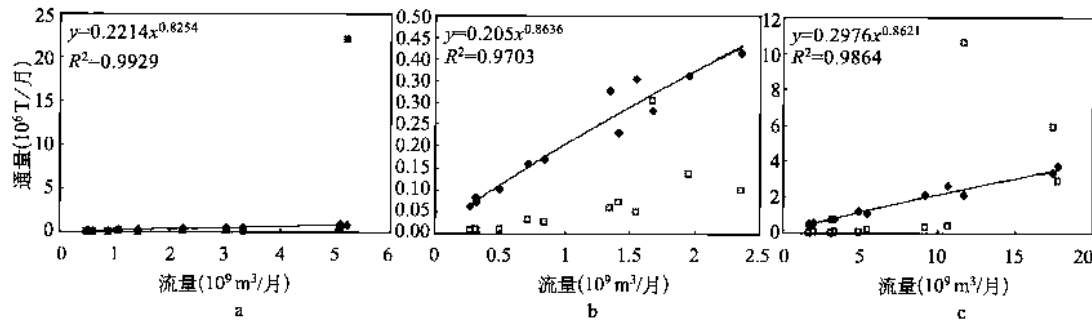


图 4-5 化学和机械剥蚀通量与河流流量的关系

a—泸定站；b—漩口站；c—高场站（◆化学剥蚀通量；□机械剥蚀通量）

第四节 河水主要离子浓度与河流流量的关系

在泸定、漩口和高场站中，主要阳离子浓度存在着如下关系，即

$$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$$

各监测站主要离子浓度与流量的关系，见图 4-6。

从图 4-6 中可以看出， K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 和 Sr 都表现出随着流量增加，存在着离子浓度基本以 $y = ax^{-b}$ （ a 为常数， $0 < b < 1$ ）形式降低的趋势，这与其他研究者得到的结论基本一致（Roy 等，1999）。公式中 b 明显小于 1，说明还需要有其他来源来补偿河水浓度的稀释。另外，河水中 Ca 和 Si 与流量之间未表现出明显的相关性。图中， Ca^{2+} 个别极端的数据可能模糊了与流量的关系，而对 Si 来说，一些生物过程（biologic process），如草根和稻谷茎以及硅藻生长对河水中 Si 的摄取，应是其可能的原因。

第五节 人类活动对河流水化学环境的影响

人类所进行的工业和农业活动将对河水主要离子水化学组成产生影响（Meybeck 和 Helmer，1989）。为研究人类活动对岷江河流水化学环境的影响，我们选择岷江下游出口站（高场站）作为目标监测站，而将青藏高原东缘大渡河（泸定站）和岷江（漩口站）、青衣江（多营坪站）作为上游水化学环境背景监测站，试图通过时空对比分析，来揭示人类活动对岷江河流在高场站所反映出来的影响。

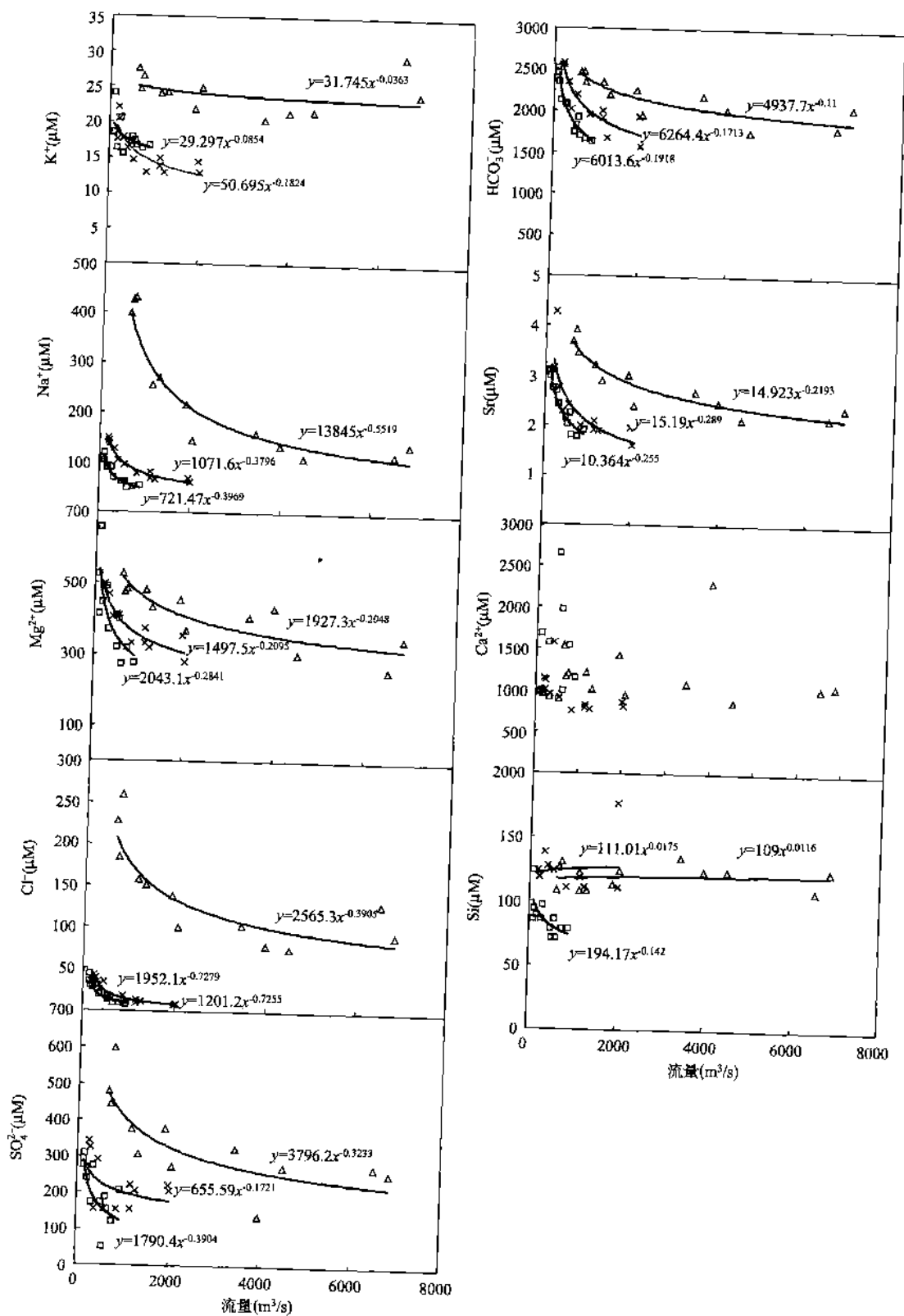


图 4-6 岷江流域监测站河水主要离子浓度与河水流量关系

一、上游监测站溶质载荷水化学背景值计算

我们对上游 3 个水化学环境背景监测站,按照下列公式对输入到下游的水化学背景值进行了计算。

$$C_i b = \frac{\sum_{j=1}^3 (C_{ij} \times Q_j)}{\sum_{j=1}^3 Q_j}$$

公式中: $j=1 \sim 3$, 代表泸定站、漩口站和多营坪站;

C_i 为 i 种离子浓度; Q 为月流量;

$C_i b$ 为 i 种离子输入到下游的背景浓度。

河流水化学背景值 $C_i b$ 计算结果见表 4-3。

表 4-3 上游背景监测站输入到下游的主要离子水化学背景值与目标监测站的对比

站 点	样品编号	K ⁺ (μM)	Na ⁺ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl ⁻ (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	HCO ₃ ⁻ (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
高场站	GC0101	26.5	431.4	1204	484	259	600	2344	131	3.5
	GC0102	24.6	426.6	1164	475	184	446	2458	127	3.9
	GC0103	27.6	398.5	1534	527	228	480	2458	109	3.7
	GC0104	24.2	268.8	1008	431	151	308	2196	109	2.9
	GC0105	24.8	144.6	941	366	100	274	1950	123	2.4
	GC0106	21.7	110.7	860	301	75	274	1754	123	2.1
	GC0107	21.4	135.5	2298	431	79	137	2016	123	2.5
	GC0108	29.3	118.8	1028	257	129	274	1803	109	2.2
	GC0109	24.0	138.4	1052	347	92	257	2049	123	2.4
	GC0110	20.4	160.4	1088	406	103	326	2180	134	2.7
	GC0111	21.9	215.6	1424	453	138	377	2245	113	3.0
	GC0112	24.0	254.6	1217	481	157	377	2344	108	3.2
背景值	1 月	19.7	125.2	1076	467	35	320	2494	110	3.8
	2 月	20.8	130.7	992	498	35	319	2506	121	3.1
	3 月	17.8	124.7	1230	516	40	287	2357	101	3.0
	4 月	18.1	98.5	1576	439	33	243	2042	111	2.4
	5 月	14.8	71.1	800	327	18	114	1900	95	2.0
	6 月	14.5	62.7	997	279	11	193	1586	97	1.7
	7 月	14.8	66.5	1357	356	11	207	1862	110	2.0
	8 月	15.7	70.8	874	273	17	212	1640	87	1.9
	9 月	12.1	53.2	926	318	13	185	1801	103	1.8
	10 月	15.7	73.7	1211	381	13	166	1972	108	2.1
	11 月	15.0	84.8	909	394	17	198	2147	113	2.4
	12 月	16.0	107.4	957	451	28	215	2188	112	2.7
空间对比特征值	1 月	35	245	12	3	632	88	-6	19	-10
	2 月	18	226	17	-5	423	40	-2	5	27
	3 月	55	220	25	2	472	67	4	7	22
	4 月	34	173	-36	-2	364	27	8	-2	19
	5 月	67	103	18	12	472	139	3	30	19
	6 月	49	77	-14	8	575	42	11	27	25

