

分类号_____

密级_____

UDC _____

编号_____

中国科学院研究生院

博士学位论文

乌鲁木齐河流域山区水化学与同位素特征及环境指示意义

冯 芳

指导教师李忠勤 博导 研究员

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

申请学位级别理学博士 学科专业名称自然地理学

论文提交日期2012 年 4 月 论文答辩日期2012 年 5 月

培养单位中国科学院寒区旱区环境与工程研究所

学位授予单位中国科学院研究生院

答辩委员会主席_____

**Hydrochemical and Stable Isotope Characteristics in the Upper
Urumqi River Basin and Their Environmental Significance**

By

Feng Fang

**A Dissertation Submitted to the Graduate School of the Chinese
Academy of Sciences for the**

DOCTOR OF PHILOSOPHY

in

PHYSICAL GEOGRAPHY

Under the Directions of

Professor Li Zhongqin

Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research

Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Completed May 2012

Commencement May 2012

原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

研究生签名：_____

日期：_____

关于学位论文使用授权的说明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归属中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。本人完全了解中国科学院寒区旱区环境与工程研究所有关保存、使用学位论文的规定，同意我所保存或向国家有关部门及机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权中国科学院寒区旱区环境与工程研究所可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离所后发表、使用论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所。

保密论文在解密后应遵守此规定。

研究生签名：_____

日期：_____

导师签名：_____

日期：_____

摘 要

水是人类生存和生活中不可或缺的必需物质,尤其是在干旱内陆河地区,水资源问题已成为流域可持续发展过程中水与生态之间矛盾的焦点。水化学研究是水资源质量评价的重要内容,对流域水资源利用方式、可持续发展、管理及生态环境的保护与建设都具有重要的意义。乌鲁木齐河属于我国西北典型的内陆河流域,流域山区是水资源主要的产流区,山前平原为主要耗散区。探讨乌鲁木齐河流域山区各种水体水化学形成机理,大气降水、河水以及部分地下水的同位素变化特征及其相互转化关系,是研究乌鲁木齐河流域下游水化学组成变化的基础。

但是目前水资源评价中缺少对乌鲁木齐河山区流域水化学和同位素特征长时间段连续性研究。基于此,本研究通过野外调查、野外水样采集、室内样品分析、数据整理以及收集整理前人成果和相关资料,在分析乌鲁木齐河流域山区降水、河水及部分地下水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值特征和水化学变化规律的基础上,初步地揭示了乌鲁木齐河流域山区的水循环规律。得到以下结论:

在河源冰川作用区,受冰川运动以及融水的高速冲刷等因素影响,物理、化学风化速率高于大陆平均,对乌鲁木齐河源区径流水化学特征进行分析,结果表明,河源区大气降水离子类型为 $Ca^{2+} - Na^{+} - HCO_3^{-} - SO_4^{2-}$, 接近中性; 径流离子类型为 $Ca^{2+} - HCO_3^{-} - SO_4^{2-}$, 呈弱碱性。径流中电导率 EC 和溶解性总固体 TDS 均值为总控 > 1 号冰川 > 空冰斗, 其中 1 号冰川径流的峰值远高于其它两个水文点。受不同下垫面的影响, 1 号冰川水文点 TDS 变化受日径流量影响显著, 而空冰斗水文点基本不受影响。通过主要离子比值和 Piper 图解法分析, 径流中离子组成主要受岩石风化作用影响, 并进一步证明控制径流离子的主要过程是碳酸盐、黄铁矿和长石类矿物风化。海盐校正分析法得出, 大气降水对 1 号冰川、空冰斗、总控径流离子贡献率分别为 4.91%, 9.10%和 5.42%。通过离子通量计算, 2006、2007 年 1 号冰川径流的总离子通量分别为 $144.43 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $174.78 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$, 而化学风化侵蚀率分别为 $11.46 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $13.90 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

乌鲁木齐河上中游山区流域的三个水文站点(巴拉提沟、跃进桥和后峡), 按照前苏联学者舒卡列夫水化学类型划分方法, 径流的离子类型均为 $Ca^{2+} - HCO_3^{-} - SO_4^{2-}$, 呈弱碱性。巴拉提沟, 跃进桥和后峡水文点同时期径流 EC 和 TDS 含量

均值分别是 $174.49 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $109.81 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $209.13 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $133.84 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 以及 $189.43 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $99.17 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 与河源区径流离子含量相比, TDS 和 EC 含量存在明显的增长。通过 Piper 图解法分析, 乌鲁木齐河流域中下游径流的水化学类型与河源区径流水化学类型基本一致, 表现了整个流域山区径流形成过程存在相似原理。但中上游径流中 Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子浓度的比例有所增长, 表明乌鲁木齐河流域径流演化过程中, 含 S 矿物的氧化形成的硫酸盐对径流离子组成的贡献率逐渐增加。后峡营地降水中阴、阳离子平均浓度从高至低为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ 。阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序相似, 但 Mg^{2+} 浓度与 K^+ 浓度接近, 且略大于 K^+ 浓度, 表明降水中的离子主要受陆源物质控制, 但同时也受到局地环境的影响。后峡浅层地下水 EC 和 TDS 均值为 $224.78 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $143.86 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 远大于地表径流的值。通过离子比值分析, 得出既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物的溶解是地下水化学形成的主要作用。

依据乌鲁木齐河河源区和中上游山区流域的连续每次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的实测数据, 首次建立了整个乌鲁木齐河流域山区的地区大气降水线(LMWL), 并分析了季节效应、温度效应、高程效应和湿度效应对该地区氢氧同位素的时空分布规律。研究了流域山区降水中过量氘($d\text{-excess}$)指标的分布规律及其影响因素, 结合美国环境预报中心和国家大气研究中心(NECP / NCAR)再分析资料, 对研究区大气水汽来源及地表径流组成进行了初步研究。结果表明, 无论是夏季还是冬季, 乌鲁木齐河流域山区的水汽主要来源于西风输送, 在冬季同时受极地气团的影响。依据不同水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值存在明显差异的特点, 河源冰川作用区两个水文点河水主要受冰雪融水和大气降水的混合补给, 而后峡盆地水文点除冰雪融水和大气降水补给外, 还依赖地下水的补给。运用质量守恒原理, 对河源区两个断面径流的补给组分进行了定量分析, 估算出冰雪融水和大气降水对径流量逐月的贡献率。

关键词: 稳定同位素; 水化学特征; 水岩作用; 环境指示; 水汽来源; 乌鲁木齐河流域山区

Abstract

The water resource is one of the most important basic aspects in supporting human being and development, especially in arid inland catchments. The water sources problems have been become the focus of contradictions for the ecosystem sustainable development of Basin. Study on hydrochemical characteristics is an important part of water resources quality assessment, and it can provide new insights in the construction of ecosystem environment, militating the paradox supply and need of water resources, and regulating reasonable water resource policy and sustainable development. In the arid regions of western China, water resource comes mainly from mountain watersheds and disappears in the desert plain. The Urumqi River originates from the north slope of Tiager Peak, and flows northward to the city of Urumqi, the capital of Xinjiang Uygur Autonomous Region. To investigate the hydrochemical characteristics and stable isotope compositions of precipitation, river water and groundwater and indentify the water cycle pattern of the mountain watersheds in the upper Urumqi River Basin is a fundamental research for the water chemical assessment in the lower reaches of Urumqi River Basin.

Nevertheless, the study of the hydrochemical characteristics and stable isotope compositions of the different water bodies is comparatively limited so far due to lack of continuous sampling and chemical analysis in the upper Urumqi River Basin. Based on the field investigation and successive sampling of precipitation, river water and groundwater samples, the present study investigated the temporal and spatial variations and the controlling factors of major ion concentrations, TDS, EC, $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in different water bodies in the upper Urumqi River Basin, and the water cycle pattern was also discussed in this study. The main conclusion can be listed as follows.

Glacierised alpine basins present an ideal environment in which to study water-rock interaction, since chemical weathering rates are high and anthropogenic impacts are often minimal. In China, the study of glacier hydrochemistry is still in an initial phase,

and very little data has been published on glacierized catchments. An analytical study of hydrochemical characteristics and controlling factors of the proglacial streams at the headwaters of the Urumqi River has been carried out in this paper. Over the period from May 2006 to April 2008, 2-year continuous precipitation and runoff samples were analyzed for major cations (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , and K^+) and anions (SO_4^{2-} , NO_3^- and Cl^-), pH, electrical conductivity (EC) and total dissolved solids (TDS). The results revealed that Ca^{2+} and Na^+ were the dominant cations, and HCO_3^- and SO_4^{2-} were the dominant anions in precipitation, respectively. While the anions and cations in the streams were dominated by Ca^{2+} , HCO_3^- and SO_4^{2-} . The wide meltwater-soil interaction and chemical denudation of mineral solutes dramatically contribute to the stream water, resulting in higher solute concentration in streams than that in precipitation. The average pH value in runoff was alkaline (7.67, 8.08 or 8.47), while in precipitation was close to neutral (6.73). The TDS and EC values in runoff samples had the following order: Zongkong station > Glacier No.1 station > Empty Cirque station. The peak TDS value in Glacier No. 1 station was the highest, with large amplitude for TDS values. The TDS yield in runoff was controlled by the diurnal discharge in different scales at three hydrological stations. From the results above and Gibbs distribution pattern, we concluded that the major origin of ions in runoff was the weathering of rocks. Based on the ion ratios and the piper trilinear nomograph, this paper further explored that the main processes controlling the water chemistry were carbonate weathering, pyrite weathering and feldspar weathering in rocks, and Ca^{2+} and HCO_3^- were the dominant cation and anion during the carbonate weathering process. The contribution proportions of local precipitation to the solute for Glacier No.1, Empty Cirque and Zongkong station, based on seawater correction approach, were 4.91%, 9.10% and 5.42%, respectively. A new calculation also suggested that cation denudation rates were $18.1 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ and $12.3 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ at Glacier No.1 station in 2006 and 2007, respectively.

The 2-year continuous precipitation, runoff and groundwater samples at three sampling sites (Balatigou, Yuejinqiao station and Houxia station) in the upper Urumqi River Basin were also analyzed for major cations (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ and K^+) and

anions (SO_4^{2-} , NO_3^- and Cl^-), pH, EC and TDS values in 2006 and 2007. The results revealed that the anions and cations in the streams were dominated by Ca^{2+} , HCO_3^- and SO_4^{2-} , and the average pH value in runoff was alkaline. The mean TDS and EC values at Balatigou, Yuejinqiao station and Houxia station were $174.49 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ and $109.81 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $209.13 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ and $133.84 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $189.43 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ and $99.17 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, respectively. Those were much more than the TDS and EC in rivers in the Urumqi River headwaters, which suggest that the surface water was enriched gradually along the river course. Based on the Piper diagram indicated that the major ion composition of hydrochemical feature was similar to that of glacial runoff in the Urumqi River headwaters, which suggested that the action of water-rock was similarity in the whole upper Urumqi River Basin.

The presence of cations of precipitation at Houxia station varied as $c(\text{Ca}^{2+}) > c(\text{Na}^+) > c(\text{Mg}^{2+}) > c(\text{K}^+)$, while order of concentration of anions was $c(\text{SO}_4^{2-}) > c(\text{NO}_3^-) > c(\text{Cl}^-)$. The order for the cations was very similar to that of the lithosphere except for that of the $\text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$, and they had very similar concentrations in the precipitation, which indicated that the major origin of ions in precipitation was terrigenous. The average TDS and EC in groundwater at Houxia station was $224.78 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ and $143.86 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, which was much more than the mean TDS and EC in rivers at the same station. Furthermore, the major ion ratios in groundwater indicated that the main processes controlling the meltwater chemistry were the dissolution of the mineral carbonate and sulphate along the river course.

The contribution of stable isotopes in meteorological, climatological and hydrological research is well known. This study also analyzed the deuterium and oxygen 18 contents (δD and $\delta^{18}\text{O}$) of the different water bodies (precipitation in event-based samples, surface river waters and groundwater samples) along the upper Urumqi River Basin in years 2006 and 2007. The $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation revealed a wide range and a distinct seasonal variation at all three stations, with enriched values occurring in summer and depleted values in winter. A statistically significant positive correlation was observed between the $\delta^{18}\text{O}$ and δD and local surface air temperature, and better linear relationship existed between $\delta^{18}\text{O}$ and air temperature than that of δD .

This suggests that paleoclimatic archives relating to precipitation $\delta^{18}\text{O}$ and δD can be useful for qualitative temperature reconstruction. The *d*-excess values also display a comparatively distinct seasonal trend at three stations, with lower values occurring during summer (from June to August) and higher values ($> 20\text{‰}$) during winter (from November to February). On the basis of NECP / NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) re-analysis data and variations in the stable hydrogen and oxygen isotope ratios (δD and $\delta^{18}\text{O}$) of precipitation, three-dimensional isentropic back trajectories in HYSPLIT 4.0 model were employed to determine the moisture source for each precipitation event. Results indicate a dominant effect of westerly air masses in summer and the integrated influence of westerly and polar air masses in winter, and *d*-excess can be used as a sensitive tracer of the moisture transport history.

The distinct difference of δD and $\delta^{18}\text{O}$ composition among the precipitation, surface water and groundwater is as an indicator that is applied to analyze the interactions among them. The variations of δD and $\delta^{18}\text{O}$ in different water bodies reflected that the recharge origin of river water was precipitation and glacial and snow meltwater at the headwaters of Urumqi River Basin, and that the recharge origin of runoff was groundwater, precipitation, glacial and snow meltwater at Houxia station. Based on the mass balance equation, the composite proportion of precipitation and glacial and snow meltwater mixing the runoff at the headwaters of Urumqi River Basin was also calculation under monthly scale.

Keywords: stable isotope; hydrochemical characteristics; water-rock interaction; environmental significance; moisture source; the upper Urumqi River Basin

目 录

摘 要.....	i
Abstract.....	iii
目 录.....	vii
第一章 绪 论.....	1
1.1 选题依据与研究意义.....	1
1.2 研究进展.....	2
1.2.1 稳定同位素研究方法.....	3
1.2.1.1 大气降水稳定同位素的特征.....	3
1.2.1.2 地区水汽来源分析.....	7
1.2.1.3 示踪地表水补给来源组成.....	7
1.2.2 水化学研究方法.....	9
1.2.2.1 离子组合及比值法.....	9
1.2.2.2 Gibbs 图示和 Piper 三角图示法.....	10
1.3 乌鲁木齐河流域水化学和同位素研究进展.....	10
1.4 论文的结构安排.....	12
第二章 研究区概况与研究方法.....	14
2.1 研究区概况.....	14
2.1.1 气象水文特征.....	17
2.1.1.1 多年气温和降水变化特征.....	18
2.1.1.2 多年径流量变化特征.....	19
2.1.2 地质地貌概况.....	21
2.1.3 土壤与植被.....	22
2.1.4 冰川分布特征.....	23
2.2 样品采集与实验分析.....	24
2.2.1 样品野外采集与保存.....	24
2.2.2 样品的测定.....	25
2.3 其它相关资料的获取.....	26
第三章 方法理论基础.....	27
3.1 水体稳定同位素研究的方法.....	27
3.1.1 理论基础.....	27
3.1.2 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 研究大气降水来源.....	27
3.1.2.1 降水中的氢氧同位素关系-大气降水线.....	28
3.1.2.2 降水中同位素组成及分布规律.....	28
3.1.2.3 降水同位素组成与水汽来源.....	29
3.1.3 示踪地表水补给来源组成原理.....	30
3.2 水化学特征的应用研究.....	31
3.2.1 Gibbs 图示方法.....	32
3.2.2 Piper 三角图示法.....	33
第四章 河源冰川作用区径流水化学特征及其指示意义.....	34
4.1 研究区概况及样品的采集.....	34
4.2 主要离子化学特征和 pH 值.....	36

4.3 径流中 EC 和 TDS 变化与日径流量的关系	38
4.4 影响径流离子组成的因素及来源分析	41
4.4.1 岩石风化作用的影响	42
4.4.2 大气降水的影响	45
4.5 冰川径流离子通量(Solute Fluxes)的探讨	47
4.6 本章小结与讨论	49
第五章 上中游流域水化学特征及其环境指示意义	51
5.1 样品的采集与分析	51
5.2 地表径流的主要水化学特征	52
5.2.1 地表径流水化学特征	52
5.2.2 径流水化学随时间变化特征	53
5.2.3 影响离子组成的主要因素及来源分析	57
5.3 大气降水化学特征研究	66
5.3.1 后峡大气降水化学特征分析	66
5.3.2 与河源区降水化学特征对比研究	68
5.4 浅层地下水的水化学特征分析	73
5.4.1 地下水的水化学特征	73
5.4.2 地下水演化规律研究	74
5.5 本章小结和讨论	77
第六章 流域山区各种水体同位素特征及其环境指示意义	80
6.1 大气降水稳定同位素特征	80
6.1.1 大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化	81
6.1.2 地区大气降水线变化特征	83
6.1.3 降水与气候因素的关系	85
6.1.3.1 降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的关系不显著	85
6.1.3.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 含量的温度效应	86
6.1.3.3 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 含量的海拔效应	88
6.1.4 全年降水的 $d\text{-excess}$ 值大于 10	89
6.2 区域水汽来源示踪研究	91
6.3 地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化特征及其环境效应	94
6.3.1 径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值时空变化特征	94
6.3.2 径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值差异的环境效应	96
6.4 地表水径流来源的同位素证据	98
6.4.1 模型参数的获取	99
6.4.2 径流分割的研究结果	101
6.4.3 结果验证与讨论	102
6.5 本章小结和讨论	102
第七章 结论与展望	105
7.1 主要结论	105
7.2 展望	108
参考文献	110
附 录	131
致 谢	133

第一章 绪 论

1.1 选题依据与研究意义

水资源是人类生存必不可少的重要物质，特别是在干旱内陆河地区，有水存在的地方往能形成绿洲，缺水之地则多为荒漠。水资源是社会经济可持续发展的制约因素，往往成为开发利用土地资源、矿产资源等的先决条件，是联结生态环境建设和社会发展的纽带(刘昌明和何希吾, 1996)。

乌鲁木齐河是乌鲁木齐市农业、城市生活及工业生产的主要水源，属于国家重点控制河流，在乌鲁木齐市国民经济和社会发展中具有重要地位。由于受干旱、半干旱气候影响，水资源短缺制约该地区经济发展和城市建设。前人已对该流域进行了地下水勘查等工作，对流域水文地质条件有一定的认识。但从水资源合理开发利用的角度考虑，目前取得的成果不能较全面为水资源合理开发利用提供数据支撑。因此，有必要对乌鲁木齐河流域水资源进行深入研究、以期能够对其进行合理评价和科学开发利用。

河流水化学特征可以反映河流在自然条件下的水质状况，是研究河流水质的前提和基础，是水环境科学研究的主要内容。历年来不同学者都十分关注江、河流域水文化学的含量特征、控制因素及空间分布：①地球化学家可以用来确定河流溶质的地球化学来源与区域自然条件的关系；②自然地理学家用来研究化学剥蚀速率和空间分布规律；③水资源的开发利用需要知道水是否符合饮用、灌溉或者工业等应用标准等等。国外学者对世界著名大江大河，如亚马逊河(eg. Stallard and Edmond, 1983)、恒河—雅鲁藏布江(eg. Sarin et al., 1989)、马更些河(eg. Reeder et al., 1972)、勒拿河(eg. Gordeev and Sidorov, 1993)、塞纳河(eg. Meybeck, 2002)等的离子水化学特征进行了大量研究。

近年来，同位素技术和方法在世界范围内得到普及和广泛应用，特别是氢氧稳定同位素可以提供水分子本身的信息，并结合温度(包括古温度)、全球水文地球循环，以及传统水化学研究可以解决更多更复杂的水文地质课题，尤其对于干旱区、半干旱区的水资源研究意义重大，已取得许多突破性的研究成果(eg. Yamanaka et al., 2002; Andrea and Bruce, 2005; Hunt et al., 2005; 翟远征等, 2011)。

作为典型西北内陆河流域,许多学者已对乌鲁木齐河流域进行了大量的研究工作(姚檀栋和施雅风, 1988; 张寅生等, 1994; 曲耀光和骆鸿珍, 1994; 姚檀栋等, 2000; 周尚哲等, 2002; 吴素芬等, 2006), 但对该流域系统的水化学的研究目前还比较薄弱(冯芳等, 2011)。本论文以乌鲁木齐河山区流域(乌鲁木齐河山区流域为主要产流区)作为研究区域, 将该流域内大气降水、冰雪融水和地表径流以及地下水纳入统一的水文循环系统, 对各种水体同位素和水化学特征进行分析, 开展乌鲁木齐河流域水循环和水化学演化规律研究, 以期为乌鲁木齐河流域合理开发利用水资源、维护和恢复干旱区生态环境提供基础资料, 也为西北地区经济社会可持续发展提供重要的科学依据。

1.2 研究进展

目前, 越来越多水资源工作者投入到对于干旱区水资源循环的过程研究中。1985 年, 世界气象组织(WMO)出版了气候变化对水文水资源影响的报告, 并推荐一些检验和评价方法, 随后又给出了水文水资源系统对气候变化的敏感度分析报告; 1987 年, 国际水文科协(IAHS)在第十九届国际 IUGG 大会中举办了“气候变化和气候波动对水文水资源影响”的专题学术讨论会。联合国教科文组织(UNESCO)长期主持有关干旱区水文水资源的研究工作, 对水资源开发引起的生态环境恶化及防治提出特别的关注。在 1996-2000 年以主题为“脆弱环境中水文水资源开发”水文水资源国际科学合作计划(IHP-V 计划)开始开展。2002-2007 年(IHP-VI 计划)按照全球尺度到流域尺度的过渡和相互作用, 确定“全球性变化和水资源”、“综合流域和地下水系统动力学”、“水与社会”和“水教育与培训”等五个主题的研究相继开展。

水化学研究是水资源质量评价的重要方法, 它对流域水资源可持续利用、管理及生态环境的保护与经济建设都具有重要的意义(温小虎等, 2004)。河流是地球化学系统中最重要、最活跃的组成部分之一, 无论在自然地理系统还是在人为环境系统中, 河流都扮演着举足轻重的角色。我国学者对河流离子化学的研究始于 20 世纪 60 ~ 70 年代, 从全国范围(eg. 陈静生和夏星辉, 1963; 乐嘉祥和王德春, 1963; 陈静生, 2006)和区域范围对个别河流离子化学(eg. 刘亚传, 1986; 张立成等, 1987; 过常龄, 1987)进行研究, 这些研究从不同的尺度和角度, 揭示了我国河流天然水化学成分形成和演变的基本规律(王双合等, 2010)。

运用环境同位素技术研究水循环中水分子组成发生的微观变化,是兴起于 20 世纪中期研究宏观、微观水文过程机理的新技术(刘相超等, 2005)。研究流域各种水体特别是大气降水中同位素时间和空间变化规律以及与气候要素的相关关系,对于研究流域水资源属性具有重要的理论与实践意义。我国对流域降水同位素也开展了一系列研究,并加入到国际原子能协会全球大气降水同位素监测网进行降水同位素观测研究工作。例如:田立德等(1998)通过我国西部 6 个站点降水同位素数据初步分析了西部降水中 δD 的规律;章新平(1998, 2001)等人研究了我国大气降水中 $\delta^{18}O$ 的分布特点,阐明了平均 $\delta^{18}O$ 的分布与月平均温度和月降水量的关系并利用南亚、青藏高原以及毗邻的中亚地区的采样资料,分析青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素的时空变化规律,揭示不同影响因子对降水同位素的影响;刘忠方等(2009)利用 BW 模型建立了我国降水中 $\delta^{18}O$ 与纬度和海拔定量关系,为缺乏同位素观测地区的研究提供了必要的数据库。

1.2.1 稳定同位素研究方法

20 世纪 50 年代末期发展起来的稳定环境同位素方法为研究大气降水、地表水和地下水等水循环提供了有效手段,尤其对于研究干旱、半干旱地区复杂的水循环转化关系有很大帮助。国内对水体稳定同位素研究始于 1966 年的珠穆朗玛峰科学考察,至今已有 40 多年的历史,期间陆续开展了不同规模的取样工作,也取得了丰富的研究成果(Zhang et al., 2002; Tian et al., 2007)。目前,主要有以下三个方面的研究。

1.2.1.1 大气降水稳定同位素的特征

大气降水是自然界水循环中的一个重要环节,对同位素水文学研究,就始于大气降水中的环境同位素含量的分析(Dansgaard, 1953; Friedman, 1953)。1961 年在国际原子能机构和世界气象组织(IAEA, WMO)联合下在全球范围内建立了月降水中稳定同位素观测网 GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation),该资料可以应用于水文学、气象气候学、海洋学等多个领域。目前,全球已经建立的 IAEA / WMO 降水同位素观测站点已超过 800 个,但站点分布极为不均,欧洲站点较多,南亚地区分布较少(特别是青藏高原地区),世界各 IAEA / WMO 站点分布见图 1-1。Dansgaard(1964)根据 GNIP 监测资料,阐述了降水中稳定同位

素瑞利分馏过程、影响因素以及空间分布特征,证实了在多年平均条件下,降水中稳定同位素比率与平均温度之间存在简单的线性关系,并首次提出降水中过量氘参数的概念,该论文的研究结果为后来水体中稳定同位素研究奠定了基础。



图 1-1 全球降水中稳定同位素观测网

Fig. 1-1 Global network of isotopes in precipitation

(1) 温度效应

由于大气水汽的冷凝程度与凝结温度有关,气温越低水汽的凝结程度越大,根据稳定同位素瑞利分馏原理,降水中稳定同位素含量也越低。虽然云中水汽的冷凝温度通常不容易测量,但是它和地面空气温度具有很好正相关关系,因此,降水中同位素含量也与地面气温之间存在正相关关系。

稳定同位素瑞利分馏过程的分馏系数取决于当时环境温度,温度越低,分馏系数越大。但影响降水中稳定同位素含量的主要因素是水汽凝结的程度,而不是分馏系数的大小。水汽凝结的程度主要受温度控制,气温越低,水汽凝结程度越高,则降水中同位素含量越低;反之,气温越高,水汽凝结程度越低,降水中同位素含量越高。因此,降水中稳定同位素含量与气温之间存在正相关关系。这种关系是冰芯稳定同位素研究的基础,对冰芯古气候研究具有非常重要的意义。

全球尺度上,降水中稳定同位素含量与年平均气温之间具有很好的正相关关系(图 1-2a) (Dansgaard, 1964):

$$\delta^{18}\text{O} = 0.69T_d - 13.6\text{‰} \quad (3-1)$$

$$\delta\text{D} = 5.6T_d - 100\text{‰} \quad (3-2)$$

如果采用月平均值,则全球降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的关系可表示为(Yurtsever and Gat, 1981):

$$\delta^{18}\text{O} = (0.338 \pm 0.028)T_m - 11.99\text{‰} \quad (3-3)$$

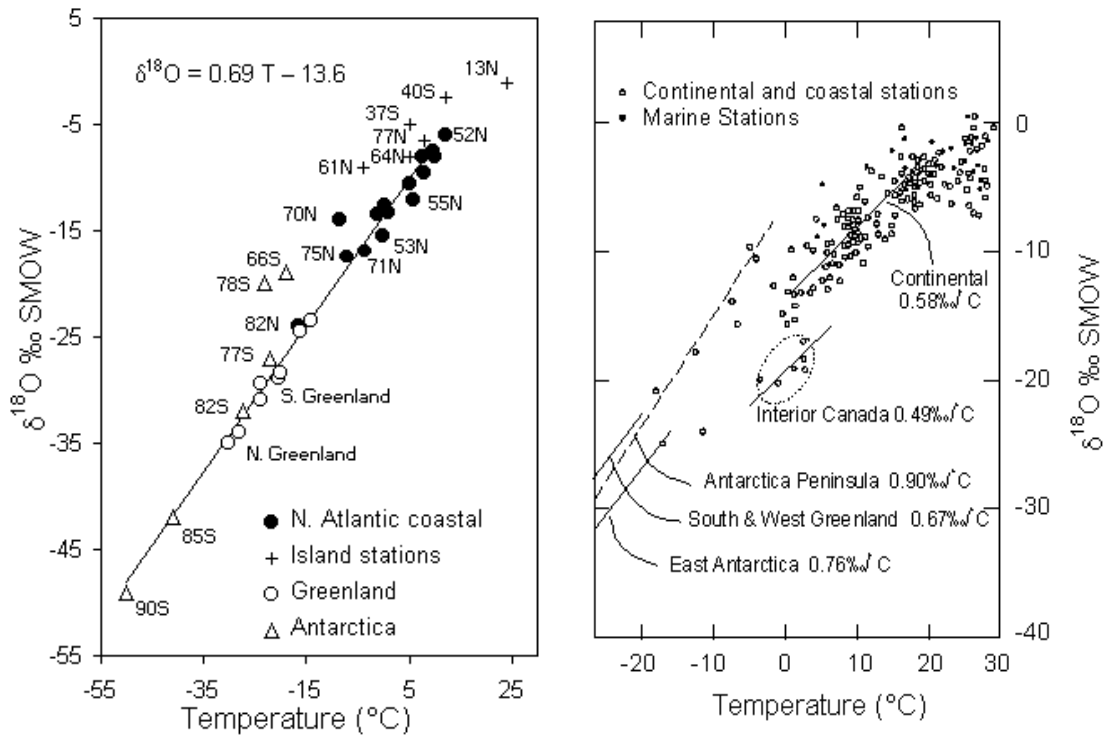


图1-2 全球尺度降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温之间关系(Dansgaard, 1964) (a); 根据GNIP资料计算的
区域尺度气温与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系(Rozanski et al., 1993) (b)

Fig. 1-2 The global Temperature- $\delta^{18}\text{O}$ relationship for precipitation (Dansgaard, 1964) (a);
the regional Temperature- $\delta^{18}\text{O}$ relationship calculated based on the data from GNIP
(Rozanski et al., 1993) (b)

但是,全球尺度下温度和 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系是区域温度和 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系的平均值,在区域尺度上 T - $\delta^{18}\text{O}$ 的关系具有较大的差异。图1-2b给出了不同地区气温与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系,可以看出在区域尺度上这种线性关系差别较大,特别是海洋站点和大陆站点 T - $\delta^{18}\text{O}$ 关系差异较大。

(2) 降水量效应

在低纬度热带海岛地区和中低纬度季风气候区, 降水中稳定同位素的含量与降水量成反相关关系, 这种关系被称为“降水量效应”。它的产生与强烈的对流现象相联系(Dansgaard, 1964; Yapp, 1982), 云中累积凝结水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值是水汽凝结时各阶段凝结水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均(章新平和姚檀栋, 1994)。因此, 降水量在某种程度上反应了云中的水汽凝结状况, 由此导致降水量效应的出现。