续表

站 点	样品编号	K ⁺ (μM)	Na ⁺ (μM)	Ca ²⁺ (μM)	Mg ²⁺ (μM)	Cl ⁻ (μM)	SO ₄ ²⁻ (μM)	HCO ₃ ⁻ (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
空间对比特征值	7 月	44	104	69	21	640	-34	8	12	24
	8 月	87	68	18	-6	674	29	10	24	14
	9 月	98	160	14	9	586	39	14	20	32
	10 月	30	118	-10	7	680	97	11	25	25
	11 月	46	154	57	15	700	90	5	0	24
	12 月	50	137	27	6	469	76	7	-4	18
	平均	51	149	16	6	557	58	6	14	20

表中：空间对比特征值的计算公式为：(目标监测站 - 背景值) / 背景值 × 100%。

二、下游高场目标监测站与上游水化学背景值的比较

监测站水化学在空间上的变化，可通过将下游高场站与上游监测站水化学背景值进行的比较来进行。表 4-3 是空间变化特征比较结果。从表 4-3 中可以看出，高场站水样中的 K⁺、Na⁺、Cl⁻ 含量分别高出背景值 51%、149%、557%；Ca 和 SO₄ 的浓度虽然出现了低于背景值的现象，但各月平均后也分别高出背景值 16% 和 58%。

发生上述现象，可能有 2 种因素引起：一是自然因素，一是人为因素。在自然因素方面，从上游监测站到下游监测站流域盆地地表出露了大片的侏罗、白垩纪红色砂岩、三叠纪灰岩、白云岩、蒸发岩（石膏、石盐）和“绿豆岩”（富含钾元素的火山凝灰岩），而由红色砂岩风化形成的紫色土在流域盆地更是广泛分布。紫色土是一种初育土，基本保存了母岩的理化性质，正处于脱 Ca²⁺、脱 Na⁺ 阶段，并富含 CaCO₃。不难看出，从自然因素上分析，从上游到下游完全可以引起河流上述水化学特征的变化。因此，为揭示人类活动对下游主要离子环境的影响，还需要对目标监测站水化学在时间序列上的变化特点进行研究。

三、目标监测站（高场站）水化学特征在时间序列上的变化

为进一步分析目标监测站高场站水化学在时间序列上的变化特征，我们收集整理了 1976 ~ 1995 年度高场监测站的水文数据。从高场站水化学离子浓度在时间关系图上的变化（图 4-7）可以看出：河水中 Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻ 的浓度呈逐年缓慢增加的趋势，其中 Cl⁻、SO₄²⁻ 尤为明显：与 1976 年 5 月同期的水样数据相比，2001 年同期的水样 Ca²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻ 浓度分别增加了 28%、196%、99%、24%。

综合高场监测站主要离子水化学在时空上的变化，我们认为岷江流域水化学环境中的 Cl⁻、SO₄²⁻ 和 Ca²⁺ 在下游已经受到了人类活动较为显著的影响。SO₄²⁻ 的污染可能主要是与燃烧煤引起的酸雨有关，从图 4-8 就可以清楚地看到这一点。四川环境保护局对四川 2001 年酸雨的监测表明，四川盆地受到了酸雨的影响（pH < 5.6），而青藏高原东部还未受到影响。酸雨还对河水的 pH 产生了影响（降低了河水的 pH），在高场站，河水 pH 就低于上游站 0.16 ~ 0.35（平均为 0.24）。河水中 Cl⁻ 的污染可能与生活和工业用水中 Cl⁻（Cl₂-treated water）的排放有关（Feth, 1971）。而河水中 Ca²⁺ 的污染源目前还不太清楚，但化厂中钙电石（Calcium carbide，成分是 CaC₂）的使用和排放应是其来源之一。

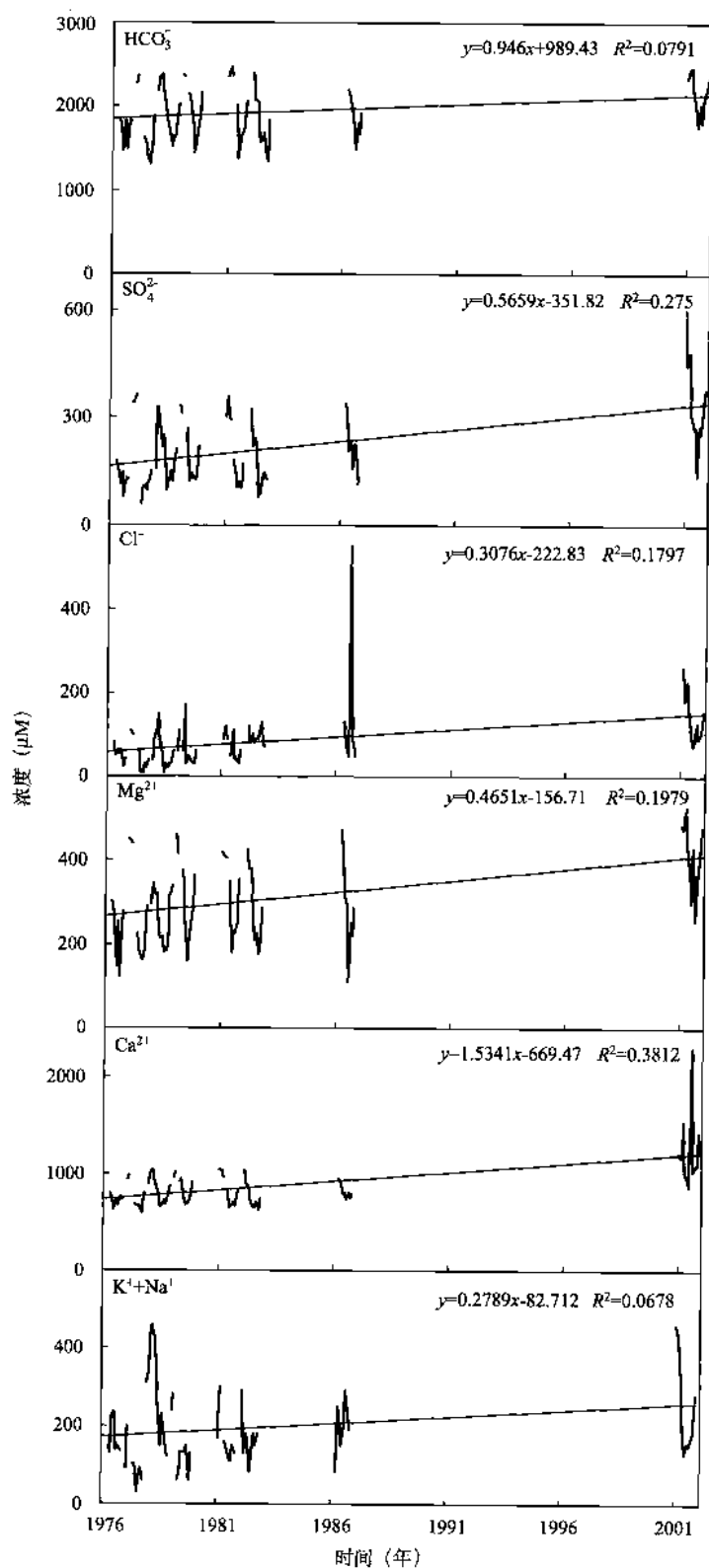


图 4-7 目标监测站（高场）1976 ~ 2001 年河水溶质负荷主要离子变化特征

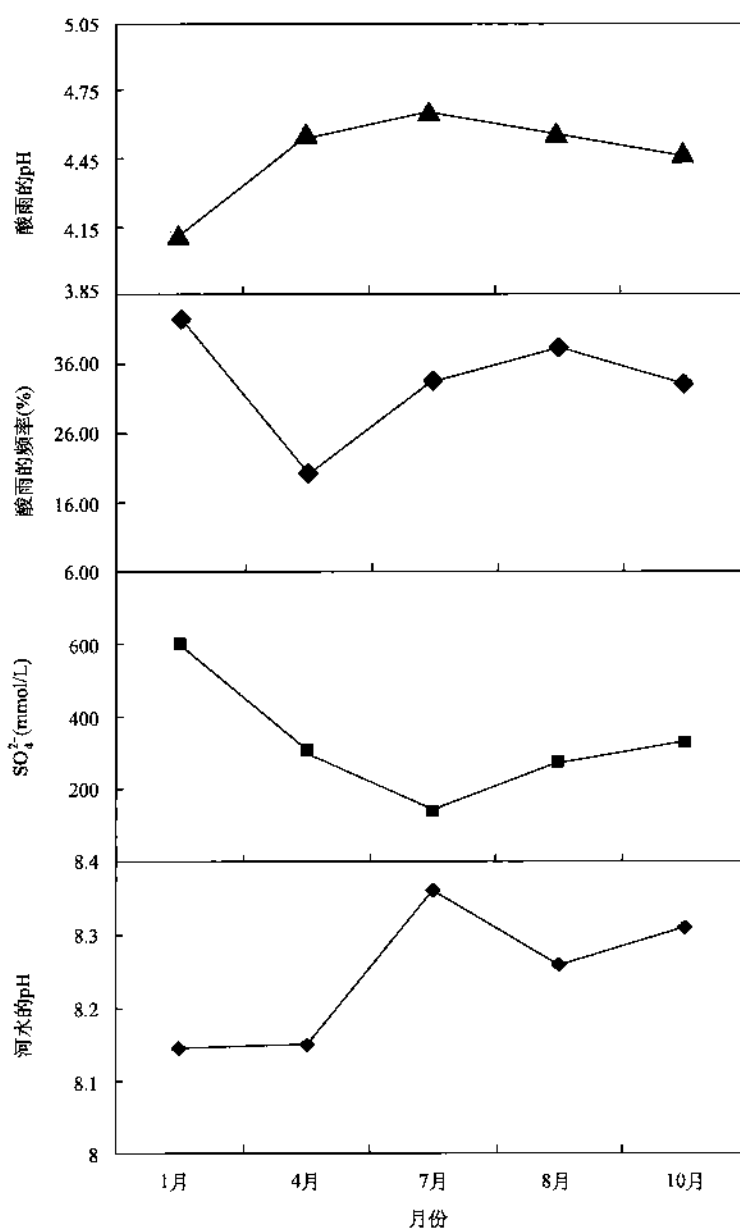


图 4-8 岷江高场站 SO_4^{2-} 和 pH 值与四川省 2001 年酸雨酸度和频率的关系

第五章 黄河河流主要离子地球化学特征

第一节 主要离子地球化学特征

1. 主要离子地球化学 NICB 特征

黄河主要离子地球化学 NICB 指标, 在所分析的 9 件样品中 (图 5-1, 表 5-1), 主要离子均未达到电离平衡, 即河水中尚有未测定的对主要离子电离平衡产生影响的阳离子或有机酸阴离子, 使所有样品 NICB 均落在 ± 0.05 测试精度范围之外, 其中 < -0.05 的有 4 件, 占样品总数量 44%, 最小值 -0.35 ; $> +0.05$ 的有 5 件, 占样品总数量的 56%, 最大值达 $+0.29$ (图 5-2)。