根据“降水量效应”原理, 降水中稳定同位素含量的变化可以作为降水量的代用指标(Wang et al., 2001)。但是, “降水量效应”的形成机制十分复杂, 主要取决于形成降水过程水汽源区的蒸发条件、水汽的传输过程以及降水时的冷凝程度。由于“降水量效应”形成机制的复杂性, 导致中低纬度季风区降水中稳定同位素比率的“降水量效应”远没有高纬度地区“温度效应”那么显著, 而且“降水量效应”空间差异性较大。

(3) 大陆效应

全球降水中稳定同位素分布还具有一个显著的特征“大陆效应”, 即降水同位素含量随着从沿海向内陆的深入, 降水中稳定同位素含量显著降低。当水汽从海洋向大陆输送时, 水汽不断凝结形成降水, 直至水汽被输送到更高海拔、更高纬度地区, 温度逐渐降低, 温度足够低时, 降水则以固态形式(降雪, 冰雹等)出现。在这些过程中, 降水中稳定同位素连续发生“淋洗”(rainout)作用, 随着水汽从沿海向内陆输送的深入, 同位素沉降作用越明显, 导致降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐降低, 而剩余水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 也相应逐渐降低(Friedman, 1962)。

可以利用稳定同位素瑞利分馏模型对降水中稳定同位素“大陆效应”进行很好的模拟, 实际当水汽从海洋向大陆输送过时, 随着水汽不断凝结形成降水, 水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 剩余比率越来越小, 根据同位素的瑞利分馏规律降水中稳定同位素含量与水汽的剩余比率成正比, 所以越向内陆降水中稳定同位素比率越低, 表现出显著的“大陆效应”。

(4) 海拔效应

降水中稳定同位素比率随海拔高度升高而降低的现象称为“高度效应”。实际上, “高度效应”是由“温度效应”产生的, 因为随着海拔高度的逐渐升高, 温度越来越低, 水汽的凝结程度越来越高, 剩余水汽越来越少, 导致降水中同位素比率也越低(Siegenthaler and Oeschger, 1980)。降水中稳定同位素的“高度效应”

对于地下水来源示踪以及古海拔高度的恢复具有重要意义。Poage and Chamberlain(2001)研究表明,就全球尺度而言,在海拔 5 000 m 以下的范围内,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均垂直变化梯度为 $-0.28\text{‰} / 100 \text{ m}$ 。李真等(2006)综合目前山地高海拔地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 统计资料,初步建立了全球山地高海拔区(5 000 m 以上)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直变化梯度为 $-0.40\text{‰} / 100 \text{ m}$ 。目前,全球范围内对降水中稳定同位素的“高度效应”研究已有过较多的研究,具体研究结果见参考文献(Poage and Chamberlain, 2001)表 1。

1.2.1.2 地区水汽来源分析

在区域水循环研究过程中,降水水汽来源一直是水文学家关注的热点,对深入了解水循环过程及其结构具有重要意义。 ^{18}O 和 ^2H 是自然界水体中两种天然示踪剂,由于水体在相变过程中稳定同位素发生平衡分馏和动力分馏,因此,不同来源的水体具有不同的同位素组成特征,这使利用水体中稳定同位素变化对水循环过程进行研究成为可能。目前,利用稳定同位素示踪法来追踪水汽来源是国际上研究的热点。我国学者利用降水中稳定同位素方法对青藏高原水汽来源研究做出了重要贡献(田立德等, 2001a, 2001b; Zhang et al., 2001; Zhang et al., 2002; Tian et al., 2003; Tian et al., 2007),认为不同的水汽来源是青藏高原南北降水中稳定同位素比率存在显著差异的主要原因。

对大尺度水循环过程的研究,可以利用基本大气环流模式对水汽源区进行模拟(Numaguti, 1999; Bosilovich and Schubert, 2002),但是模拟结果很大程度上依赖于模型的时空分辨率和模式参数化的有效性。目前利用稳定同位素进行降水水汽来源的示踪主要有三种方法:第一、利用稳定同位素比率“高度效应”进行降水来源示踪,主要原理是来自高海拔地区的降水同位素含量较低,来自低海拔地区同位素含量较高;第二、利用降水中过量氘($d\text{-excess}$ 指标)进行水汽来源示踪,主要原理是降水中 $d\text{-excess}$ 值能反应水汽源区的蒸发条件,一般情况下来自海洋蒸发的水汽形成的降水中 $d\text{-excess}$ 值较低,来自大陆蒸发的水汽形成的降水中 $d\text{-excess}$ 值较高;第三、利用稳定同位素瑞利分馏模型进行水汽来源追踪(庞洪喜, 2009)。

1.2.1.3 示踪地表水补给来源组成

稳定同位素是一种特殊的水化学组分,包含着丰富的信息,对其研究有助于

进行对水化学演化的分析。不同来源的水化学组分都带有母体的标志性特征, 可以有效识别地不同的来源组成(吴锦奎等, 2008)。工程水文学应用中常采用直接的图解划分法(图 1-3)进行流量过程线划分, 结果具有较大的经验性和任意性。环境同位素示踪方法为流量过程线的划分提供了一个具有物理基础较为可靠的方法(Pearce et al., 1986; 尹观等, 2000; 瞿思敏, 2008)。

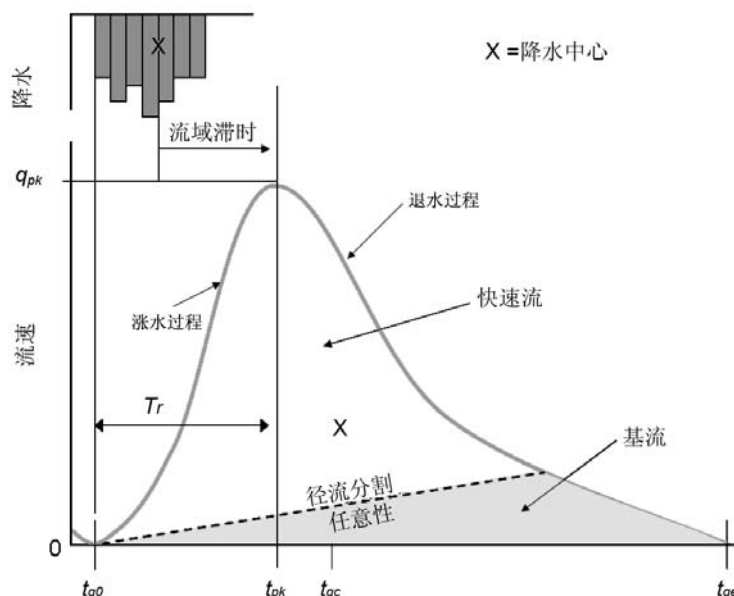


图1-3 图解法流量过程线分割示意图

Fig. 1-3 The Graphic method in discharge hydrograph separation

在 1950 年代, 水文学家尝试通过研究降水过程中水中溶解的盐分, 来阐明地表径流的形成机制。到 1970 年代, 利用降水过程中的水化学变化研究降水径流过程已趋于完善。伴随着水化学的应用, 同位素技术也逐渐应用到降水径流过程中来。Dincer 等(1974)和 Bottomley 等(1984)利用 D 和 ^{18}O 作为示踪剂, 研究了降水径流中降水和基流各自所占的比重。Pearce 等(1986)将流量过程线划分为降水和地下水两项成分, 并根据质量守恒原理建立两项流混合模型。目前氢(D 和 ^3H)和氧(^{18}O)的同位素被大量应用于小流域降水事件的双组分混合模型中进行流量过程线的分割, 拓展了流域产流机制和径流组成的研究(Zhang et al. 2008; Liu et al., 2008), 具体的同位素示踪流量过程线的原理, 见本论文第三章。目前同位素示踪多用于以下两方面(Oxtobee and Novakowski, 2002; 张应华, 2005; 宋献方等, 2007):

- (1) δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪地表水和地下水的转换原理;

(2) δD 和 $\delta^{18}O$ 确定河川的径流分割。

1.2.2 水化学研究方法

自然水化学演化主要是指通过研究水体中化学组分的时空分布规律,分析出各种水文地球化学过程,揭示河流系统的地球化学演化过程。其水化学演化常用的研究方法主要离子组合及比值法、Gibbs 图示和 Piper 三角图示法等。

1.2.2.1 离子组合及比值法

自然界中水体由于受到混合、蒸发等多种作用的共同影响,使用单一离子浓度往往无法判别其物质来源,而两种可溶组分的元素或元素组合的浓度比值(即 X/Y)则能消除水体中稀释或蒸发效应的影响,可用来讨论物质来源和不同水体混合过程(沈照理等, 1993; Datta and Tyagi, 1996; Rao, 2002; Xu et al., 2010)。

如自然水体中的 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 离子含量很可能来自含钙、镁的硫酸盐或碳酸盐矿物的溶解。因此,可以选用 $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / (HCO_3^- + SO_4^{2-})$ 比例系数方法确定这几种离子的来源。以往研究表明, $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / (HCO_3^- + SO_4^{2-}) > 1$, 则指示自然水体中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐矿物的溶解; $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / (HCO_3^- + SO_4^{2-}) < 1$, 则指示硅酸盐或硫酸盐矿物的溶解; $(Ca^{2+} + Mg^{2+}) / (HCO_3^- + SO_4^{2-}) \approx 1$, 则表示既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物的溶解(Singh and Hasnain, 2002; Umar and Absar, 2003; Kumar et al., 2009; 李军等, 2010)。

同时, Mg^{2+} / Ca^{2+} 、 Na^+ / Ca^{2+} 比值也常用来区分溶质的大致来源(Chen et al., 2002; 鞠建廷等, 2008; 武小波等, 2008; 叶宏萌等, 2010)。以方解石溶解作用为主的自然水体一般具有相对较低的 Mg^{2+} / Ca^{2+} 和 Na^+ / Ca^{2+} 比值; 以白云岩风化溶解作用为主的自然水体具有较低的 Na^+ / Ca^{2+} 比值和较高的 Mg^{2+} / Ca^{2+} 比值(约为 1); 常温下自然水体与方解石和白云石平衡时理想的 Mg^{2+} / Ca^{2+} 约为 0.8。因此,一般根据以上离子比值来识别自然水体中化学组分的主要来源(Qin et al., 2006)。此外, $(Na^+ + K^+)$ 和 Cl^- 的相互关系能够反映出离子是否发生硅酸盐矿物溶解反应。若自然水体中 $(Na^+ + K^+)$ 近似等于 Cl^- , 说明水体中的 K^+ 和 Na^+ 离子主要来源于岩盐溶解; 若自然水体水中 $(Na^+ + K^+)$ 浓度远大于 Cl^- 浓度, 说明水体中的 K^+ 和 Na^+ 离子除来源于岩盐的溶解以外, 普遍受到硅酸盐矿物溶解的影响(杨秋, 2010; 王亚平等, 2010)。

这种方法比较简单实用, 可以结合地区水文地质条件查明某一地区天然水体中部分化学的主要来源, 揭示水化学成因的大致机理, 但不能详细的说明溶质组分来源和过程。

1.2.2.2 Gibbs 图示和 Piper 三角图示法

图示法是水化学常用的方法, 将各种图示法综合起来, 对比分析不同结果以便得到正确的水化学演化规律。天然水在与周围环境长期作用的过程中形成了特有的水化学特征, 在一定程度上记录着水循环方面的水体赋存条件、渗流途径和补给来源等, 可以为探讨地表径流形成机理、补给来源和水力联系提供理论支持。图示法可以清楚的表现出各种水体水化学特征, 有利于对水化学结果的解释(申献辰, 1994)。

Gibbs 图示和 Piper 三角图示法都是常用的水文学方法, 具体的原理见本论文第三章。

1.3 乌鲁木齐河流域水化学和同位素研究进展

目前乌鲁木齐河流域开展的相关研究工作主要有“乌鲁木齐河流域水文气候资源与区划研究”, “乌鲁木齐河流域水资源问题及其对策”, “乌鲁木齐河流域地表水与地下水转化及水质演变”, “乌鲁木齐河流域山区水资源变化和山前水资源转化检测研究”, “新疆水资源的形成、转化与调控研究”和“乌鲁木齐河下游地区水环境现状及保护对策”等。

对于乌鲁木齐河流域水化学特征的研究较早得到关注, 目前已有较多研究者在乌鲁木齐河流域开展短期的水文化学研究, 包括: 盛文坤和朱守森(1987)对乌鲁木齐河中上游河水的各种水化学特征进行分析, 发现流域河水化学成分の日际和月际变化与河水流量变化具有显著的关系; Williams et al. (1995)分析了整个乌鲁木齐河流域径流主要离子组成特征及其形成因素, 得出流域内碳酸盐岩石以很快速度在风化。刘凤景等(1997)对乌鲁木齐河融雪径流的“离子脉冲”现象进行初探; 刘凤景等(1999, 2000)研究了乌鲁木齐河源区融雪和河川径流的水文化学过程, 结果表明, 含 CaCO_3 矿物的溶解作用在乌鲁木齐河源区居主导地位, 河源区强烈的含S矿物的氧化溶解作用, 产生大量的 H^+ , 被含 CaCO_3 矿物的溶解作用所缓冲, 未引起河川径流的酸化; 侯书贵(2001)根据乌鲁木齐河源区一个完整年周期的大气降水样品。初步探讨了该研究区域的降水化学特征; 孙俊英等(2002)

对乌鲁木齐河源区采集的大气气溶胶、大气降水、积雪和径流样品中的主要离子浓度进行分析和对比讨论,得出在采样时段各种水体中的离子浓度顺序为:乌鲁木齐河源1号冰川径流 > 总控径流 > 空冰斗径流 > 降水 > 积雪,积雪和降水样品的pH值接近中性,径流样品明显偏碱性;李翠林等(2003)利用1996年5月1日天山乌鲁木齐河源1号冰川积雪开始融化形成径流至6月17日,在1号冰川、空冰斗和总控水文点采集逐日的径流样品,研究河源区不同下垫面流域水文化学差异及各影响因素的控制作用;韩添丁等(2009)利用乌鲁木齐河源1号冰川、空冰斗和总控三个水文点逐日定时(14:00时)的径流及电导率和TDS监测资料,分析河源区不同下垫面流域径流电导率和TDS的差异特征及各影响因素的控制作用。

鉴于乌鲁木齐河流域稳定同位素研究的重要性和代表性,从20世纪90年代初到现在也展开了一系列研究。对于乌鲁木齐河流域各种水体中氢氧同位素含量的时空变化差异,也已经展开了一系列研究。侯书贵等(1998, 1999)根据乌鲁木齐河源1号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与大西沟气象站实测的气温资料,进一步系统地探讨了冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的气候意义; Yao et al. (1999)和姚檀栋等(2000)研究了乌鲁木齐河流域从下游乌鲁木齐站、中游跃进桥站和源头大西沟站降水中稳定同位素与温度的关系,揭示了内陆河流域系统降水中稳定同位素的变化规律。得出乌鲁木齐河流域降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随海拔增高而减小, $\delta^{18}\text{O}$ 与温度有密切的正相关关系,说明 $\delta^{18}\text{O}$ 是温度的可靠指标。在月平均以上时间尺度上,跃进桥站和大西沟站 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系比乌鲁木齐站好,说明越往冰川区 $\delta^{18}\text{O}$ 对温度反映越敏感。章新平等(2002, 2003)通过乌鲁木齐河流域历年采集的降水、表层粒雪、冰川融水和河川径流等水样资料,分析了不同水样中氧稳定同位素的变化,揭示了降水中氧稳定同位素变化存在着明显的温度效应,而温度效应又与海拔高度有关;表层粒雪和冰川融水中氧稳定同位素则无明显的高度效应;冰川融水中的氧稳定同位素比率小于河川径流中的氧稳定同位素比率等规律。李亚举等(2011)分析了乌鲁木齐河源1号冰川积累区采集的表层雪样品,揭示了该区表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的季节变化特征,讨论了水汽输送对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的影响。

从上述研究可以看出,研究者已开始关注乌鲁木齐河流域水体的同位素和水化学特征及其相关的环境指示意义,且根据各种水体不同的水化学特征,特别是相关的稳定同位素含量差异可以推断出区域相关水循环规律,也为水化学和稳定

同位素技术在水循环研究中的应用提供了实例。

但这方面的研究也存在一些不足:

(1) 对于乌鲁木齐河流域水化学和同位素特征的研究区域多集中在河源作用区, 对整个乌鲁木齐河流域产流区的研究较少;

(2) 河源冰川作用区的采样时间持续较短, 且多数研究采用数据相同(例如: 1995, 1996 年的采集的 5~6 月水样), 未涉及整个消融时段(Yde et al., 2008);

(3) 研究水化学特征和水化学演化特征分析的方法较为简单, 研究方法应进一步完善, 应将离子组合及比值法与其它多种水化学方法同时进行分析;

(4) 乌鲁木齐流域稳定氢氧同位素的研究, 现有研究仅对水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行分析, 缺乏对 δD 含量的数据, 应结合两者对水体中 $d\text{-excess}$ 指标进行系统的分析;

(5) 乌鲁木齐流域稳定氢氧同位素研究, 未对流域内各种水样 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 差异及其影响因素进行系统的对比分析;

(6) 可以通过研究乌鲁木齐河流域内水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值, 结合美国环境预报中心和国家大气研究中心(NECP / NCAR)再分析资料, 对研究区降水的水汽来源进行分析(Pfahl and Wernli, 2008; Sjoström and Welker, 2009)。

针对以上不足之处, 本论文在前人研究的基础上, 进一步对乌鲁木齐河流域山区各种水体的水化学和同位素特征进行了研究, 以期为区域水化学、地球化学的研究和同位素分析积累研究资料和数据, 也为今后我国西部干旱区、半干旱区其它流域水循环研究提供参考。

1.4 论文的结构安排

本论文共分为七章, 主要包含以下内容:

第一章为绪论部分, 论述了乌鲁木齐河流域山区水化学和同位素特征研究的科学意义、国内外研究现状和存在的问题;

第二章为研究区概况与研究方法, 全面介绍了研究区概况、野外样品的采集与实验分析以及其它相关数据资料的获取;

第三章为方法理论研究, 介绍了本研究中使用的水化学和同位素方法的基础理论知识;

第四章为河源冰川作用区径流水化学特征及其主要的控制因素研究, 鉴于河

源冰川作用区径流水化学特征的特殊性，本章专门对其进行阐述；

第五章为乌鲁木齐河上中游山区各种水体(地表水、大气降水以及部分地下水)的水化学特征及其相关的环境指示意义；

第六章为流域山区各种水体氢氧同位素组成特征，利用降水 *d-excess* 指标，结合美国环境预报中心和国家大气研究中心(NECP / NCAR)再分析资料指示区域水汽来源，并通过不同水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 差异揭示山区径流的补给机理；

第七章为论文的结论和展望部分。

第二章 研究区概况与研究方法

2.1 研究区概况

乌鲁木齐河流域位于天山中段北坡,流域南北长 200 余千米,东西宽 25 ~ 50 km, 介于 $86^{\circ}45' \sim 87^{\circ}56' \text{ E}$, $43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}07' \text{ N}$ 之间。西接头屯河流域,东邻板房沟流域,南以乌鲁木齐河源头山脊分水岭和黄水沟为界,北至准噶尔盆地南缘的东道海子,流域总面积 $4\,684 \text{ km}^2$ (图 2-1)。西自杨沟口以上的山区径流形成区面积 $1\,070 \text{ km}^2$,出山总径流控制区的英雄桥水文站以上集水面积 924 km^2 ,集水区平均海拔高度 3 083 m;其中高山冰雪融化控制区跃进桥水文站以上集水面积 310 km^2 ,平均海拔高度 3 483 m。3 600 m 以上高山区为现代冰川发育区,平均雪线高度为 3 780 m,雪线以上的面积占山区流域面积的 9.6%,流域内共有冰川 124 条,冰舌末端海拔为 3 440 ~ 4 020 m。本文研究区域主要是英雄桥断面以上的乌鲁木齐河流域山区,地理范围为北纬 $43^{\circ}01'20'' \sim 43^{\circ}22'35'' \text{ N}$,东经 $86^{\circ}47'40'' \sim 87^{\circ}17'45'' \text{ E}$,海拔高程 1 920 ~ 4 486 m。

乌鲁木齐河流域地势起伏悬殊。地势南高北低,东高西低,最高点是东部流域外缘的博格达峰,海拔 5 445 m,最低处猛进水库大渠南侧海拔 490.6 m,两者高差为 4 954.4 m,而相距水平不足 100 km。乌鲁木齐河山区流域,为四面环山,东、东北方向有博格达山,南部为依连哈比尔尕山东段(天格尔山)。乌鲁木齐河流域山区为产流区,特别是上游山区为降水量最多区,产流大、河水流量大是主要的汇流区。一般夏秋季节流量大,冬春季流量小,6 ~ 8 月流量占年径流量的 70%左右,最大值出现在 7 月,最小值出现在 1 月,两者值相差达几百倍。

乌鲁木齐河流域是我国典型的内陆河,属于天山北坡内陆河水系中的中等流域,其山区流域山势陡峭是主要产流区。高山区为冰川冰缘作用区,发育有现代冰川,冰蚀冰积地貌遍布,石川、石河、融冻草丘等广为发育;中游以河槽侵蚀发育为主,河网发育,是乌鲁木齐河主要径流形成区;山口以下为径流散失区。由于山高坡陡,流水侵蚀是外应力,山峰峡谷深切,盆地狭小,除后峡小盆地外,皆为陡峭山地,不利于水土保持。集水区内地降大于 60%的面积,占 14.7%;60 ~ 30%的面积,占 75.7%;小于 30%的面积仅占 9.6%。集水面积,海拔 3 600 m

以上, 占 19.42%; 2 600 ~ 3 600 m, 占 50.49%; 2 600 ~ 1 670 m, 占 30.09%。两岸地貌差异较大, 主要表现是两岸地形不同, 阴坡河系比阳坡发育, 水热条件左岸优于右岸。

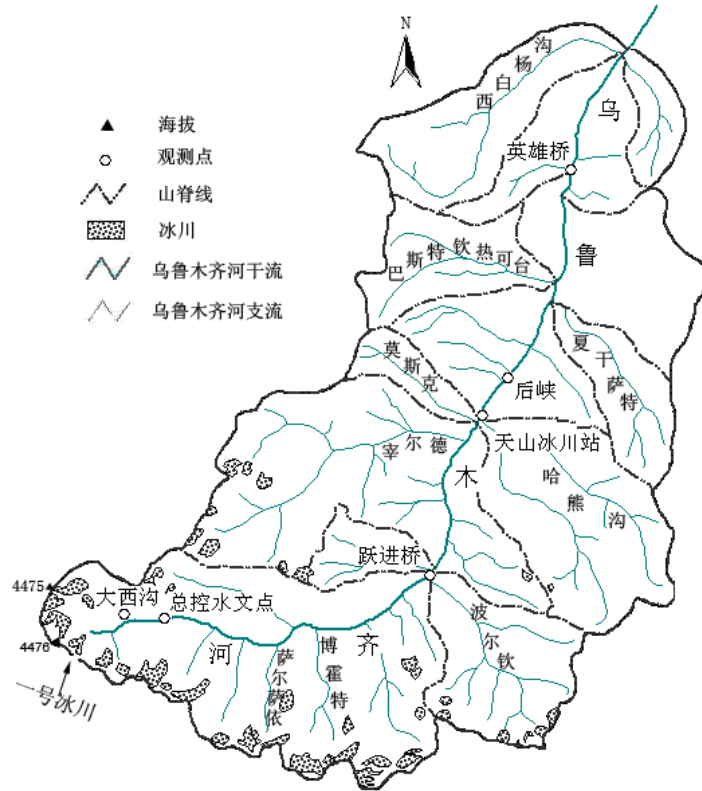


图 2-1 乌鲁木齐河流域示意图

Fig. 2-1 Sketch map of the Urumqi River Basin

流域山区气候分区为: ①高山冰雪区, 为现代冰川区, 平均雪线高度 4 050 m, 雪线以上面积 102.2 km², 冰川 150 条, 面积 46 km², 冰舌末端海拔高度为 3 440 ~ 4 050 m, 年均气温 -6.0 °C。降雪量占年降水量的 75%以上; ②亚高山冻土区, 多年冻土下限阴坡为 2 900 m, 阴坡在 3 250 m 以上; 年均气温 -2.5 ~ 1.2 °C, 降雪量占年降水量的 50%; ③中高山寒温区, 年均气温 0 ~ 4.0 °C, 降雪量占年降水量的 20 ~ 30%, 为山区最大降水区, 一般年降水量为 400 ~ 500 mm。流域山区景观分为: ①高寒砾漠带, 海拔 3 600 m 以上, 大部分为冰川和积雪覆盖; ②高山草原草甸区(3 500 ~ 2 600 m), 为高山蒿草荒原及垫状植被, 且融冻风化强烈; ③中低山森林区(2 500 ~ 1 600 m), 多为天山云杉, 水热条件较为充裕。

发育于乌鲁木齐河源区的 1 号冰川(43°06' N, 86°49' E)位于天山喀拉乌城山

主峰天格尔峰分水岭北侧，形状为双支冰斗冰川。1 号冰川距亚洲地理中心(43°40'37" N, 87°19'52" E)仅有 100 km 左右，是中国监测时间最长，资料最为详尽、系统的冰川，也是世界冰川监测服务网络(World Glacier Monitoring Service, WGMS)中中亚内陆地区的代表冰川。自 1959 年开始观测以来，1 号冰川一直处于退缩状态，随着全球气候变暖，20 世纪 80 年代以来还出现了明显的加速趋势。东西两支冰舌在 1993 年完全分离，成为两支独立的冰川。

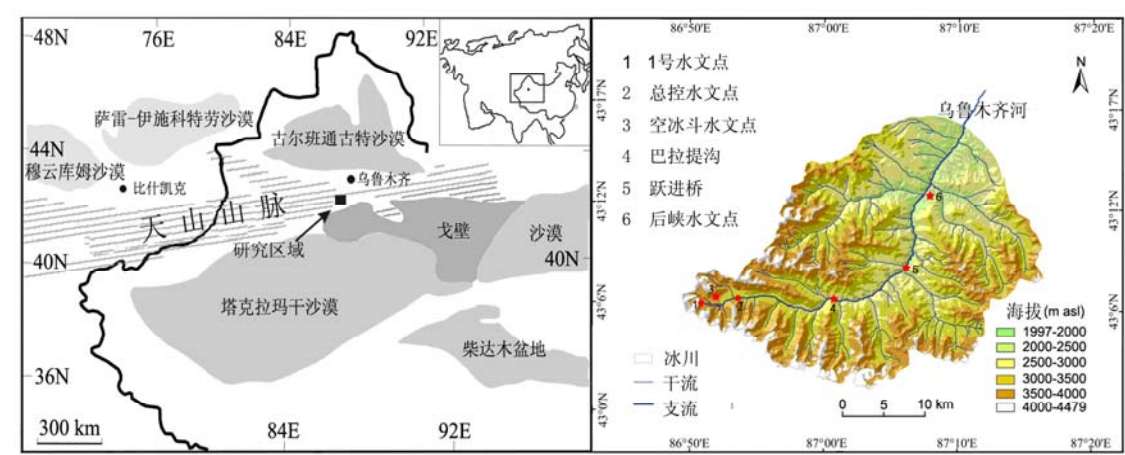


图 2-2 乌鲁木齐河流域山区及采样点分布图

Fig. 2-2 Sketch map showing the study area and the sampling sites

表 2-1 研究区采样点和主要样品信息一览表

Table 2-1 List of the samples sites used in this paper

站点	海拔(m)	经度(E)	纬度(N)	面积(km ²)	样品采集类型	采样周期
1 号冰川水文点*	3693	86°49'16"	43° 06'52"	3.34	降水、河水样品	每次降水, 每日
空冰斗水文点*	3805	86°49'38"	43° 07'09"	1.68	河水样品	每日
总控水文点*	3404.6	86°52'05"	43°07'03"	28.90	降水、河水样品	每次降水, 每日
大西沟气象站*	3539	86°50'35"	43° 06'48"	—	降水样品	每次降水
1 号冰川东支末端*	3861	86°48'44"	43° 07'09"	—	冰雪融水	每周
1 号冰川西支末端*	3799	86°48'52"	43° 07'02"	—	冰雪融水	每周
巴拉提沟	2632	87°00'26"	43°06'57"	—	河水样品	每周
跃进桥水文站	2334	87°06'07"	43° 08'52"	310.00	河水样品	每周
后峡水文站	2130	87°07'03"	43°12'42"	381.03	降水、河水、井水	每次降水, 每周

*为河源区观测点

天山冰川观测试验站的常规水文、气象观测在乌鲁木齐河源区的 1 号冰川水文点、空冰斗水文点、总控制水文点以及后峡基本营地进行。三个水文断面均装

有自计水位计，测流主要用流速仪法，即时流量由水位—流量关系线求得。气象观测项目主要为气温、降水、湿度、蒸发、地温、日照等。

本文所用到的数据见表 2-1。

1 号冰川水文点设在离 1 号冰川末端 300 m 的河道上，实施 1 号冰川冰雪径流的监测，断面海拔 3 659 m，流域面积 3.34 km²，其中冰川面积占 54% (Li et al., 2009)。在水文断面的左岸设有气象观测场。

空冰斗水文点设在乌鲁木齐河源区左侧，斗口朝南，进行高山区积雪、多年冻土融水径流的观测，断面海拔 3 805 m，流域面积 1.68 km²，在水文断面的右岸也设有气象观测场。

在乌鲁木齐河源区大西沟和罗布道沟汇合处，设有总控水文点，控制监测乌鲁木齐河源区降水和 7 条冰川以及冰川周围高山积雪、多年冻土的总融水径流；该断面海拔 3 408 m，流域面积 28.9 km²；其中冰川面积约 5.6 km²。总控气象场设置在水文断面左岸冰碛丘上。

另外，天山冰川观测试验站在乌鲁木齐河上中游三个水文站点进行长期的水样采集，分别为：巴拉提沟位于 87°00'26" E，43°06'57" N，海拔 2 623 m，定期采集河水样品，采集频率为一周一次；跃进桥水文站位于 43°07' N，87°03' E，海拔 2 529 m，采集河水样品，采集频率为一周一次；后峡水文点位于乌鲁木齐河谷(43°12'42" N，87°07'06" E)，海拔 2 130 m，采集每次降水样品的同时采集河水和井水样品，采集频率为一周一次。

2.1.1 气象水文特征

乌鲁木齐河流域位于欧亚大陆中部，远离海洋，周围高山环绕，为典型的大陆性高山气候，流域气候主要受中高纬度的西风带环流控制和极地冷气团影响，气候干燥，降水稀少而集中，流域山区降水多集中在 6 ~ 8 月(王德辉和张怀远, 1985)。山区气温随着高度增加而递减，递减率以夏季最大，6 月达到最大。另外，乌鲁木齐河山高谷深，河流下切作用强烈，使得气象定位观测站点的代表性受到一定的限制，尤其风速和风向受地形的影响很大，所以气温与降水量就成为显示气候特征的主要因子(张寅生等, 1994)。