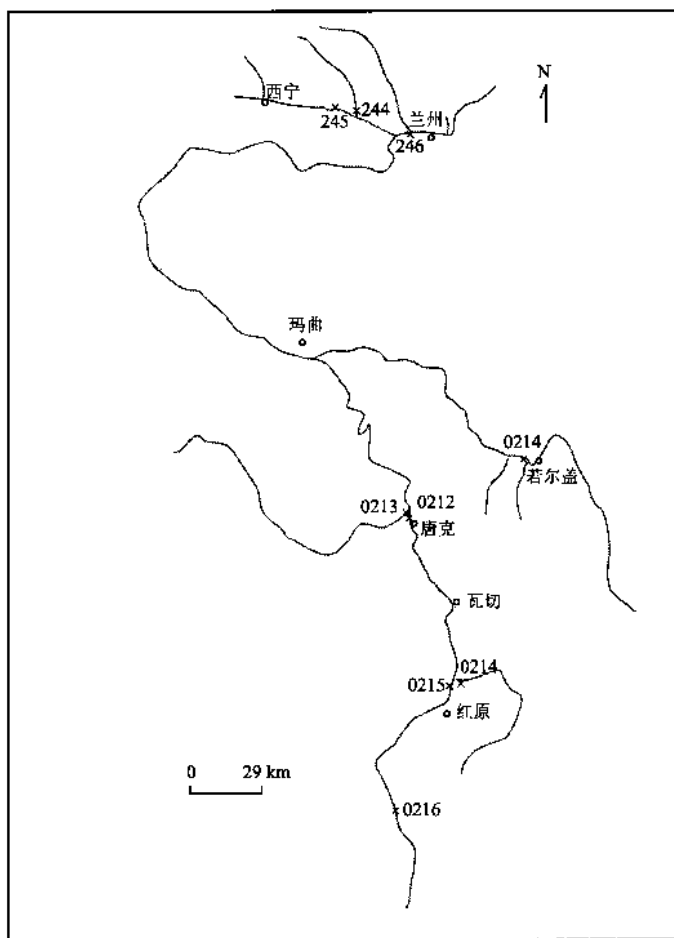


图 5-1 青藏高原东部黄河溶质载荷地球化学样品分布

表 5-1 黄河河水主要离子地球化学样品数据表

样品 编号	取样 时间	水温	pH	电导率 (μS)	K^+ (μM)	Na^+ (μM)	Ca^{2+} (μM)	Mg^{2+} (μM)	Cl^- (μM)	SO_4^{2-} (μM)	HCO_3^- (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
CJ244	2000. 6	18. 3	8. 47	689	30. 3	380. 8	2182	837	491	531	3130	136	3. 9
CJ245	2000. 6	21. 7	8. 2	1301	65. 8	2025. 7	2345	1631	3498	3998	2081	144	19. 2
CJ246	2000. 6	19. 5	8. 33	529	29. 1	1080. 0	1077	785	1134	652	2671	144	8. 2
CJ0211	2002. 5. 17	16. 1	8. 43	149	15. 1	99. 1	600	174	36	86	1108	83	1. 8
CJ0212	2002. 5. 18	14. 6	8. 18	91. 8	10. 6	66. 8	332	105	25	68	1042	96	1. 1
CJ0213	2002. 5. 18	14. 4	8. 77	292	17. 8	651. 5	1208	605	214	86	2671	87	4. 3
CJ0214	2002. 5. 18	14. 7	8. 06	84. 1	9. 6	595. 4	386	90	38	69	978	83	1. 2
CJ0215	2002. 5. 18	16. 5	8. 08	78. 1	9. 1	74. 2	357	93	16	69	1042	91	1. 0
CJ0216	2002. 5. 19	10. 9	7. 94	83	8. 5	51. 6	406	102	11	34	913	68	1. 0

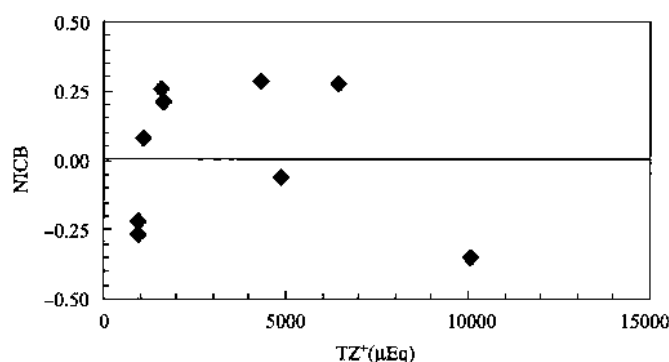


图 5-2 黄河河水主要离子地球化学主要离子 NICB 指标

2. 主要阳离子 TZ^+ 特征

在黄河水系的 9 件样品中 (图 5-2), 除 2 件样品 $\text{TZ}^+ < 1000 \mu\text{Eq}$ 外, 其余均大于 $1000 \mu\text{Eq}$, 最高达 $10044 \mu\text{Eq}$ 。有 7 件样品 $< 5000 \mu\text{Eq}$, 占样品总数的 78%。其中, TZ^+ 介于 $1000 \sim 2000 \mu\text{Eq}$ 之间的有 3 件, 占样品总数 33%, 介于 $4000 \sim 5000 \mu\text{Eq}$ 的有 2 件, 占样品总数的 22%; 介于 $6000 \sim 7000 \mu\text{Eq}$ 的有 1 件, 占样品总数的 11%; $> 10000 \mu\text{Eq}$ 的有 1 件的占 11%。

3. 主要阴阳离子分布特征

在阴离子 $\text{HCO}_3^- - \text{Si} - \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 三角图上 (图 3-4), 除 1 件样品外, 其他均落在 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 范围之内, 个别样品的 $\text{Cl} + \text{SO}_4$ (代表蒸发岩) 相对含量较高, 可达到 70% 以上。总体上, 在阴离子三角图上 (图 3-4), 样品集中分布在 HCO_3^- 端点附近。在阳离子 $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 三角图上, 投点也有向 Ca 集中分布的趋势, 大部分样品落在 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 范围之内, 部分样品中 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 相对含量较高, 可达 60%, 因此, 黄河主要离子水化学总体是富含 HCO_3^- 和 Ca^{2+} , 部分支流中蒸发岩的风化影响较为明显。

第二节 黄河悬浮载荷粘土矿物及 黄河床底载荷砂质矿物特征

1. 黄河悬浮载荷粘土矿物特征

对黄河悬浮载荷粘土矿物的分析,主要鉴定出了3种粘土矿物,即绿泥石、绢云母和伊利石(水云母),其中伊利石和绢云母占绝对优势,达93%(表3-4)。在一定程度上说明流域盆地地表硅酸盐化学风化可能主要处于伊利石(水云母)表层风化阶段,形成了富含阳离子的次生粘土矿物。

2. 黄河床底载荷砂质矿物特征

河流床底载荷砂质矿物特征,反映了地表硅酸盐岩石的风化成熟度。从黄河床底载荷砂质矿物分析来看,矿物成熟度较低,易于风化的长石和碳酸盐矿物含量较高(表3-5和图3-5),一定程度上说明了流域盆地地表硅酸盐岩石的风化程度较低。

第六章 澜沧江河流主要离子地球化学特征

第一节 主要离子地球化学特征

1. 主要离子地球化学 NICB 特征

我们在澜沧江共取了6件样品，其分布图见6-1。河水 NICB 指标特征，见图6-2。在分析的6件样品中（图6-2），有4件样品落在 ± 0.05 测试精度范围之内，占样品总数量的67%；有2件样品， $\text{NICB} < -0.05$ ，占样品总数量33%；最小值为-0.10。说明澜沧江河水主要离子基本处于电离平衡状态。



图6-1 青藏高原东部澜沧江河流溶质载荷地球化学样品分布

表 6-1 澜沧江河水主要离子地球化学样品数据表

样品 编号	取样 时间	水温	pH	电导率 (μS)	K^+ (μM)	Na^+ (μM)	Ca^{2+} (μM)	Mg^{2+} (μM)	Cl^- (μM)	SO_4^{2-} (μM)	HCO_3^- (μM)	Si (μM)	Sr (μM)
CJ217	2000.6	15.6	7.66	366	20.6	423.7	1184	537	530	531	2196	66	5.3
CJ218	2000.6	8.2	7.82	70.8	8.5	31.6	243	112	7	51	626	60	0.3
CJ220	2000.6	13.6	7.61	196.4	9.3	51.3	736	360	35	377	1434	62	1.6
CJ221	2000.6	16.9	7.72	321	17.0	289.5	1103	453	327	480	2212	68	4.5
CJ222	2000.6	16.3	7.99	263	16.8	182.3	1079	537	177	446	2081	60	3.7
CJ223	2000.6	9.4	8.22	243	9.8	41.9	1010	670	12	360	2344	66	2.5

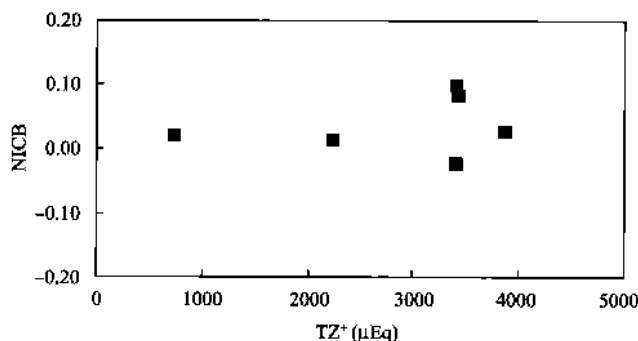


图 6-2 澜沧江河水主要离子地球化学 NICB 指标

2. 主要阳离子 TZ^+

在 6 件样品中 (图 6-2), 有 1 件 $\text{NICB} < 1000 \mu\text{Eq}$, 占样品总数 16%, 有 1 件样品 TZ^+ 介于 $2000 \sim 3000 \mu\text{Eq}$ 之间, 占 16%, 有 4 件样品 TZ^+ 介于 $3000 \sim 4000 \mu\text{Eq}$ 之间, 占 68%。该河水 TZ^+ 可与世界上其他造山带河流进行对比。

3. 主要阴阳离子分布特征 (表 6-1)

在阴离子三角图 (图 3-4) 中, 投点均落入 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ 范围之内。

在阳离子三角图中 (图 3-4), 投点均落入 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 范围之中, 但在阳离子相对含量中, Mg^{2+} 所占比重也较大。

总之, 澜沧江主要离子水化学总体上属于富含 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 。

第二节 澜沧江悬浮载荷粘土矿物及 澜沧江床底荷载砂质矿物特征

1. 澜沧江悬浮载荷粘土矿物特征

在所分析的 2 件样品中 (表 3-4), 澜沧江的悬浮物粘土矿物均未鉴定出蒙脱石, 主要是绢云母和伊利石, 从粘土矿物分析可以看出, 澜沧江流域地表硅酸盐风化也正处于次生粘土矿物伊利石形成的表层风化阶段。

2. 澜沧江床底荷载砂质矿物特征

河流床底砂质矿物分析特征, 见表 3-5 和图 3-5。矿物风化成熟度较低, 一些易于风化的矿物和岩石, 如长石、碳酸盐、基性岩、超基性岩、花岗岩, 在砂质沉积物中得到了保存而且含量较高, 形成了岩屑砂质物沉积。

第七章 长江流域地表化学剥蚀通量、剥蚀速率和大气 CO₂ 净消耗率

第一节 高原东部长江流域地表化学剥蚀通量和剥蚀速率

了解由河流主要离子所代表的流域盆地地表化学剥蚀通量和剥蚀速率,是研究物质在陆地-河流-海洋之间进行地球化学循环的一项重要内容。

研究长江在青藏高原东部流域盆地地表正在发生的化学剥蚀通量和剥蚀速率,无疑对了解整个长江流域地表化学剥蚀作用及对全球陆地-海洋物质循环的研究具有重要意义。

表 7-1 中,用于计算剥蚀通量 (Flux) 的样品,均取自 5 月、6 月份,处于贫水期向丰水期过度的上升水位。用于计算的雅砻江样品,是取自二滩水电站之上,避开了水库对河水元素 (主要是 Si) 的影响。用于计算剥蚀通量的流量数据,雅砻江、金沙江、大渡河和岷江的年流量来自于水文站 2001 年实测资料;河源区沱沱河和楚玛尔河的数据来自于当地水文站多年平均流量。如前所述,在上升水位利用一次取样和年度流量来计算流域盆地化学剥蚀通量与利用连续的时间序列样品和流量计算的剥蚀通量,二者间的误差可控制在 $\pm 20\%$ 。

表 7-1 长江流域地表化学剥蚀通量 (Flux) 和化学剥蚀速率 (CDR)

河流名称	样品编号	流域面积 (km ²)	流量 10 ⁹ m ³ /yr	剥蚀通量 10 ⁶ mol/yr	剥蚀速率 10 ⁶ mol/yr/km ²
雅砻江	CJ0238	108649.3525	48.8808	183621	1.69
金沙江	CJ0235	256343.0323	65.59488	445944	1.74
大渡河	LD0105	58622.37991	26.96328	91843	1.57
岷江	XK0105	22788.34855	13.2242976	42779	1.88
沱沱河	CJ238	16349.68	0.9271584	22924	1.40
楚玛尔河	CJ239	8322.97	0.26395632	19488	2.34

在各个流域盆地中,单位面积上的地表化学剥蚀通量 (即化学剥蚀速率 CDR),以河源区楚玛尔河为最高 ($2.34 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$),最低为沱沱河为 $1.40 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$ 四大支流分别是:雅砻江为 $1.69 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,金沙江 $1.74 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,大渡河为 $1.57 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,岷江为 $1.88 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$ 。长江流域地表化学剥蚀速率可与世界上其他造山带的河流进行对比 (见下述)。

第二节 流域盆地地表化学风化大气 CO₂ 净消耗率

大气 CO₂ 是最为重要的温室气体,强烈影响着全球气候变化。目前,人们已普遍

认为全球新生代气候长期变冷可能就是由于大气 CO_2 浓度逐渐缓慢下降引起的,而全球大气 CO_2 浓度水平在地质时间尺度上 ($>10^6\text{a}$) 又是与全球碳循环密切相关的。在全球碳循环中,大气 CO_2 的源 (Sources of CO_2) (图 1-3), 主要是由火山作用和变质作用释放的 CO_2 ; 大气 CO_2 的净汇 (Net sink of CO_2), 主要是地表硅酸盐岩风化以重碳酸盐形式 (bicarbonate) 消耗摄取的大气 CO_2 。大气 CO_2 汇和源之间的不平衡就会在百万年以上的地质时间尺度上引起气候变化。因此,研究现代流域盆地地表风化消耗的大气 CO_2 净消耗率 (ΦCO_2), 对于研究地质历史中的气候变化和全球碳循环具有重要意义。

利用河水主要离子计算流域盆地地表硅酸盐风化所消耗的大气 CO_2 净消耗率 (ΦCO_2 , mol/yr/km^2) (Net Consumption Rate), 在无 Sr 同位素约束情况下, Edmond 等 (1997) 提出了 3 种方法来粗略估计 ΦCO_2 , 即:

- (1) 当流域内仅有火成岩和变质岩风化时, $\Phi\text{CO}_2 = \Phi\text{TZ}^+$
- (2) 若流域内受到了来源于采矿、造纸等的盐类污染时, $\Phi\text{CO}_2 = \Phi\text{Alk}$
- (3) 在具有石灰岩和白云石等混合岩的流域内, $\Phi\text{CO}_2 = 2\Phi\text{Si}$

如前所述,研究区内各流域河水主要离子均受到了硅酸盐和碳酸盐岩风化作用的共同影响,属于 Edmond 划分的第三种情形。因此我们采用 $\Phi\text{CO}_2 = 2\Phi\text{Si}$ 对高原东部长江流域的 ΦCO_2 进行了估算 (表 7-2)。需要说明的是,长江流域从江源到高原东缘都不同程度地发育有沼泽、湖泊、水库,这些静止水体通过硅藻的形成摄取河水中的硅从而降低了河水 Si 的含量,因此,利用河水 Si 来估计 ΦCO_2 , 应当是流域盆地 ΦCO_2 的下限。

表 7-2 长江各流域盆地 ΦCO_2 计算

河流名称	样品编号	流域面积 (km^2)	流量 ($10^9\text{m}^3/\text{年}$)	Si (μM)	单位面积硅通量 (10^3mol/yr/km^2)	ΦCO_2 (10^3mol/yr/km^2)
雅砻江	CJ0238	108649.3525	48.8808	77.4	34.82	69.64
金沙江	CJ0235	256343.0323	65.59488	86.7	22.19	44.38
大渡河	LD0105	58622.37991	26.96328	110.7	50.91	101.81
岷江	XK0105	22788.34855	13.2242976	70.6	40.95	81.90
沱沱河	CJ238	16349.68	0.9271584	193.1	10.95	21.90
楚玛尔河	CJ239	8322.97	0.26395632	119.0	3.77	7.55

对各流域盆地 ΦCO_2 估算结果表明 (表 7-2), 以大渡河为最高 ($101.81 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$), 楚玛尔河最低为 $7.55 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$ 。其他河流, 金沙江为 $44.38 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$, 雅砻江为 $69.64 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$, 岷江为 $81.90 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$, 沱沱河为 $21.90 \times 10^3\text{mol/yr/km}^2$ 。

长江各流域 ΦCO_2 与世界上其他造山带河流对比表明 (表 7-3 和图 7-1), 它可与位于北极、亚北极造山带河流, 如流经北美诺基山脉马更些河 (Mackenzie) 和东西伯利亚地区流经 Verkhoysansk 和 cherskiy 造山带的河流 (勒拿河等) 进行对比, 但比北极、亚北极造山带育空河 (Yukon)、弗雷泽河 (Frazer) 和热带地区流经安第斯山脉的亚马逊河 (Amazon) 和奥里诺科河 (Orinoco) 的 ΦCO_2 低约一个数量级。