2.1.1.1 多年气温和降水变化特征

利用大西沟和乌鲁木齐气象站 1959 ~ 2007 年气象数据计算乌鲁木齐河流域年平均气温、年降水量。可以看出 49 年来乌鲁木齐河流域年平均气温在 80 年代中期以前呈微小的降低趋势, 80 年代中期以后侧有较大幅度的上升趋势(图 2-3)。从整体上看, 乌鲁木齐河流域年平均气温呈现上升趋势(施雅风等, 2002), 其倾向率为 $0.22^{\circ}\text{C} / 10 \text{ a}$ 。年平均气温在 20 世纪 60 年代均值为 1.0°C , 70 年代年逐渐降低, 其均值为 0.8°C , 80 年代继续降低, 均值为 0.6°C , 90 年代又逐渐升高, 均值为 1.2°C 。2001 ~ 2007 年升幅最为明显, 年平均气温均值为 1.8°C , 达到平均气温最高值。由图 2-3 乌鲁木齐河流域气温累积距平曲线看出, 气温在 90 年代中后期呈明显上升趋势, 20 世纪 90 年代中期后(1996 ~ 2007 年)流域年平均气温均值与前 37 年(1959 ~ 1995 年)平均值相比, 增加了 0.9°C , 增温显著。

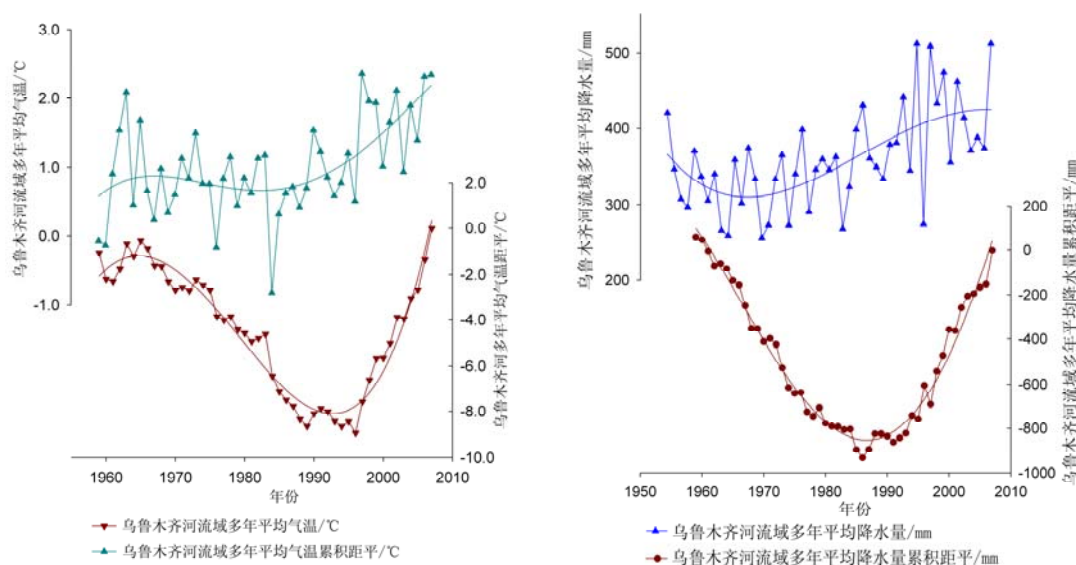


图 2-3 乌鲁木齐河流域多年平均气温、降水量及累积距平

Fig. 2-3 Annual mean air temperature and its accumulative anomaly curve of Urumqi River

流域不同区域温度升高的幅度是不同的。以河源区大西沟气象站和下游乌鲁木齐气象站 1959 ~ 2007 年年平均气温进行对比分析表明, 1996 ~ 2007 年河源区和乌鲁木齐年平均气温与 1959 ~ 1995 年平均值相比分别升高 1.1°C 、 0.9°C ; 河源区升温速率更快。

从图 2-3 中看出, 乌鲁木齐河流域近 50 年来年平均降水量整体呈现出增多趋势。其 50 年降水量的平均值为 360.2 mm 。从整个平均降水量曲线看, 70 年代

中期以前流域降水量呈减少趋势, 70 年代中期以后呈增加趋势。从降水量累积距平曲线看, 90 年代年以前降水量以偏少为主, 累积距平曲线呈波动式下降趋势, 90 年代后降水量开始偏多, 累积距平曲线呈上升趋势。1959 ~ 1990 年流域平均降水量为 334.1 mm, 1991 ~ 2007 年流域平均降水量为 409.2 mm, 增加了 75.1 mm, 降水量增加显著。分析降水量增加原因, 有 2 个主要因素。一是全球变暖驱动水循环过程加快, 空气中水汽的增减是降水量变化的重要条件, 大气中水汽含量增加, 陆地降水量也随之增加; 二是温度的升高加强了平原区与山区的局地环流, 增加了山前平原区的空气湿度导致了降水量的增加(McCarthy et al., 2001)。

2.1.1.2 多年径流量变化特征

(1) 年内变化

选取乌鲁木齐河源区 1 号冰川、空冰斗、总控三个水文点和控制出山口径流英雄桥水文站的多年月经流量进行分析, 结果如图 2-4 所示。

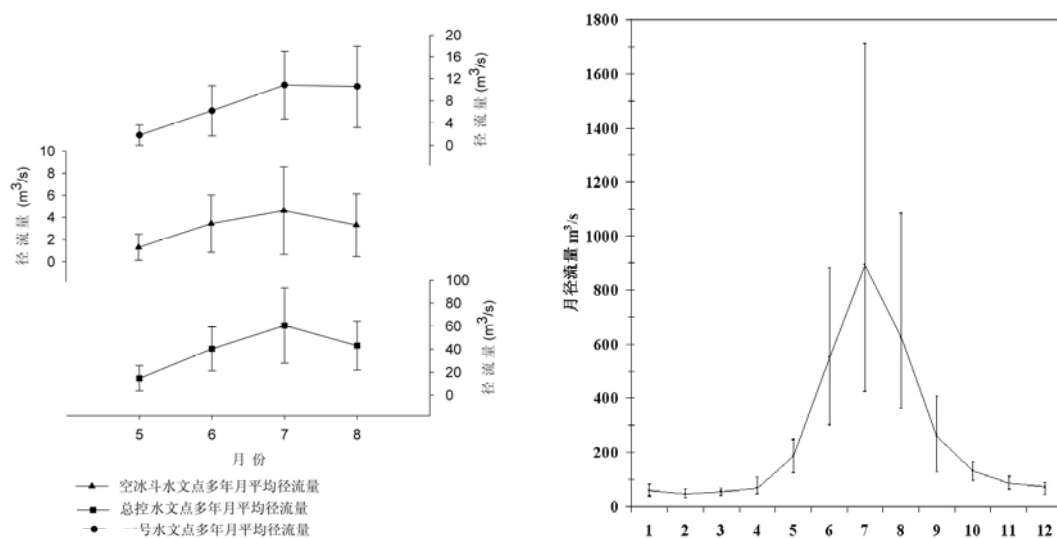


图 2-4 乌鲁木齐河源区水文点及英雄桥水文站径流量年内变化

Fig. 2-4 Curve of month changes of runoff at the headwaters of Urumqi River and the hydrologic station of Ying Xiongqiao

河源区三个水文点径流主要来源为冰雪融水和降水, 由于河源区 10 月 ~ 翌年 4 月为封冻期, 且降水为固态降水, 一般在 5 月才出现径流(图 2-4)。夏季气温逐渐升高, 多在 7 月末出现最大径流量。8 月过后气温降低, 径流逐渐减少直至消失。据实地观察表明, 由于河源区秋季增温明显, 封冻期也随之推迟。最近

三年观测表明, 径流的封冻期已推迟到 9 月末至 10 月初。秋冬季气温升高对径流量影响较大。

英雄桥水文站是乌鲁木齐河流域观测时间最长的水文站。分析表明, 乌鲁木齐河径流量年内分布不均(图 2-4)。2 月最低, 3~4 月缓慢上升, 5 月开始急剧增加, 7 月达到最大值, 8 月又开始减少。乌鲁木齐河径流量与流域降水量、气温年内的变化一致。

(2) 年际变化特征

分析 1959~2007 年 49 年英雄桥水文站径流数据表明, 乌鲁木齐河出山径流量多年平均为 $2.43 \times 10^8 \text{ m}^3$, 20 世纪 60、70、80 年代年均径流量分别为 $2.32 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $2.33 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $2.41 \times 10^8 \text{ m}^3$, 90 年代~2007 年为 $2.59 \times 10^8 \text{ m}^3$, 90 年代以来比 80 年代径流量增加了 8.4%, 比 60~70 年代增加了 12.3%。图 2-5 是英雄桥水文站 1959-2007 年径流量和累积距平变化曲线, 可以看出, 从 90 年代初期开始年径流量增加显著, 这与 90 年代以来气温显著升高和降水显著增加有着重要关系。对 49 年年径流量进行突变检验(图 2-6), 发现在 1987 年出现了由低到高的突变, 与径流量累积距平数据分析的结果一致。

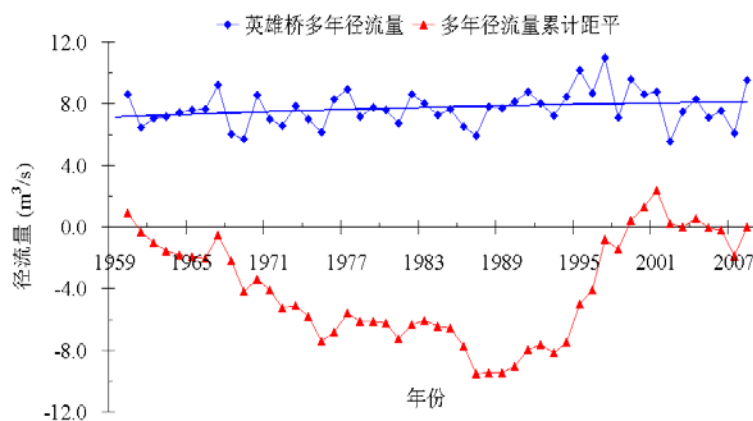


图 2-5 乌鲁木齐河年径流量与累积距平

Fig. 2-5 Annual runoff and its accumulative anomaly curve in Urumqi River Basin

年径流量变差系数 C_v 值反映年径流量总体系列离散程度。 C_v 值大, 径流量年际变化剧烈, 反之, 则径流量的年际变化小。一般来说, 以季节积雪融水或雨水补给为主的河流, 由于补给来源的季节性变化大, 河流流量呈较为显著的季节性差异, 其 C_v 值较大; 而高山冰雪融水与雨水混合补给的河流, 由于冰雪融水与雨水在不同时期起相互补充作用, 其 C_v 值较小(杨针娘等, 2000)。计算得出乌

鲁木齐河的年径流变差系数 C_V 值为 0.15，反映出乌鲁木齐河径流的多年变化的年变差系数小，径流年际变化较稳定。也反映了乌鲁木齐河是冰雪融水与雨水混合补给型河流的主要特点。

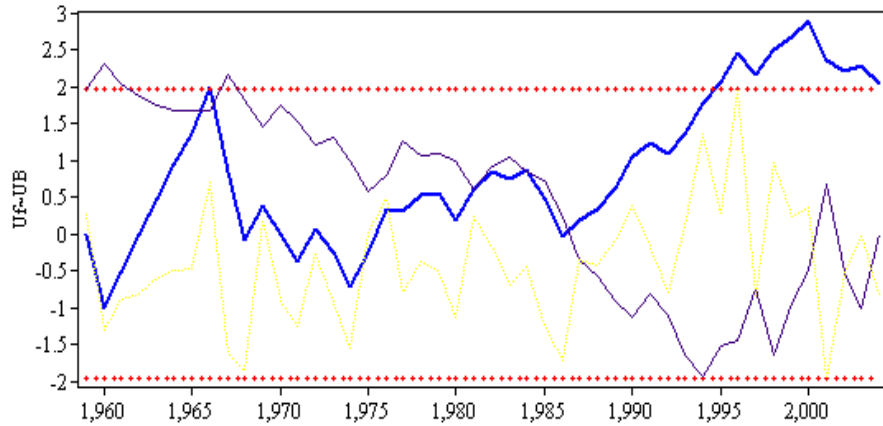


图 2-6 乌鲁木齐河年径流量 Mann-Kendall 突变检测

Fig. 2-6 Abrupt changes of annual runoff in Urumqi River by using Mann-Kendall method

2.1.2 地质地貌概况

乌鲁木齐河源区在大地构造单元上跨越南北两个构造单元，北侧属于海西天山褶皱带的中段，与南侧的加里东褶皱带被一条大断裂分开，大断裂线的走向与其轴向基本一致。大西沟上源南侧处于北天山地向斜褶皱的背斜上，地层由下古生界志留纪的结晶片岩组成。北侧的加里东褶皱带地层主要是泥盆纪的绿泥石石英片岩、云母石英岩夹灰质片岩，凝灰质砂岩及硅质岩。乌鲁木齐河源区就是在这一地质基础上形成天山北麓高山区的。海拔 2 900 m 以上的森林带上限以上山地属于高山灌丛和基岩裸露的冰川—冰缘带。由于构造运动及长期不等量的溯源侵蚀(冰川作用、寒冻风化等)，山脊轴线向北偏离，北侧侵蚀下切强烈，坡陡谷深，地势险峻；南侧侵蚀下切较弱，坡缓谷浅。从海拔约 1 500 m 的大西沟沟口向上游方向，谷地形态以峡谷与断陷谷盆相间分布为特点，其中英雄桥一带为大西沟割切成的天山第一道峡谷(刘光琇等, 2004；李江风等, 2006)。

阶地在乌鲁木齐河地貌中占有重要地位，青年渠至大西沟沟口一带的阶地级数最多，规模巨大而清晰；进入中山带后，阶地级数相对减少，规模不大，仅发育在断陷盆地内的河流两侧(如后峡盆地)。从后峡盆地向上游谷地，河谷盆地基本消失，代之以深切狭窄的河床为特色，一直分布到海拔 3 000 m 的望峰道班以

下。在该地段存在古冰川作用塑造的双层槽谷,特别是晚更新世以来各个阶段的冰蚀、冰碛地形,直至源头现代冰川区,冰川侵蚀与堆积的现代过程和冰缘过程更为显著。

河流与构造走向大致一致,以跃进桥为界限,可分为上下两段。跃进桥以上的干流段,受天山轴部背斜及挤压张裂构造控制,其基本方向呈东西分布,各支流受背斜翼部的倾斜向或经向剪切破裂构造约束,沿经向发育。跃进桥以下的干流段,受背斜向斜翼部的倾向及经向剪切破裂构造约束,由南向北流流,各支流则受到向斜、背斜的构造走向,挤压张裂构造及岩石性的控制,呈纬向发育。跃进桥是乌鲁木齐河流域流向的转换点,河流在跃进桥附近大转弯,大致由东西向转为北南向(见图 2-1)。

乌鲁木齐河流域从南到北一共流经了 5 个相互独立的而又相互联系的水文地质单元:①天山基岩山地裂隙山区;②柴窝堡山间盆地第四系孔隙水区;③乌鲁木齐河市区河套第四系孔隙水区;④乌鲁木齐河山前倾斜平原第四系孔隙水区;⑤下游细土平原孔隙水区。在河流出山之前,河流是山区基岩裂隙水的排泄渠道,山区的地下水几乎全部转化为地表水,经河道流出山外。河流流入柴窝堡山间盆地后,在山前洪积扇裙带大量渗漏转换为地下水,在南部靠近第三纪构造带地区,地下水位提高,地下水出露地表,转化为地表水(李江风, 2006)。