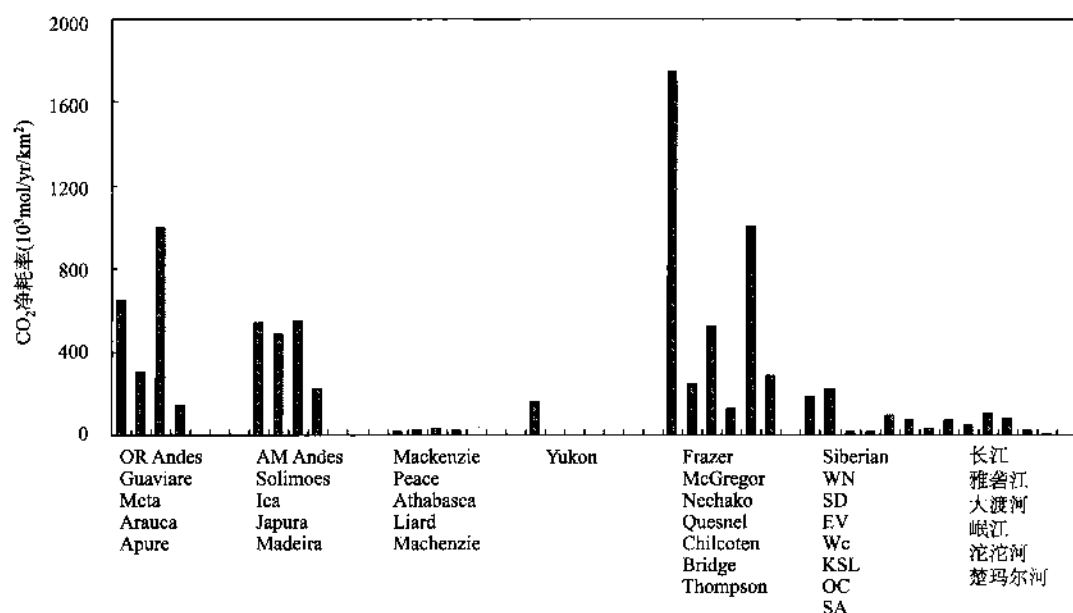


图 7-1 长江流域 ΦCO_2 与世界造山带河流的对比

表 7-3 青藏高原长江与世界其他造山带河流 CDR 和 ΦCO_2 的对比

河流名称	地理纬度	构造性质	CDR (10^5 mol/yr/km^2)	ΦCO_2 (10^3 mol/yr/km^2)	资料来源
马更些河 (Mackenzie)	亚北极 (大于 60°)	科迪勒拉山系 (诺基山脉)	0.66 ~ 0.85	19 ~ 30	Edmond 等 (1996, 1997) Youngsook 等 (1998)
育空河 (Yukon)	亚北极 (大于 60°)	科迪勒拉山系 (诺基山脉)	1.6	161	
勒拿等河流 (Lena 等)	亚北极 (大于 60°)	东西伯利亚碰撞/增生造山带 (Verkhoyansk 和 Cherskiy 山脉)	0.04 ~ 0.39	18 ~ 230	
弗雷泽河 (Frazer)	北纬大于 50°	科迪勒拉山系 (诺基山脉)	0.24 ~ 2.9	128 ~ 1750	
亚马逊河	热带 10°	科迪勒拉山系 (安第斯山脉)	0.59 ~ 4.1	219 ~ 551	
奥里诺科河 (Orinico)	热带 10°	科迪勒拉山系 (安第斯山脉)	0.96 ~ 1.6	143 ~ 1000	本次研究
金沙江 (含源区)	中纬度 $30^\circ \sim 35^\circ$	碰撞造山带	1.74	44.38	
雅砻江		碰撞造山带	1.69	69.64	
大渡河		前陆造山带	1.57	101.81	
岷江		前陆带	1.88	81.90	
沱沱河		前陆带	1.37	21.90	
楚玛尔河		前陆造山带	2.32	7.55	

第八章 长江流域地表化学剥蚀速率(CDR)的主要控制因素

第一节 国际上关于 CDR 主控因素的几种认识

目前,人们已普遍认为影响流域盆地地表化学剥蚀速率(CDR)的因素较多,有地形、气候、岩性、构造作用、生物作用等,但关于影响 CDR 的主要控制因素则有不同认识,归纳起来有以下几种认识:

(1) Walker 等(1981)认为地球温度的升高将会提高大气中水的饱和蒸汽压,由此提高了从陆地到海洋的径流量。而大气温度增高本身也促进了地表风化作用。因此,在 Walker 等人看来,大气温度应是控制 CDR 的主控因素,这也是其“衡温器”假说的理论基础。同时,White 和 Blum(1995)也认为大气的温度和降雨因素比地形和机械侵蚀对 CDR 的影响更为强烈。

(2) 以 Raymo 为代表的一些科学家认为构造抬升和地形起伏应是控制地表 CDR 的主要因素,这也是它们提出的“构造抬升—气候”理论的核心内容。Summerfield 等也认为地表 CDR 主要是受地形起伏的影响而不是气候。

(3) Edmond 等人认为地表 CDR 主要是受岩性和地形变化控制,受气候(主要指温度/径流)的影响很小。Huh 等也认为岩性和机械剥蚀促使地表新鲜岩石不断暴露应是控制地表 CDR 的主要因素。

第二节 青藏高原东部长江流域地表 CDR 的主要控制因素

高原东部长江流域地处北半球中纬度地区,其地表 CDR 与世界其他纬度造山带(北极/亚北极、热带)的 CDR 对比表明(表 7-3 和图 8-1),长江的 CDR 高于东西伯利亚北极/亚北极河流约一个数量级,但可与同处北极/亚北极的北美地区流经诺基山脉的河流(马更些河、育空河和弗雷泽河)对比,处于其 CDR 范围的高端,同时,长江流域 CDR 也可与热带/亚热带河流(亚马逊河和奥里诺科河)对比。由此,就从地球纬度梯度的对比上,排除了气候(主要是温度)是长江流域地表 CDR 主控因素的可能性。

为进一步揭示长江流域地表 CDR 的主控因素,我们对长江河源区与岷江流域进行了地质地理的对比(表 8-1)。从表中,我们可以看到,长江河源区在构造地形上地处高原腹地,大部分地形起伏较小,表现为小起伏高山宽谷盆地,气候为高原亚寒带亚干旱,年降水量约 100 mm;相比之下,岷江流域在地形上为深切割—中等切割的山脉地区,气候具有高原亚温带湿润特征,年降水量大于 400 mm。然而,二者地表 CDR 却大致相同,完全可以对比。其原因就在于长江河源区有较多的碳酸盐岩和蒸发岩分布,同时由于河源区广大地面为冰缘作用地区,寒冻风化作用极为强烈,几乎可与北极/亚

北极地区相比。而寒冻作用在促使新鲜岩石表面不断的暴露方面有着巨大的效力（Huh 等, 1998a, 1998b）。

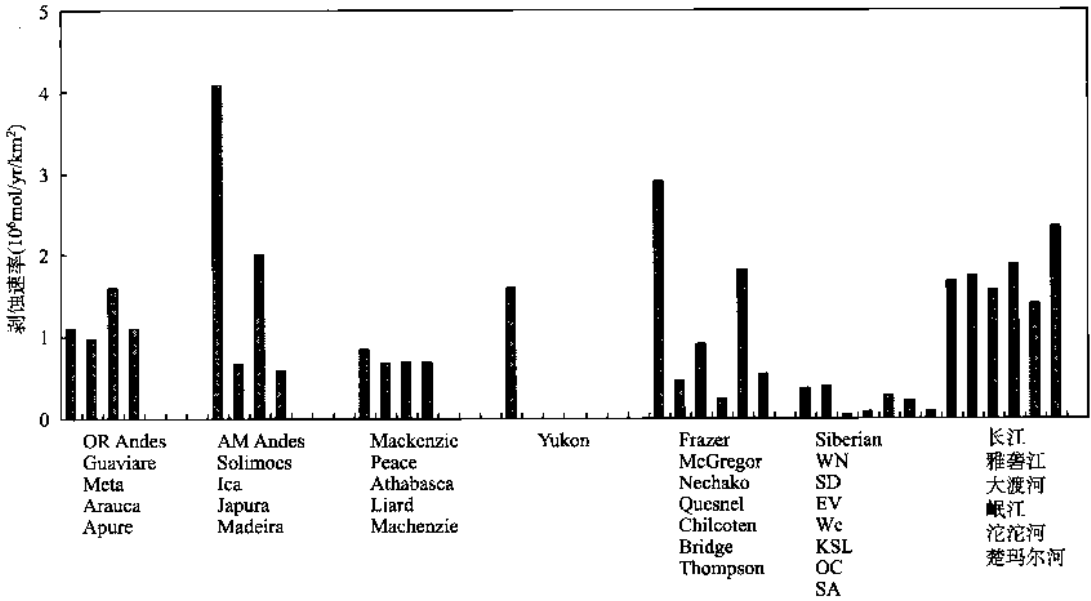


图 8-1 长江各流域 CDR 与世界其他造山带河流的对比

表 8-1 长江河源区与岷江流域地质地理气候对比

地质地理因素	长江河源区	岷江流域
构造地形	为高原腹地。主要地形为小起伏高山宽谷盆地，次为中小起伏高山谷地，零星地形为丘状高原湖盆地和极大起伏极高山区	为山地区包括深切中山和中等切割低山
气候	高原亚寒带亚干旱	高原亚温带湿润
岩性	灰岩夹蒸发岩（石膏）和陆屑岩，少量火成岩。	浅变质陆屑岩为主，次为火成岩，少量碳酸盐岩
CDR	1.37 ~ 2.32 mol/yr/km ²	1.88 mol/yr/km ²

地形和气候资料来源：①《中国自然地理图集》（1998）；②《中华人民共和国地图集》（1994）；③《青海可可西里地区自然环境》（李炳元等，1996）。

岩石新鲜面的不断暴露对于化学风化能力的提高已得到实验和野外研究的证实。Blum 指出在岩石刚暴露时化学风化速率非常迅速，然后就呈指数衰减并在初始暴露 10⁵a 后其化学风化速率就已进行得非常缓慢了。因此，在主体地形起伏较小的河源地区，由于冰冻作用将新鲜岩石不断暴露于地表，这对于提高地表化学风化速率就显得尤为重要。