2.1.3 土壤与植被

乌鲁木齐河山区流域土壤的分布,具有鲜明的垂直地带性特征(陈霞等, 2010),如表 2-2 所示。不同类型土壤的水分物理特征及透水性不同,对区域产流的影响也不相同,高山带裸岩面积覆盖率大,高山草甸土的稳渗率小,而局部的冻土作用、降水和融水都容易形成地表径流;中山带的土壤主要为灰褐色森林土、黑钙土,土层较厚,稳渗率很大,田间持水量较小,较小的降水量不可能形成地面径流,大部分渗入地下;后峡盆地覆盖山地栗钙土,土质较硬而稳渗率也较大,是山区流域暴雨径流主要的形成区(施雅风, 1992)。

植被的分布特征为垂直分带明显,但不完整,如林带不连片多呈块状;草原和林带分布相互交错;林带缺少明显灌丛,仅在林间空地、林缘及高山、亚高山草甸断续出现。具体的分布状况:针叶林为雪岭云杉,分布在 1 600~2 700 m 的

中山带；灌丛有金露梅、黑果小檗、新疆圆柏等，分布在云杉林中、林缘区，森林上限和河谷滩上；阔叶林有桦木、密叶杨和白柳，主要集中在低山河谷区；草原有真茅、草、羊茅等，主要分布在低山丘陵及林带下限附近；草甸多在水分、地形、土壤较为适中条件下形成，中高山带及河谷区域均有分布。

表 2-2 乌鲁木齐河流域土壤分布情况

Table 2-2 Soil distribution in the Urumqi River Basin

土壤类型	海拔(m)	分布面积(km ²)
高山草甸土	3000 ~ 3600	201.40
亚高山草甸土	2800 ~ 3000	162.00
山地草甸土	2400 ~ 2800	183.20
山地重钙土	2200 ~ 2400	34.60
山地栗钙土	1800 ~ 2200	65.10
灰褐色森林土	1800 ~ 2 600	123.20
沼泽土		0.70
裸岩倒石堆	> 3600	261.80
冰川		38.00

引自：李江风(2006)。

2.1.4 冰川分布特征

乌鲁木齐河山区流域(大西沟地区)共有冰川 124 条，总面积 35.7 km²，冰川形态类型主要为冰斗冰川、悬冰川和冰斗-山谷冰川，其中冰斗冰川占总面积的 57%，比阿尔泰和哈巴河(52%)和祁连山的石羊河(43%)还多。冰川冰斗非常发育，其密度达到 1 / 3.7(个 / km²)，是世界上高密度地区之一。大西沟冰川中值平均高度为 3 887 m，其中东坡各支沟冰川中值高度低于总平均值约 12 ~ 43 m，而西坡各支沟则高于总平均值约 14 ~ 79 m。1 号冰川是大西沟河源区最大的冰川，属于双支冰斗-山谷冰川，零平衡线近 30 年来平均为 4 055 m，最高点 4 467 m，冰舌末端 3 734 m，朝向东北，主流线呈“S”型(刘光琇等, 2004)。

至小冰期以来，大西沟地区已有 19 条冰川在冰川后退中消失，冰川面积已减少 43.9%，冰储量约减小 56.3%，零平衡线升高 134 m。从空间分布来看，前

山带冰川退缩较为强烈, 冰川面积减少约 44.5%, 内山带为 42.6%; 从时间上看, 冰川面积的减小逐渐在增强, 尤其是 1964 ~ 1973 年, 平均每年面积较少量是小冰期以来的 8.4 倍。

2.2 样品采集与实验分析

2.2.1 样品野外采集与保存

(1) 河水样品取样

河源区径流样品采集于乌鲁木齐河源区1号冰川、空冰斗和总控三个水文点(图1, 表2-1), 在野外取样和处理样品过程中, 操作者应戴上聚乙烯手套, 以最小程度地减少污染。在采集水样之前, 先用待取水样的水洗涤2~3次, 再正式采集样品; 而且采样应在自然水流状态下进行, 尽量不扰动水流和底部沉积物, 以保证样品代表性。河源区属季节性河流, 采样时间为2006、2007年河流未断流期(5~9月每日14:00时)。共收集径流样品655个, 其中2006年采集样品312个, 2007年采集样品343个。为避免蒸发和污染影响, 应尽可能在河流流动速度快的地方取样。

天山冰川观测试验站在乌鲁木齐中上游流域同样有三个长期采样点(图1, 表2-1): 巴拉提沟、跃进桥水文点和后峡水文站。采样时间为2006年1月一直持续至今, 全年12个月持续进行采样, 采样频率为一周一次, 采样步骤与河源区采样步骤相同, 直接用蒸馏水清洗过的聚乙烯塑料瓶采集径流表水样, 流水经振荡清洗3次之后装样, 密封保存。所有样品的采集过程严格按照相关采样规范进行, 保证样品清洁无污染。径流样品取样前, 需将取样瓶用流水冲洗3次后装样, 标明采样日期和采样地点, 密封并冷冻在低温室中。为了防止污染, 采样过程中使用的所有器具均在天山冰川站实验室用去离子水清洗3次。

(2) 降水样品的收集

河源区每次降水样品的采集, 除在河源区的1号冰川和总控两个水文点外, 在大西沟气象站也进行采集。每次降水过程都按照实验取样, 降水样品的收集是严格按照气象观测规范的要求来进行的。每次降水开始后立即将事先用蒸馏水洗净的镀瓷器皿置于约 0.3 m 高的支架上收集, 降水结束后, 用样品冲洗采样瓶3遍后立即装样, 并立即将瓶盖拧紧加以密封以防止蒸发。如果为降雪, 待其在室

温下自然融化后,进行同样处理。采样同时对水样进行编号,并记录每次降水日期和降水量。

另外,在乌鲁木齐河的后峡气象场内,也同时进行每次降水样品的收集,采样步骤与河源区降水样品的采集一致,这里不再详细介绍。

(3) 地下水样品取样

地下水样采集地点位于后峡水文点附近(表 2-1),根据井深(< 50 m)可划分为浅层地下水,本文地下水的取样程序严格按照 Clark 和 Fritz (1997)提出的采样程序。采集频率是一周一次,所采集的水样用于主要离子浓度、pH、TDS、EC 以及 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值测定。

(4) 冰雪融水样品的采集

天山冰川观测试验站在 1 号冰川东西支末端长期进行冰雪融水样品的采集,采集的频率 5~8 月为一周一次,8 月以后为每天一次(详见第六章图 6-11)。

(5) 其它样品的采集

另外,为进行对比研究,2006、2007 年采样期间在 1 号冰川东支积累区(海拔 4 130 m)采集表层雪 32 个和末端采集冰川融水样品 17 个(详见第四章)。

由于样品都是在偏远的河源区采集,从野外带回到实验室分析需要一定的时间。因此,所有采集的样品均密封后立即放入 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冰箱低温冷藏。以冷冻方式运回中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈国家重点实验室,在 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 低温实验室中保存,测试分析前两天取出放在洁净等级为百级的超净工作台和恒定室温下自然融化,以备分析。

2.2.2 样品的测定

(1) 水化学指标测定

样品的水化学指标分析工作在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测试验站内完成。pH 值使用 PHJS-4A (0.001)测量,在该仪器使用前,均用 pH 值为 6.86 和 9.18 的标准缓冲溶液对仪器的电极进行校正;在样品测量前,首先用部分样品对电极进行清洗,每个样品测量完后再用去离子水清洗,后浸入新鲜和静止的样品中,5 分钟后得到经温度补偿后的 pH 值。EC 和 TDS 值使用 DDSJ-308A (0.001)测量,为避免受到空气中 CO_2 和 H^+ 的影响,样品在密封样品

瓶内融化后立即进行测试(效存德等, 2001)。K⁺、Na⁺、Ca²⁺和 Mg²⁺等阳离子浓度使用 PE2380 型原子吸收光谱仪测定, 四种主要离子的测量精度在 10 ng·g⁻¹ 以内。Cl⁻、NO₃⁻和 SO₄²⁻三种阴离子浓度使用 Dionex100 型离子色谱仪测定, 精度可以达到 ng·g⁻¹ 量级(皇翠兰等, 1998)。每测量 20 个样品后对仪器进行校正, 保证分析结果与标准样的误差控制在 5% 以内。

(2) 稳定同位素 δ¹⁸O 和 δD 的测定

样品的 δ¹⁸O 和 δD 值的测定在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所天山冰川观测试验站内完成。本研究采用液态氢氧同位素分析仪(LGR DLT-100 LWIA) 针对水样和降水样品中的 δD 和 δ¹⁸O 进行分批测定。LGR DLT-100 LWIA 是采用离轴积分腔连续输出光谱技术的新仪器, 最大的优点是可以对 δD 和 δ¹⁸O 同时进行测定(Berman et al., 2009)。测定时为防止同位素分馏, 每批分析样品为 20 个, 在分析前一天从低温室取出, 在室温下融化。5 个样品和 2 个标样为一组进行测试, 每个样品或标样需要注射样品 6 次, 前三次由于存在上次样品残留问题影响数据而舍弃, 采用后三次测定结果进行计算(Lis et al., 2008; Lyon et al., 2009)。使用该仪器测得本文样品中 δD 和 δ¹⁸O 测试平均精度分别为 ±0.8‰ 和 ±0.1‰ 以上。分析结果按照惯例, 以相对于标准平均大洋水(Standard Mean Ocean Water, VSMOW)的千分差值表示:

$$\delta^{18}\text{O} = [({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{sample}} - ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}] / ({}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}} \times 10^3\text{‰} \quad (2-1)$$

$$\delta\text{D} = [(D/H)_{\text{sample}} - (D/H)_{\text{VSMOW}}] / (D/H)_{\text{VSMOW}} \times 10^3\text{‰} \quad (2-2)$$

2.3 其它相关资料的获取

本论文中涉及的各个水文气象站的水文气象资料, 均由天山冰川观测试验站提供(天山冰川观测试验站年报)。

另外, 对于本论文中所用到的乌鲁木齐河流域下游降水中氢氧同位素数据资料的来源, 是 IAEA 在乌鲁木齐河下游的 GNIP 站点: 乌鲁木齐站(43.78°N, 87.62°E, 918 m a.s.l)进行收集的大气降水资料(<http://isohis.iaea.org>)。

第三章 方法理论基础

3.1 水体稳定同位素研究的方法

3.1.1 理论基础

水是由氢和氧两种元素组成,自然界中水是由多种不同同位素组合形式的水分子构成。氢有 ^1H 和 ^2H (或 D)两种稳定同位素组成形式,它们在自然界里的平均丰度分别为 99.9844%和 0.0156%;氧由 ^{16}O 、 ^{17}O 和 ^{18}O 三种同位素组成形式,它们在自然界里的丰度分别为: 99.759%、0.037%、和 0.204%。由于 ^{17}O 同位素丰度相对 ^{18}O 较小,在实际应用过程中主要注重含有 ^2H 和 ^{18}O 的水分子成分。 H_2^{16}O 、 HD^{16}O 和 H_2^{18}O 这三种水分子在自然界中的含量较丰富,全球平均而言, H_2^{16}O 、 HD^{16}O 和 H_2^{18}O 浓度比值为 997 680: 320: 2 000 ppm。

由于同位素之间存在质量差异,不同同位素的物理和化学性质具有一定的差异。水体在不同相变过程中同位素含量将会发生变化,这一过程称为同位素分馏。热力化学反应过程中经常出现同位素分馏,分馏的结果导致反应物和生成物中同一种同位素的浓度不成比例。同位素分馏可以用分馏系数值来表示, α 等于反应物和生成物同位素比值 R (R 为某一元素的重同位素原子丰度与轻同位素原子丰度之比)的比值。

3.1.2 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 研究大气降水来源

大气降水是自然界水循环中的一个重要环节,自从 20 世纪 50 年代水文学家便开始研究大气降水中的环境同位素问题(Sidle, 1998)。Dansgaard 等(1953)最先开展了利用沉积雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 同位素组成的季节性变化测定冰川年代。1961 年,国际原子能机构(IAEA)和世界气象组织(WMO)开始在全球范围内对降水进行取样,并建立了 150 多个全球大气降水同位素监测网(GNIP)。其主要目的有:①研究全球尺度上降水的时空变化规律;②研究全球大气环流类型以及水循环;③追踪地下水补给来源;④为利用氡研究全水文学问题提供所必须的输入函数;⑤气候变化对于水资源的影响。

3.1.2.1 降水中的氢氧同位素关系-大气降水线

1961 年, Craig 把全球范围内收集到的降水样品中 δD 和 $\delta^{18}O$ 的线性规律用数学式表示为: $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, 即全球大气降水线 GMWL (Global Meteoric Water Line)。Rozanski et al. (1992) 收集 30 年 GNIP 中的 219 个台站所观测的大范围资料, 得到了以降水为基础的更为精确的 GMWL 方程:

$$\delta D = 8.17\delta^{18}O + 11.27\text{‰} \quad (3-1)$$

由于水蒸气气团的起源, 降水期间的二次蒸发和降水的季节变化, 大气降水的同位素组成存在明显的时空变化。由于局地环流系统中水汽来源及其蒸发模式的不同, 各局地大气降水线 LMWL (Local Meteoric Water Line) 通常偏离 GMWL。因此, 局地大气降水线 LMWL 与 GMWL 以及不同地区的 LMWL 之间都有很大差异。局地降水的氢氧同位素组成的差异性反应出以下几个过程: ①海洋水汽源区的湿度等气象条件; ②雨除(rainout)机制(降水分馏和大陆循环); ③气团的混合和相互作用; ④二次分馏效应。众多研究者研究了世界范围内的 LMWL, 尤其是在干旱半干旱区域。

根据 δD - $\delta^{18}O$ 关系线, 可以反映出以下几个规律:

(1) 温度低、寒冷季节、远离海洋的内陆、海拔高或高纬度区的大气降水的同位素组成一般落在全球降水线的左下方。反之, 其降水的同位素组成落在降水线的右上方;

(2) 偏离全球降水线或大区域降水线的地区蒸发线, 其降水同位素组成一般落在全球降水线的右下方。蒸发线斜率越小、偏离全球降水线越远, 反映其蒸发作用越强;

(3) 两种不同端元水混合, 例如经蒸发的水与雨水的混合水体, 其同位素组成落在两种端元水体 δD - $\delta^{18}O$ 关系线之间的区域内, 它与两种端元水体 δD - $\delta^{18}O$ 关系线的距离, 可以近似反映其混合比例的大小。

3.1.2.2 降水中同位素组成及分布规律

降水中的同位素组成主要受两个因素的影响: 温度和最初水汽来源的比例。受气候差异性的驱动, 影响大气降水氢氧同位素组成有以下几个效应: 温度效应、纬度效应、大陆效应、海拔效应、季节效应、降水量效应和二次蒸发动力效应 (Eriksson, 1965; Gonfiantini, 2001; Kumar et al., 2010)。

Dansgaard (1964)首先根据全球尺度上年平均气温和年降水中稳定同位素指出, 降水的平均同位素组成与温度存在着显著的正相关关系; 当大气水中 $\delta^{18}\text{O}$ 保持基本稳定时, 它跟温度关系为 $\delta^{18}\text{O} = 0.69T - 13.6$ 。但随着研究的深入, 降水的同位素组成与温度和降水量的关系变得比较复杂(Aggarwal et al., 2004)。Fricke et al. (1999)发现, 大气环流和其它气候参数使降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的简单关系变得不确定。随后, Pierrehumbert (1999)利用大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 理论模型, 结合单一气块的气象演化瑞利分馏模型, 已应用于单个降水事件和局地降水事件中的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系研究。类似地, 以温度为基础衍生的一系列效应也有所研究, 如纬度效应, 随着纬度的增加, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低, 且这种现象在两极尤为明显(章新平等, 1995)。在海拔较高、温度较低时, $\delta^{18}\text{O}$ 的海拔效应也非常明显。

已有众多研究报道了 $\delta^{18}\text{O}$ 值会随着海拔梯度而变化(Poage and Chamberlain, 2001; Longinelli and Selmo, 2003; Johnson and Ingram, 2004), 海拔高度每变化 100m, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围为 0.1‰ ~ 1.1‰。总之, 全球各地已经获得的不同地区大气降水和地表水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的递减率差异较大。当水蒸气气团从源区被输送经过大陆时, 大陆效应使同位素组成发生很大变异。Salati et al. (1979), Ingraham and Taylor (1991) 在不同的地区发现每 100 km δD 值的变化幅度差异很大, 范围从 45‰ ~ 0.075‰。在小雨或暴雨的前期, 由于雨滴在降落过程的蒸发效应以及环境水蒸汽的交换作用, 雨水会相对比较富集。而在持续时间长的暴雨中, 空气变得饱和会减少蒸发, 导致暴雨后期雨水降落到地面水中的同位素值会变得相对较贫。而且, 对于单次暴雨事件和连续降雨事件, 降水量的同位素组成有较大的差异, 对于在季节尺度和年际尺度上降水的同位素组成也有很大的变化。

3.1.2.3 降水同位素组成与水汽来源

在水循环研究过程中, 降水的水汽来源一直是水文学家关注的热点, 它对于我们深入了解水循环过程及其结构具有重要意义。 ^{18}O 和 ^2H 是自然界水体中 2 种天然示踪剂, 由于水体在相变过程中稳定同位素发生平衡分馏和动力分馏, 不同来源的水体具有不同的同位素组成特征, 这使利用水体中稳定同位素变化对水循环过程进行研究成为可能。目前, 利用稳定同位素示踪法来追踪降水的水汽来源是国际上研究的热点。

就全球尺度而言, 降水中 $d\text{-excess}$ 具有显著的季节变化(Froehlich et al., 2002): 北半球夏季各月份降水中 $d\text{-excess}$ 的值为低值, 冬季各月份降水中 $d\text{-excess}$ 的值为高值; 南半球降水中 $d\text{-excess}$ 的季节变化与北半球正好相反(图 3-1)。这说明就全球尺度而言, 夏季降水主要来自海洋($d\text{-excess}$ 值低), 冬季降水主要来自大陆($d\text{-excess}$ 值高)。从降水中 $d\text{-excess}$ 与水汽源区相对湿度的关系, 可以对全球尺度下降水中 $d\text{-excess}$ 的季节变化进行很好的解释: 夏季大陆降水主要来源于海洋的蒸发水汽, 源区相对湿度大, 所以降水中 $d\text{-excess}$ 的值为低值; 冬季大陆降水主要来源于陆地蒸发的水汽, 源区相对湿度小, 降水中 $d\text{-excess}$ 的值则为高值。

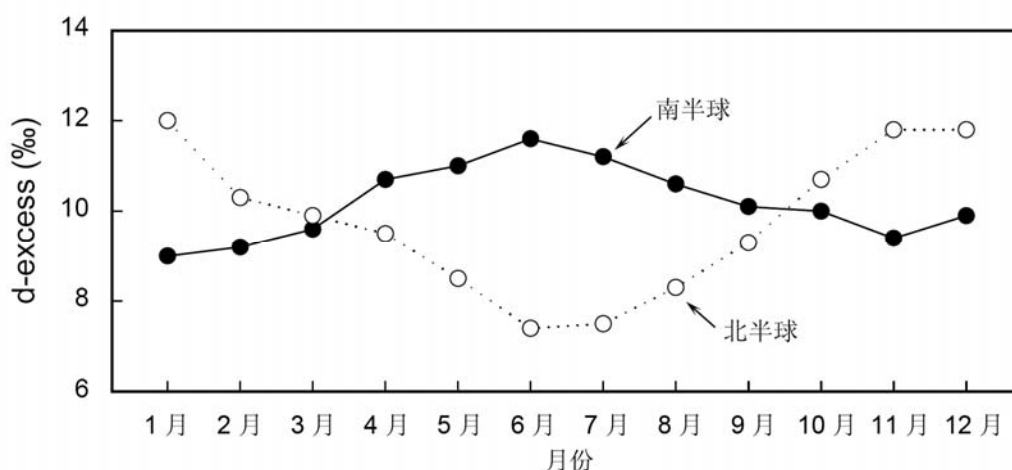


图 3-1 南北半球降水中 $d\text{-excess}$ 的季节变化(Froehlich et al., 2002)

Fig. 3-1 Seasonal variations of $d\text{-exces}$ of precipitation in the Northern Hemisphere and Southern Hemisphere (after Froehlich et al., 2002)

目前, 利用水体稳定同位素差异的方法进行区域降水水汽来源的示踪, 主要集中在对不同季节水汽来源示踪上, 但利用降水中 $d\text{-excess}$ 含量直接对局地水汽来源的示踪研究也非常少。如果水体相变过程中稳定同位素的分馏为平衡分馏, 则水体相变过程中 $d\text{-excess}$ 的值保持不变, $d\text{-excess}$ 的值主要受降水源区相对湿度控制(Merlivat and Jouzel, 1979)。根据这一原理, 可以利用降水中 $d\text{-excess}$ 追踪水汽来源以及恢复过去水汽源区气候演变历史。

3.1.3 示踪地表水补给来源组成原理

流量过程作为流域降水(或融雪)的响应, 是水源状况包括其成因、类型、强

度和分布等的综合表现。利用环境同位素和水文化学方法进行流量过程线的分割,就是采用不同示踪剂的质量平衡关系,将一次降雨事件产生的流量过程线分割成不同的水源,这是一种有物理基础的划分方法,避免了斜线分割法的任意性,对追踪流域水源成分、研究流域径流形成机制,分析水文过程有重要的作用(吕玉香等, 2010)。

若设总流量 Q_t 由地表径流 Q_s 和地下径流 Q_g 组成,其相应的示踪剂浓度分别为 C_t 、 C_s 、 C_g ,则由水量和质量平衡方程可有:

$$Q_t = Q_s + Q_g \quad (1)$$

$$Q_t C_t = Q_s C_s + Q_g C_g \quad (2)$$

这些示踪剂可以是稳定同位素,如 ^{18}O , $^2\text{H/D}$ 等,也可以是其他参数如 EC、Cl 或 Si。随着径流组分种类的增多,所列方程的数目和所使用的示踪剂数量也相应增多(McNamara et al., 1997)。

3.2 水化学特征的应用研究

天然水体的化学成分是流动水体与环境-自然地理、地质背景以及人类活动长期相互作用的产物。水是地球中元素迁移、分散于富集的载体。因此,不能从纯化学角度,孤立、静止的研究水体的化学成分及其形成,而必须从水与环境长期相互作用的角度出发,揭示天然水体化学演变的内在依据与规律(潘红云, 2009)。水化学图示法可以将某一时期或是状态下的水样特征清楚的表现出来,有利于我们进一步分析各种水体之间的内在联系(申献辰, 1994)。

例如:一般来说,地下水从补给区到排泄区,经历着由较低的 Na^+ 、 Cl^- 和较高 HCO_3^- 含量向较高的 Na^+ 、 Cl^- 含量和较低 HCO_3^- 含量过渡的变化趋势。其阴离子水化学类型变化过程为 HCO_3^- 型水 $\rightarrow \text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-}$ 型水 $\rightarrow \text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-} \cdot \text{Cl}^-$ 型水 $\rightarrow \text{SO}_4^{2-} \cdot \text{Cl}^-$ 型水 $\rightarrow \text{Cl}^-$ 型水,阳离子水化学类型变化为 Ca^{2+} 型水 $\rightarrow \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$ 型水 $\rightarrow \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+} \cdot \text{Na}^+$ 型水 $\rightarrow \text{Mg}^{2+} \cdot \text{Na}^+$ 型水 $\rightarrow \text{Na}^+$ 型水。地下水年龄越老,水岩作用程度越强烈,其水化学组分含量越高,其 Na^+ 、 Cl^- 和 SO_4^{2-} 等所占比例也越大,部分离子比值也会呈现规律性的变化。

目前,常用的图示法有 Gibbs 图示和 Piper 三角图示法。

3.2.1 Gibbs 图示方法

为了直观地比较地表水的化学组成、形成原因以及彼此间的相互关系, 对于离子起源的自然影响因素, Gibbs (1970)研究过大量的雨水、河水、湖泊及大洋水后, 指出在受人类活动影响比较小的条件下, 有三种机能控制地表水的化学成分: 受大气降水控制, 受流域岩石和土壤溶解控制, 受蒸发过程引起的化学物质分馏及结晶控制。并设计了一种利用半对数坐标进行图解的方法(图3-2), 能简单有效地判断河水中离子各种起源机制(大气降水、风化作用和蒸发-结晶作用)的相对重要性(陈静生, 2007)。

Gibbs图纵坐标以对数刻度表示TDS, 横坐标以算术值表示 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 或 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的质量浓度比值, 全球所有地表水的离子组分值几乎全部落在图中的虚框(图3-2)。Gibbs指出, TDS含量很低且具有较高的离子比值(接近于1.0)的河流, 主要受大气降水补给影响; TDS含量稍高且离子比值小于0.5的河流, 其离子主要来源于岩石的风化释放; 落在图右上角的TDS含量很高且离子比值亦高(接近于1.0)的河流则分布在蒸发作用很强的区域, 海水亦落在这一区域。

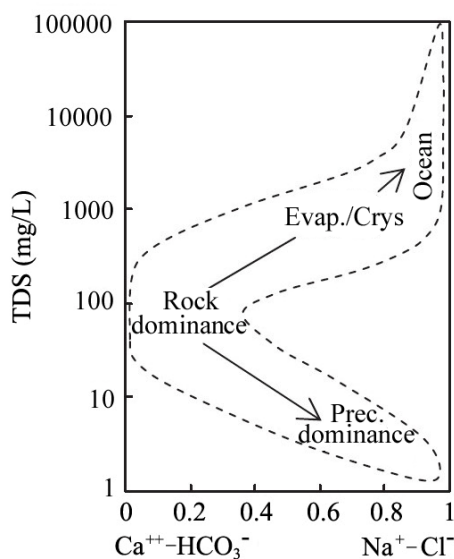


图 3-2 Gibbs 模型示意图

Fig. 3-2 Plots of Gibbs boomerang model (refer to Gibbs)

3.2.2 Piper 三角图示法

Piper图是一种对水样进行分类的图示方法，在三角图中分别表示水样的阴、阳离子的相对含量，在菱形图中综合表示水样的离子相对含量，并可看出水样的一般化学特征，其阳离子和阴离子的三角图不但反映了河水的化学组成，而且还可以区分不同风化源区的物质组成，从而辨别其控制端元(Chen et al., 2002; Meybeck, 2003; 鞠建廷等, 2008; 叶宏萌等, 2010)。

Piper图由一个菱形和一对等边三角形排列形成一个大的三角形，两个三角形分别为阴、阳离子图解，通过中间的菱形图将其联系起来。菱形图解的缺点是 SO_4^{2-} 与 Cl^- 不分， Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 离子不分，但此缺点在下面两个三角形图解中得到弥补。三角形图解中阴、阳离子是分开的，这样不便于进行水化学分类，而这一缺点又在上方的菱形图解中得以解决。这里不再对此方法进行具体阐述。

第四章 河源冰川作用区径流水化学特征及其指示意义

气候变化对径流过程的影响是全球变化研究的重要部分,在径流对气候变化的响应过程中冰雪径流对气候变化的响应最为敏感(IPCC, 2001; 施雅风, 2000; 李忠勤等, 2003, 2007; 李宗省等, 2008)。我国西部高山区冰雪径流不仅为干旱区提供了宝贵的水资源,也是众多大江河发育的源头(杨针娘, 1991; 胡汝骥等, 2002)。受全球变暖的影响,西部冰川普遍退缩,高寒山区流域水循环加剧(李忠勤等, 2010; 王璞玉等, 2011),开展水文化学过程的研究意义重大。

在冰川作用区,受冰川运动以及融水的高速冲刷等因素影响,物理、化学风化速率高于大陆平均,对冰川周围区域的环境、生物地球化学循环具有重要的影响(Singh and Hasnain, 1998; Brown, 2002; Singh and Hasnain, 2002)。且冰川作用区位于高寒地带,受人类直接活动影响有限,各种水体化学物质的含量代表了自然界未受人类活动影响的水文化学的本底值,其化学组成的演化过程更直接反映流经途径的水文地质特征。与国外对高寒山区小流域化学特征的大量研究相比(Kumar et al., 2009; Hodson et al., 2002),我国学者对这方面的研究还有限(Zhao et al., 2007)。

有关乌鲁木齐河源区各种水体的化学特征研究,前人已取得了较为丰富的资料,但由于前期研究工作对径流样品采集的连续性差,针对流域径流水化学和稳定同位素特征及控制因子的研究相对较少(骆鸿珍, 1983; 侯书贵, 2001; 孙俊英等, 2002; 李翠林等, 2003; 刘凤景等, 1999)。本章内容主要基于2006、2007两年乌鲁木齐河源区连续的径流和大气降水样品以及其它各种水体样品,结合前人多年研究经验,对乌鲁木齐河源区径流水化学特征及其影响因素进行了深入地研究,以期对区域水化学、地球化学的研究积累研究资料和数据,也为今后我国西部其它高寒山区河流水化学研究提供参考。

4.1 研究区概况及样品的采集

乌鲁木齐河源区($43^{\circ}00' \sim 44^{\circ}07' \text{ N}$, $86^{\circ}45' \sim 87^{\circ}56' \text{ E}$)位于东天山中段,天格尔北坡现代冰川区,海拔均在3 000 m以上,山地外围被广阔的沙漠和戈壁包围(图4-1)。1号冰川水文点设在距1号冰川末端300 m的河谷里,海拔3 695 m,控制

集流面积为 3.34 km^2 ，其中冰川面积占整个流域面积的54.0%，多年平均径流量为 $194.7 \times 10^4 \text{ m}^3$ ；空冰斗水文点位于空冰斗排水道上，海拔3 805 m，断面控制集水面积为 1.68 km^2 ，无冰川分布仅有季节积雪分布，多年平均径流量为 $81.6 \times 10^4 \text{ m}^3$ ；总控水文点位于1号冰川水文点和空冰斗水文点下游，设在河源区大西沟和罗布道沟汇合处，海拔3 408 m，断面控制监测河源区7条冰川以及高山积雪、多年冻土的总融水径流，流域面积 28.9 km^2 ，其中冰川面积占整个流域面积的18.5%，多年平均径流量为 $1\,304.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ (Li et al., 2009)。