从上述分析，我们不难看出，高原东部河流地表 CDR 的主要控制因素应是地表分布的岩性和促使岩石新鲜面不断暴露于地表的机械风化作用（包括寒冻风化）。

第三节 高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候的关系

高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候的关系，如图 8-2 所示。

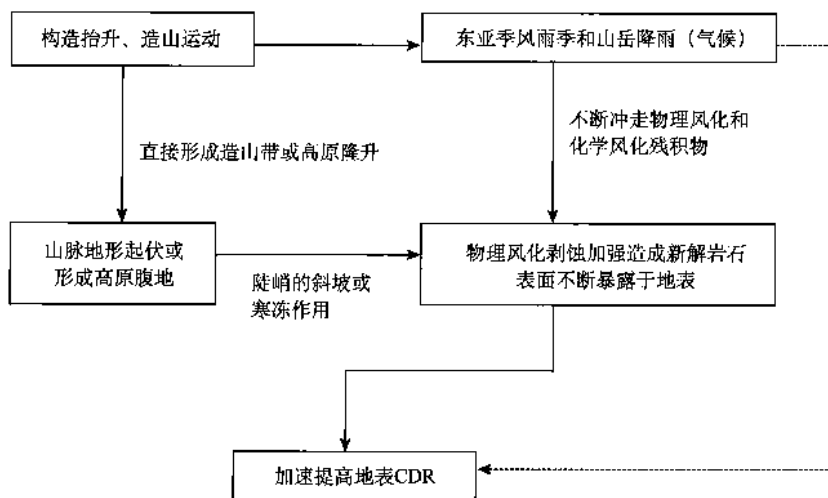


图 8-2 青藏高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候关系示意图

图中实线表示直接影响，虚线表示间接影响

高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候的关系，表现为构造造成了地形起伏，而地形起伏引起的陡坡和寒冻作用，加之降雨又不断的冲走了由物理和化学风化产生的残积物，促使地表岩石的新鲜面不断暴露于地表遭受风化。

另外，长江各支流流域在高原东部的 CDR (表 7-3)，高于长江在武汉所代表的流域盆地 CDR (为 $85\text{t}/\text{km}^2/\text{yr}$, Hu 等, 1982)，也说明了构造地形对 CDR 的影响。

结 束 语

本研究通过对青藏高原东部长江、澜沧江、黄河河流地球化学和对岷江、大渡河河水溶质载荷主要离子为期一年的月度监测数据的分析研究,较为系统的获得了一批青藏高原东部长江、黄河和澜沧江河流地球化学、陆地风化数据,在许多方面取得了重要进展。

主要研究进展包括:

1. 溶质载荷主要离子特征

(1) 河水主要离子 NICB 指数反映了河水中主要阴、阳离子间的电离平衡。在对长江所分析的 44 件样品中,有 14 件样品 NICB 指数落在了测试精度允许的标准范围 ± 0.05 之内,占样品总数的 32%。而多数样品反映出河水中阴 (TZ^-)、阳 (TZ^+) 离子电离是不平衡的,青藏高原长江水化学 NICB 指数 < -0.05 的样品较多,共有 21 件,占样品总数的 48%,其中 NICB 最高为 -0.58 (长江源区,样品 CJ239, TZ^+ 为 $51299.9\mu\text{Eq}$); 有 9 件样品 $NICB > +0.05$, 占样品总数的 20%, NICB 最高值为 $+0.40$ (大渡河 CJ0217 TZ^+ 为 $2696\mu\text{Eq}$)。在黄河所分析的 9 件样品中,所有样品 NICB 均落在 ± 0.05 测试精度范围之外,主要离子均未达到电离平衡;但在澜沧江所分析的 6 件样品中,有 4 件样品落在 ± 0.05 测试精度范围之内,说明澜沧江河水主要离子基本处于电离平衡状态。

(2) 主要阳离子 TZ^+ 特征

长江水系 TZ^+ 主要介于 $2000 \sim 3000\mu\text{Eq}$ 之间,其次为 $1000 \sim 2000\mu\text{Eq}$,两者共占样品总数的 66%; 样品中 $TZ^+ < 5000\mu\text{Eq}$, 有 42 件,占 95%。黄河样品中除 2 件 $TZ^+ < 1000\mu\text{Eq}$ 外,其余均大于 $1000\mu\text{Eq}$,最高达 $10044\mu\text{Eq}$,但通常 $< 5000\mu\text{Eq}$; 澜沧江主要阳离子 TZ^+ 在 6 件样品中,有 1 件 $< 1000\mu\text{Eq}$,有 5 件样品 TZ^+ 介于 $2000 \sim 4000\mu\text{Eq}$ 之间。总体上,高原东部长江水系 TZ^+ 可以与世界上其他造山带相比较,如南美安第斯山的 Orinoco 河 TZ^+ 多数 $< 3000\mu\text{Eq}$; 北美科迪勒拉山系的 Mackenzie 和 Yukon 河, TZ^+ 通常 $< 6000\mu\text{Eq}$ (Youngsook 等, 1998); 在东西伯利亚流经 Verkhoyansk 和 Cherskiy 造山带的河流, TZ^+ 通常 $< 1300\mu\text{Eq}$, 少数高达 $3100\mu\text{Eq}$ 。

2. 流域盆地地表岩石风化

(1) 长江、黄河和澜沧江河水主要离子特征与地表岩性的特征一致。长江、黄河和澜沧江以富含 HCO_3^- (即 $\text{HCO}_3^- > \text{Si} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) 和 Ca^{2+} (即 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$) 为特征,河水主要离子由流域盆地碳酸盐岩的风化所控制,沱沱河、楚玛尔河和黄河个别支流受蒸发岩的影响较明显。岷江和大渡河处于方解石过饱和状态。

(2) Si 、 Si/TZ^+ 、 $\text{Si}/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 和 Si/K^+ 以及 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TZ}^+$ 等指标和河流悬浮载荷粘土矿物以及土壤粘土矿物的特征均表明,长江流域盆地地表硅酸盐岩的风化还是浅表层次的 (Superficial weathering), 总体上可能正处于水云母形成阶段,部分可能已达蒙脱石形成阶段,局部可到高岭石形成阶段。长江各次级河流中由硅酸盐风化降解对河水中

阳离子的贡献并不明显,即河水中主要离子应是由地表碳酸盐岩(含蒸发岩)的风化贡献的。在岷江、大渡河和雅砻江河流中,由硅酸盐风化降解对河水中阳离子的贡献度是从岷江→大渡河→雅砻江逐渐增大的。

(3) 河流床底载荷砂质矿物的特征研究表明,河流床底载荷砂质物主要是不成熟沙。长江床底砂质沉积物主要为岩屑砂岩,少量为长石岩屑砂岩。矿物成分成熟度低,长石和岩屑含量较高,而且岩屑含量普遍高于长石。黄河和澜沧江砂质矿物成熟度较低,一些易于风化的矿物和岩石,在砂质沉积物中得到了保存而且含量较高,形成了岩屑砂质物。

3. 岷江和大渡河 2001 年月度监测数据特征

(1) 主要阳离子浓度存在着如下关系,即: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ 。河水 K^+ 、 Na^+ 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 表现出随着流量增加,存在着离子浓度基本以 $y = ax^{-b}$ (a 为常数, $0 < b < 1$) 形式降低的趋势,但 Ca^{2+} 、 Si 与流量之间并无明显的相关性。

(2) 河流化学剥蚀通量有随着流量增大而增加的趋势,与之相对照,机械(物理)剥蚀通量与流量的相关性不是太显著。流域盆地地表风化为搬运有限型(transport-limited regimes)。在降雨强烈冲刷情况下,流域盆地化学剥蚀存在着滞后于机械剥蚀的现象;在无强降水冲刷的情况下,流域盆地化学剥蚀通量与机械(物理)剥蚀通量之间存在着较为明显的相关性(R^2 达到 0.7441)。

(3) 对大河流在上升或下降水位期一次性取样获得的化学风化通量的相对误差(relative uncertainty)在 $\pm 20\%$ 以内。

(4) 通过下游高场目标监测站与上游背景监测站主要阳离子浓度在时空上的对比分析,揭示出岷江的 Cl^- 、 SO_4^{2-} 和 Ca^{2+} 已受到了人类活动较为显著的影响。酸雨、生活与工业废水和化工厂使用的富含钙的物质是其可能的污染源。

4. 高原东部长江流域地表化学剥蚀速率和大气 CO_2 净消耗率

(1) 地表化学剥蚀在单位面积上的剥蚀通量,即为化学剥蚀速率(CDR)。在长江各个流域盆地中,以河源区楚玛尔河为最高($2.34 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$),最低为沱沱河 $1.40 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$ 。四大支流分别是:雅砻江 $1.69 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,金沙江 $1.74 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,大渡河 $1.57 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$,岷江 $1.88 \times 10^6 \text{ mol/yr/km}^2$ 。其地表化学剥蚀速率可与世界上其他造山带的河流进行对比。

(2) 盆地流域地表硅酸盐岩风化所消耗的大气 CO_2 净消耗率(ΦCO_2)。对各流域盆地 ΦCO_2 估算结果表明,以大渡河为最高($101.81 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$),楚玛尔河最低为 $7.55 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$,其他河流,金沙江为 $44.38 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$,雅砻江为 $69.64 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$,岷江为 $81.90 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$,沱沱河为 $21.90 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$ 。它可与流经北美诺基山脉马更些河(Mackenzie)和东西伯利亚地区流经 Verkhoyansk 和 cherskiy 造山带的河流(勒拿河等)进行对比,但比北极、亚北极造山带育空河(Yukon)、弗雷泽河(Frazer)和热带地区流经安第斯山脉的亚马逊河(Amazon)和奥里诺科河(Orinoco)的 ΦCO_2 低约一个数量级。

5. 高原东部长江流域地表化学剥蚀速率(CDR)与构造、气候的关系

(1) 长江流域地表 CDR 的主要控制因素是地表分布的岩性和促使地表岩石的新鲜面

不断暴露于地表的机械风化作用（包括高原寒冻风化）。

（2）高原东部长江流域地表 CDR 与构造、气候的关系，表现为构造造成了地形起伏，而地形起伏引起的陡坡和寒冻作用，加之降雨不断冲走物理和化学风化产生的残积物，由此进一步促使地表岩石的新鲜面不断暴露于地表遭受风化。

本书研究成果为人们进一步研究青藏高原隆升、陆地风化与气候变化积累了重要数据，同时，亦为开展河流环境保护提供了科学依据。由于青藏高原隆升及环境效应，既是涉及多学科交叉的前缘性科学课题，也是政府和社会公众关注的热点，因此，要最终揭示这一科学问题，为人类社会服务，还需要人们做出不懈的努力。

附录

取样过程、样品处理和样品分析

一、取样过程

1. 取样点的选取

根据水系的分布,结合地质环境背景,主要考虑岩性的特征,选取水系较大的河流,尽量在河口上下取样,并且取样点应选在河流的直道上,还要考虑和尽量回避河道上人为工程的影响,如水库、水坝等水利设施,因为这些设施都会给河流的流速和一些元素带来一定的影响,从而影响河水中部分元素的自然含量。

2. 取样过程

野外取样时,先用河水冲洗 1 L 的取样瓶及瓶盖各三次,然后用取样瓶直接取水样。

二、水样的处理

在野外采取的水样通常需在 24 小时之内进行过滤处理,以备后期的室内分析测试,其具体过滤方式为:

用 $0.45\ \mu\text{m}$ 的滤纸进行抽滤,将水样分别过滤两份:一份体积为 250 mL,贮备在聚乙烯瓶中,以备分析 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 K^{+} 、 Na^{+} 、 Sr 、 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} 、碱度等项目;另一份为 10 mL,贮备在聚乙烯瓶中,加入 1 mL 1:1 HCl,用于测 Si。

三、样品分析

我们对每份水样都进行了以下测试:pH 值、电导率、 K^{+} 、 Na^{+} 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、Si、Sr、碱度,具体分析方法如下:

1. pH 值和电导率

测量水样的 pH 值采用 BECKMAN 公司的 $\Phi 255$ pH 计,测定范围为 0~16pH,精度为 $\pm 0.01\text{pH}$ 。测量电导率采用 CORNING 公司的 316 电导率仪,测定范围为 0.00~199.9 mS,精度为 0.5%。

这两项分析通常在野外现场进行,用 pH 计和电导率仪进行测试,只需将仪器探头直接放入河水中,启动仪器,待读数稳定后,记录下来即可。

2. K^{+} 、 Na^{+}

采用火焰原子吸收分光光度法,使用日本日立公司的 Z-5000 型原子吸收仪。测试条件分别为:

K^{+} :灯电流 10.0 mA,吸收线波长 766.5 nm,狭缝宽度 1.3 nm,空气流量 1.60 kg/cm²,乙炔流量 0.30 kg/cm²,光轴高度 7.5 cm,检测限为 0.01 mg/L。

Na^{+} :灯电流 10.0 mA,吸收线波长 589.0 nm,狭缝宽度 0.4 nm,空气流量 1.60 kg/cm²,乙炔流量 0.25 kg/cm²,光轴高度 7.5 cm,检测限为 0.01 mg/L。

分取已过滤的水样 5 mL 于 50 mL 容量瓶中,加入 1 mL 1:1 HCl 溶液,定容上机分别

测定 K^+ 、 Na^+ 的含量。

3. Ca^{2+} 、 Mg^{2+}

采用火焰原子吸收分光光度法,使用日立公司的 Z-5000 型原子吸收仪。测试条件分别为:

Ca^{2+} : 灯电流 3.8 mA, 吸收线波长 422.7 nm, 狭缝宽度 1.3 nm, 空气流量 1.60 kg/cm², 乙炔流量 0.30 kg/cm², 光轴高度 12.5 cm, 检测限为 0.01mg/L。

Mg^{2+} : 灯电流 7.5 mA, 吸收线波长 285.2 nm, 狭缝宽度 1.3 nm, 空气流量 1.60 kg/cm², 乙炔流量 0.20 kg/cm², 光轴高度 7.5 cm, 检测限为 0.01mg/L。

分取已过滤的水样 5mL 于 50mL 容量瓶中,加入 2mL 1:1HCl 和 1.25 mL 20% $SrCl_2$ 溶液,定容上机分别测定 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的含量。

4. Si

采用硅钼蓝分光光度法进行测定,仪器为香港天美公司 UV-VIS8500 型紫外可见分光光度计,吸收线波长 750 nm,最低检测浓度为 0.1mg/L。

分取已过滤的水样 5 mL 于 100 mL 容量瓶中,加入 0.5mol/L 硫酸 4 mL,用蒸馏水稀释至约 45 mL,加 6% 钼酸铵溶液 5 mL,用蒸馏水稀释至刻度,摇匀,放置 30 分钟后上机测定 Si 含量。

5. Cl^-

采用硝酸银容量法进行测试,最低检测浓度为 0.1mg/L。

吸取已过滤的水样 50 mL 于 250 mL 三角瓶中,加入 10% 铬酸钾溶液 10 滴,在不断振摇下用硝酸银标准溶液滴定测试 Cl^- 浓度含量。

6. SO_4^{2-}

采用硫酸钡比浊法,仪器为香港天美公司 UV-VIS8500 型紫外可见分光光度计,波长 420 nm,最低检测为 0.05 mg,若取 50 mL 水样测定,最低检测浓度为 1 mg/L。

取水样 50 mL 于 100 mL 烧杯中,加入混合稳定剂 2.5 mL 和 0.2 g 氯化钡,上机测定 SO_4^{2-} 含量。

7. Sr

采用火焰原子发射分光光度法,使用日本日立公司的 Z-5000 型原子吸收仪。测试条件分别为:

吸收线波长 460.7 nm,狭缝宽度 0.2 nm,空气流量 1.60 kg/cm²,乙炔流量 0.30 kg/cm²,光轴高度 7.5 cm,检测限为 5 μ g/L。

分取已过滤的水样 20 mL 于 25 mL 容量瓶中,根据样品中钾、钠含量,补加氯化钾溶液和氯化钠溶液,使试样中分别含有钾 300 mg/L 和钠 1000 mg/L。加入 1 mL 钼盐溶液 (25 mg/La/mL),定容上机测定 Sr 的含量。

The Fluvial Geochemistry of the Rivers in eastern Qinghai-Xizang Plateau

Qin Jianhua, Du Gu, Ran Jing

The Changjiang river, Yellow river and Mekong river, the rare pristine rivers remaining in the middle latitude in the world, rise in the eastern Qinghai-xizang plateau and flow through the high mountains and deep gorges. Sampling in the rising stage, this paper studies the characteristics of the dissolved major ion geochemistry, especially stressing to study the Changjiang. The four monitoring stations are established in the upper reach and outlet in the Minjiang and Daduhe rivers, a major headwater tributary of Changjiang. The dissolved major element composition and the anthropogenic impact was determined through sampling in a monthly time series throughout 2001 year.

Through sampling of the rivers and the rocks (the river samples including the dissolved loads, suspended loads and bed loads) and the comprehensive knowledge of the multi-disciplines, such as sedimentology, geochemistry, environmental chemistry and water chemistry, in combination with the characteristics of the geology, soil and climates of the drainage basins, this paper has made a detailed research on the data and comparison with the global data.

The data discloses, that the Changjiang river, Yellow river and Mekong river are abundant with the HCO_3^- , the dissolved major ions of which are dominated by weathering of the carbonate in the drainage basins, with Tuotuohe river, Qumarhe river, the source water of the Changjiang river and a few of the tributaries of the Yellow river obviously impacted by the evaporate and with the Minjiang river and Daduhe river, the head tributaries of the Changjiang in calcite super saturation. The TZ^+ of the Changjiang river might be correlated with the other orogenic belts in the world, e. g. Orinoco river in the south America Andes mountain, Mackenize river, Yukon river in the north American Rocky mountain and the eastern Siberian rivers draining Verkhoyansk and Cherskiy orogenic belts. The index of the Si , Si/TZ^{+*} , $\text{Si}/\text{Na}^+ + \text{K}^+$ etc of the dissolved loads and the clay mineral in the bed loads, indicate that the continental silicate weathering in Changjiang drainage is generally in the superficial weathering stage, i. e. in the illite-hydromica stage. Contribution to the major cations by the silicate weathering in the head tributaries of Changjiang is gradually increasing from of the Minjiang, Daduhe to Yalongjiang rivers.

The monthly time series measurements throughout 2001 year at monitoring stations in Minjiang and Daduhe river indicate, that the ion concentrations of K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Sr decrease with increasing of discharge. This is best fit to equation, $y = ax^{-b}$

(a , constant coefficient, $0 < b < 1$), except for the Ca^{2+} and Si, which do not have obvious correlation with the discharge, and that the physical weathering flux does exist a intense relationship (R^2 up to 0.7441) with the chemical weathering flux under the condition of no intense rainfall within the drainage basin. The chemical weathering is transportation-limited regime in the Minjiang drainage. The common extrapolation using annual average discharge and spot sampling of dissolved and suspended material during rising or falling stage can reasonably estimate chemical fluxes to $\pm 20\%$ but seriously underestimate the physical flux. Sampling the peak flash flow is critical for the suspended particulate material. Concentrations of Cl^- , SO_4^{2-} and Ca are significantly elevated as the river debouches onto the populated Sichuan Basin.

This paper calculates the chemical denudation rates and the net atmospheric CO_2 consumption rates (ΦCO_2) in the eastern Plateau Changjiang drainage basin. The calculation result of the chemical denudation rates is as follows: Yalongjiang river is $1.69 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$, Jinshajiang river $1.74 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$, Daduhe river $1.57 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$, Minjiang river, Qumarhe river $2.32 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$, Tuotuohe river $1.37 \times 10^3 \text{ mol/yr/km}^2$, which could correlate with the river draining the other orogenic belt in the world. The calculation result of the net atmospheric CO_2 consumption rates (ΦCO_2) consumed by silicate weathering is, that Daduhe river is the highest, $101.81 \text{ mol/yr/km}^2$, Qumarhe river is the lowest, 7.55 mol/yr/km^2 , which could correlate with Mackenzie river draining the north American Rocky mountain and the eastern Siberian rivers (such as Lena etc) draining Verkhoyansk and Cherskiy orogenic belts.

Besides, this paper studies the relationship between the chemical denudation rates and tectonics, climate, and the primary controlling factor of the chemical denudation rates in the Changjiang drainage.

参考文献

- 陈静生, 李远辉等. 1984. 我国河流的物理与化学侵蚀作用. 科学通报, 15: 32~936
- 陈静生, 夏星辉等. 1999. 长江、黄河、松花江的 60~90 年代水质变化趋势与社会经济发展的关系. 环境科学学报, 19: 500~505
- 陈骏, 杨杰东, 李春雷. 2001. 大陆风化与全球气候变化. 地球科学进展, 16 (3): 399~405
- 黄秉维等. 2000. 现代自然地理. 北京: 科学出版社
- 黄思静, 石河等. 2001. 锶同位素地层学进展. 地球科学进展, 16 (2): 194~198
- 李炳元等. 1996. 青海可可西里地区自然环境. 北京: 科学出版社
- 李春雷, 陈骏, 季峻峰. 1999. 青藏高原的隆起与海洋锶同位素组成的演化. 地球科学进展, 14 (6): 582~588
- 李晶莹, 张经. 2002. 流域盆地的风化作用与全球气候变化. 地球科学进展, 17 (3): 411~419
- 刘宝珊. 1982. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社
- 洛桑, 灵智多杰 主编. 1996. 青藏高原环境与发展概论. 北京: 中国藏学出版社
- 马英军, 刘从强. 1998. 地表风化系统中的 Sr 同位素地球化学. 矿物学报, 18 (3): 350~357
- 潘桂棠等. 1990. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社
- 秦建华等. 2000. 新生代构造抬升对地表化学风化和全球气候变化的影响. 地学前缘, 7 (2): 517~525
- 秦建华等. 2002. 新生代气候变化与陆地硅酸盐岩风化和海洋 Sr 同位素研究. 矿物岩石, 22: 31~35
- 屈萃辉等. 1984. 黄河、长江、珠江下游控制站悬浮物的化学成分及其制约因素的研究. 科学通报, (17)
- 全国土壤普查办公室. 1998. 中国土壤. 北京: 中国农业出版社
- 四川省环境保护局. 2002. 四川省 2001 年环境质量报告
- 王明星. 1999. 大气化学. 北京: 气象出版社
- 王明业. 1988. 中国的山地. 成都: 四川科学技术出版社
- 夏星辉, 张利田等. 2000. 岩性和气候条件对长江水系河水主要离子化学的影响. 北京大学学报 (自然科学版), 36: 246~252
- 肖序常, 王军. 1998. 青藏高原构造演化及隆升的简要评述. 地质论评, 44 (47): 372~379
- 杨守业等. 1999. 长江与黄河现代表层沉积物元素组成及其示踪作用. 自然科学进展, (10)
- 袁道先. 1997. 现代岩溶学 and 全球变化研究. 地学前缘, 4 (12): 17~25
- 袁道先. 1999. 岩溶作用与碳循环研究进展. 地球科学进展, 14 (5): 425~431
- 赵继吕, 耿冬青等. 2003. 长江河源区的河水主要元素与 Sr 同位素来源. 水文地质与工程地质 2: 89~93
- 中国地图出版社编. 1998. 中国自然地理图集 (高等学校教学参考用). 北京: 中国地图出版社
- 《中华人民共和国地图集》编委会. 1994. 中华人民共和国地图集. 北京: 中国地图出版社
- 朱炳海. 1962. 中国气候. 北京: 科学出版社
- Berner R A, Berner E K. 1997. Silicate weathering and climate [A]. Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 354~364
- Berner R A. 1994. GEOCARBON II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. American Journal Science, 294, 56~91
- Berner R A. et al. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. American Journal of Science, 283: 641~683
- Blum J D. 1997. The effect of Late Cenozoic glaciation and tectonic uplift on silicate weathering rates and the marine ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record [A]. Ruddiman W F, ed. Tectonic Uplift and Climate Change [M]. New York: Plenum Press, 260~286
- Bluth G J S, Kump L R. 1994. Lithologic and climatologic controls of river chemistry. Geochim et Cosmo Acta, 58: 2341~2355
- Chen J, Wang F, et al. 2002. Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River). Chemical Geology, 187: 231~255
- Clark M K, Schoenbohm I. M., Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, et al. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large scale drainage patterns. Tectonics, 23, doi: 10.1029/2002TC001402
- Copeland P. 1997. The when and where of the growth of the Himalayan and the Tibetan plateau [A]. Ruddiman W F,

- ed. *Tectonic Uplift and Climate Change* [M]. New York: Plenum Press, 20 ~ 36
- Edmond J M, et al. 1997. Chemical weathering yields from basement and orogenic terrains in hot and cold climate [A]. in Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Press, 329 ~ 351
- Edmond J M, Palmer M R, et al. 1995. The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana shield in Venezuela, Colombia and Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 3301 ~ 3325
- Edmond J M, Palmer M R, et al. 1996. Fluvial geochemistry of the eastern slope of the northeastern Andes and its foredeep in the drainage of the Orinoco in Colombia and Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60: 2949 ~ 2976
- Feth J H. 1971. Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 172, 870 ~ 872
- Garrels, Mackenzie. 1971. *Evolution of sedimentary rocks*, W. W. Norton and Co., New York, 397
- Holland H D. 1978. *The chemistry of the atmosphere and oceans*. Wiley
- Hu Ming-hui, Stallard R F, and Edmond J M. 1982. Major ion chemistry of some large Chinese rivers *Nature*, 298: 550 ~ 553
- Huh Y, Edmond J M. 1998. On the interpretation of the oceanic variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as recorded in marine limestone. *Earth Planet Sci*, 107: 293 ~ 305
- Huh Y, Edmond J M. 1999. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: III. Tributaries of the Lena and Anabar draining the basement terrain of the Siberian Craton and the Trans-Baikal Highlands. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 967 ~ 987
- Huh Y, Panteleyev G, et al. 1998b. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: II. Tributaries of the Lena, Omoloy, Yana, indigirka, Kolyma, and Anadyr draining the collisional/accretinary zone of the Verkhoyansk and Cherskiy ranges. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 2053 ~ 2075
- Huh Y, Tsoi M-Y, et al. 1998a. The fluvial geochemistry of the rivers of Eastern Siberia: I. Tributaries of the Lena River draining the sedimentary platform of the Siberian Craton. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 1657 ~ 1676
- Jianhua Qin, Youngsook Huh, et al. 2006. Chemical and physical weathering in the Minjiang, a headwater tributary of the Yangtze River. *Chemical Geology*, 227: 53 ~ 69
- Jordan T E, et al. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes [A]. 6-33. 30 In: Ruddiman W F, ed. *Tectonic uplift and climate change* [C]. New York: Plenum Press, 42 ~ 56
- Karim A, Veizer J. 2000. Weathering processes in the Indus River basin; implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. *Chemical Geology*, 170: 153 ~ 177
- Kump L R, Arthur M A. 1997. Global chemical erosion during the Cenozoic: Weatherability balances the budgets [A]. Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change* [M]. New York: Plenum Press, 400 ~ 423
- Kutzbach J E, Prell W L, et al. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibet plateau. *The Journal of Geology*, 101: 177 ~ 190
- Lewis W M, Hamilton S K, et al. 1987. Major element chemistry, weathering and element yields for the Caura River drainage, Venezuela. *Biogeochem.* 4: 159 ~ 181
- Meybeck M, Helmer. 1989. The quality of the rivers: From pristine stage to global pollution. *Global Planet. Change* 1, 283 ~ 309
- Meybeck M., 1979. Concentration des eaux fluvial en elements majeurs et apports en solution aux oceans; *Rev. Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 21: 215 ~ 246
- Miller K G et al. 1992. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2: 1 ~ 19
- Millot R, Gaillardet J, et al. 2002. The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield, *Earth Planet. Sci. Lett.* 196: 83 ~ 98
- Millot R, Gaillardet J, et al. 2003. Northern latitude chemical weathering rates: clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67: 1305 ~ 1329
- Molnar P, England P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg. *Nature*, 346: 29 ~ 34
- Negrel P, Allegre C J, et al. 1993. Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: The Congo Basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: 59 ~ 76

- Prell W L, Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360: 647 ~ 652
- Prell W L, Kutzbach J E. 1997. The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the Monsoon climate system to changes in Solar Radiation [A]. In: Ruddiman W F, ed. *Tectonic uplift and climate change* [C]. New York: Plenum Press, 172 ~ 200
- Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. 1988. Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16: 649 ~ 653
- Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117 ~ 122
- Roy S, et al. 1999. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: Anthropogen impact, carbonate and silicate weathering. *Geochim et Cosmo Acta*, 63: 1277 ~ 1292
- Ruddiman W F and Prell W L. 1997. Introduction to the uplift-climate connection. In Ruddiman eds (1997) *Tectonic* 1 ~ 15
- Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. 1997. The uplift- climate connection; a synthesis [A]. Ruddiman W F, ed. *Tectonic Uplift and Climate Change* [M]. New York: Plenum Press, 471 ~ 509
- Sarin M M and Krishnaswami S. 1984. Major ion chemistry of Ganga- Brahmaputra river systems, India. *Nature*, 312: 538 ~ 541
- Sarin M M, Krishnaswami S, et al. 1989. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the Bay of Bengal. *Geochim et Cosmo Acta*, 53: 997 ~ 1009
- Stallard R F and Edmond J M. 1983. Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal Geophysical Research*, 88: 9671 ~ 9688
- Stallard R F and Edmond J M. 1987. Geochemistry of the Amazon weathering chemistry and limits to dissolved inputs. *J. Geophys. Res.* 92, 8293 ~ 8302
- Stallard R F. 1980. Major element geochemistry of the Amzon River system. Ph. D. thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Summerfield M A, Hulton N J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 87: 13871 ~ 13883
- Walker J C G, Hays P B. 1981. A negative feedback mechanism for the long term stabilization of earth ' surface temperature. *Journal of Geophysical Research*. 86: 9776 ~ 9781
- West A J, Galy A, Bickle M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 211 ~ 228
- Westall J C, Zachary J L, and Morel F M M. 1976. MINEQL, A Computer Program for the Calculation of Chemical Equilibrium Composition of Aqueous Systems. Tech Note 18, Dept. of Civil Eng. , Mass. Technol
- White A F, Blum A E. 1995. Effects of climate on chemical weathering in watersheds, *Geochim et Cosmo Acta*, 59: 1729 ~ 1747
- Zhang J, Huang W W, et al. 1990. Drainage basin weathering and major element transport of the large Chinese rivers (Huanghe and Changjiang) . *Journal of Geophysical Research*, 95: 13277 ~ 13288