乌鲁木齐河源区径流主要集中在5~9月，占年径流总量的95%以上，其它时段多数流量甚微且以冰冻状态出现。冰川区5~6月上旬，消融主要发生在冰舌前端及其以下的非冰川区积雪区域；6月中旬，冰川冰舌以下的温度日积温出现温度正值，随后逐渐升高直至8月底，这段时间冰川消融强烈，其消融界限上升到粒雪线附近，1号冰川径流日变化为：约从10时开始涨水，洪峰多出现在16时以后，期间水位过程多呈锯齿形，晚间水位较低，但不会出现断流现象。冰川消融最强的阶段是7月中旬至8月20日之间，因该段时间为天山区气温最高的季节，另外降水大多为液体，相比5~6月由于积雪所造成的反射率影响要小的多(李念杰, 1985; 杨新元和韩添丁, 1994)。同时，该阶段常有小暴雨出现，对冰面疏松冰块产生冲击，加速了冰川消融。从8月下旬开始，由于气温逐渐下降，冰川消融明显减弱，9月径流断流。

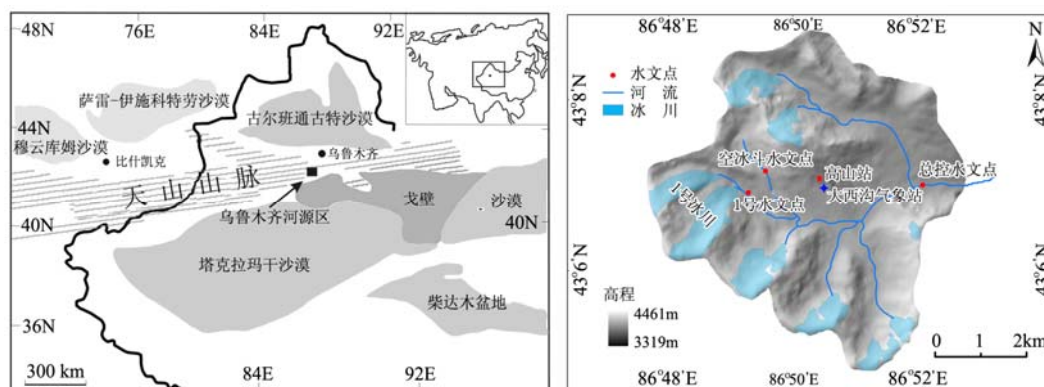


图4-1 天山乌鲁木齐河源区及采样点分布图

Fig. 4-1 Sketch map showing the source area of Urumqi River and the sampling sites

乌鲁木齐河源区属于典型的大陆性高山气候，多年平均气温 $-5.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，年均降水量 470 mm ，水汽来源主要受大西洋气流和北冰洋气流的影响，冬季(10月至翌

年3月)严寒少雨, 降水主要集中于夏季(6~8月), 且全年降水几乎全部为降雪的形式(杨大庆和康尔泗, 1992)。该区跨两个构造单元, 南部主要由结晶片岩组成, 有大规模的黑云母花岗岩侵入, 在侵入体与片岩接触带上形成贯入片麻岩、云母石英片岩; 北部基岩为绿泥石石英片岩、云母石英片岩、夹灰质页岩、凝灰质砂岩及硅质岩组成, 火成岩主要是闪长岩、辉长岩的小侵入体及酸性、基性岩脉(王靖泰和张振栓, 1981)。

本章内容所用到的样品数据采集情况如下: 径流样品采集于乌鲁木齐河源区1号冰川、空冰斗和总控三个水文点(图4-1), 直接用蒸馏水清洗过的聚乙烯塑料瓶采集径流表水样, 流水经振荡清洗3次之后装样, 密封保存。河源区属季节性河流, 采样时间为2006、2007年河流未断流期(5~9月每日14:00时)。共收集径流样品655个, 其中2006年采集样品312个, 2007年采集样品343个。大气降水采样点为天山冰川观测试验站的高山营地(海拔3 545 m)。2006年5月~2008年4月共收集降水样品131个, 其中降雪样品116个, 降雨样品仅15个。为进行对比研究, 采样期间在1号冰川东支积累区(海拔4 130 m)采集表层雪32个和末端采集冰川融水样品17个。所有样品从野外运回后于-15℃低温保存, 分析前取出样品, 待自然融化后分析。

4.2 主要离子化学特征和 pH 值

鉴于数据量过大, 表4-1只给出了采样时段内大气降水和径流中各种化学指标的特征值。前人研究表明, 乌鲁木齐河源区各种水体的pH值接近中性或略偏碱性, HCO_3^- 的浓度可以通过阴、阳离子的差值表示, 本次研究 HCO_3^- 浓度采用阴阳离子平衡法进行估算(李翠林等, 2003)。如表4-1所示, 大气降水中阴阳离子平均浓度从高至低为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。其中阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序完全一致, 而与海水中的阳离子浓度顺序 $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ 不同。加上乌鲁木齐河源区深居欧亚大陆腹地, 四周被大面积的沙漠和戈壁所包围, 表明大气降水中的离子浓度顺序主要受陆源物质控制(侯书贵, 2001)。与大气降水不同, 径流中阳离子平均浓度排列顺序空冰斗和总控径流为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{k}^+$, 1号冰川径流为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{k}^+ > \text{Na}^+$; 径流中阴离子平均浓度从高至低顺序一致, 也为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 。

表 4-1 大气降水和径流中离子浓度($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)、pH、EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)和TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)的特征值

Table 4-1 The characteristic ion concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), pH, EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$) and TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) of precipitation and runoff

	大气降水			1号冰川水文点			空冰斗水文点			总控水文点		
	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均
Ca^{2+}	18.15	0.13	3.00	39.40	4.34	14.38	19.50	2.32	8.67	27.33	0.64	13.86
Mg^{2+}	1.12	nd	0.23	4.10	0.26	1.18	2.18	0.14	0.81	3.45	0.03	1.35
Na^{+}	17.98	nd	0.77	1.28	0.15	0.64	2.31	0.09	0.70	4.51	0.13	1.27
K^{+}	12.84	nd	0.41	1.98	0.21	0.95	1.12	0.02	0.17	2.10	0.12	0.71
SO_4^{2-}	14.99	0.18	2.46	91.14	0.30	19.59	39.46	0.98	8.55	44.45	0.88	14.98
NO_3^{-}	21.26	0.04	1.23	4.83	nd	1.09	4.46	0.05	1.19	4.80	nd	1.27
Cl^{-}	17.62	0.03	1.16	1.74	0.06	0.67	5.86	0.05	0.97	5.90	0.22	1.13
HCO_3^{-}	36.71	0.41	9.18	83.41	10.06	28.32	46.04	2.39	20.06	63.71	0.68	33.18
EC	162.20	3.05	29.82	249.00	29.00	91.66	127.70	17.40	57.24	185.10	17.70	93.73
TDS	89.20	1.68	15.80	159.36	18.56	58.66	81.73	11.14	36.64	118.46	11.33	59.99
pH	8.48	5.51	6.73	9.18	6.86	7.67	9.54	6.64	8.08	9.67	6.23	8.47

nd 表示浓度未检测到(not detected), 低于仪器监测限度。

大气降水主要离子组成, Ca^{2+} 占阳离子总数的68%, 其次 Na^{+} 占阳离子总数的17%; HCO_3^{-} 占阴离子总数的65%, 其次为 SO_4^{2-} 占阴离子总数的18%, 主要离子类型为 Ca^{2+} - Na^{+} - HCO_3^{-} - SO_4^{2-} 。径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势, 占阳离子总数的81~84%; 阴离子以 HCO_3^{-} 和 SO_4^{2-} 为主, 两者占阴离子总数的90%以上, 其中 HCO_3^{-} 占阴离子总数的57~66%, SO_4^{2-} 占阴离子总数的范围为28~39%, 主要离子类型为 Ca^{2+} - HCO_3^{-} - SO_4^{2-} 。

河源区大气降水的pH均值为6.73 (5.51~8.48), 接近中性; 1号冰川、空冰斗和总控径流中pH均值分别为7.67 (6.86~9.18), 8.08 (6.64~9.54)和8.47 (6.23~9.67), 呈弱碱性(表4-1)。如图4-2所示, 乌鲁木齐河源区大气降水中冬、春季节仅有几次降水且对应pH值较高, 其中2007年3月20日降水pH值最高; 较低pH值多出现在降水集中的夏、秋季节, 其中最小值出现在2007年6月15日。各水文点径流的pH值, 除在消融初期和末期, 空冰斗和总控水文点少量pH值低于7.0外, 其它径流pH值基本都高于7.0 (图4-2), 相比之下, 各水文点径流中pH值明显高于同期大气降水(5~9月)。可见径流在形成过程中明显发生了 H^{+} 损耗, 表明积雪消

融时, 融水在出流过程中与下伏碎屑岩石和土壤发生相互作用, 造成流域径流pH值的增加, 与前人的研究结果相符(孙俊英等, 2002)。

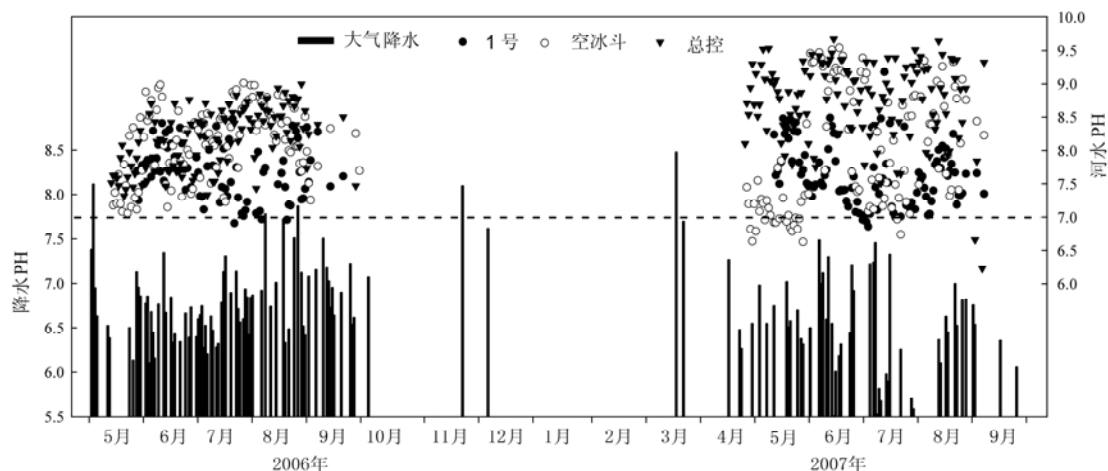


图4-2 乌鲁木齐河源区降水和径流中pH变化(2006年5月 ~ 2007年9月)

Fig. 4-2 pH values of precipitation and runoff at the headwaters of the Urumqi River
from May 2006 to September 2007

4.3 径流中 EC 和 TDS 变化与日径流量的关系

EC和TDS含量是水体中离子浓度综合性指标的反映, 一般溶解物越多, TDS和EC值也越大。如表4-1所示, EC和TDS均值排列顺序为总控径流 > 1号冰川径流 > 空冰斗径流 > 大气降水。大气降水中EC和TDS均值仅为 $29.82 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $15.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 远小于径流的值。径流中总控水文点EC和TDS均值最高($93.73 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $59.99 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$), 空冰斗径流均值最小($57.24 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $36.64 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)。1号冰川径流EC和TDS峰值($249.00 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $159.36 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)远高于空冰斗和总控径流, EC和TDS变化幅度也较大(图4-3)。

这主要与河源区各水文断面控制流域内不同的下垫面环境有关, 1号冰川径流受冰川作用强烈(李念杰, 1985), 径流形成过程增强了磨蚀溶解作用和可溶离子对径流的补给, 使得其EC和TDS峰值远大于其它水文点(刘凤景等, 1999); 空冰斗径流缺少冰川作用(杨针娘等, 1996), 据Liu et al. (1999)利用硅为示踪剂进行径流分割的结果, 其径流组成以土壤存储水占优势(69.9%), 表明径流形成过程中与冻土活动层之间相互作用强, 且流域面积最小, TDS变化较平缓, 均值也较小; 总控水文点控制流域面积最大, TDS均值也最大, 符合流域面积增大EC和DTS值趋高的一般规律。

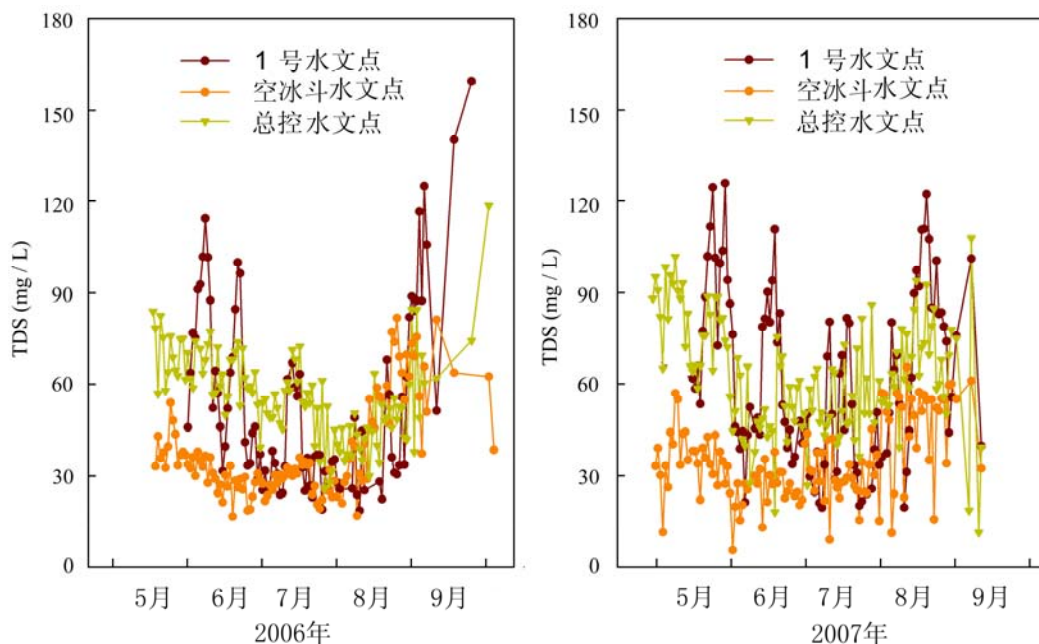


图4-3 乌鲁木齐河源区径流中TDS日变化特征

Fig. 4-3 The daily variations of TDS in runoff at the headwaters of the Urumqi River

从图4-3可以看出，径流中TDS浓度随时间的变化基本一致，总体上有一个先下降然后上升的过程。5月消融初期存在峰值，之后逐渐减小，到7月或8月达到全年最低值后，TDS浓度又开始增大，到9月重新达到较高值。即消融初期和末期(5月和9月，对应河流水位和流量较小)，径流中TDS浓度较高；消融强烈时(7~8月，对应河流水位和流量较大)，径流中TDS浓度较低，与流域径流量变化表现出相反趋势。前人许多研究也显示，大部分河流中径流量与径流中的所含物质浓度成乘幂函数的关系(Qin et al., 2006; Gislason et al., 2009)，具体公式如下：

$$C = aQ^b \quad (4-1)$$

式中 C 为河流物质浓度， $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ； Q 为日平均流量， $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ； a 、 b 为拟合参数。参数 b 反映河流物质浓度与径流量的关系变化，变化范围在 $-1 \sim 0$ 之间， $b = 0$ ，说明河流物质浓度不随径流量的变化而变化； $b = -1$ ，说明河流物质浓度完全受水量的稀释作用控制。其中一般河流的 b 值范围在 $-0.4 \sim 0$ 之间，全球平均值约为 -0.17 。

如图 4-4 所示，2006、2007 年 1 号冰川径流中 TDS 浓度和日径流量的拟合参数 b 值分别为 -0.4778 和 -0.7214 ，均小于 -0.4 ，表明 1 号冰川水文点径流量对径流离子浓度变化影响显著，甚至超过了一般河流的程度；总控水文点的拟合参

数 b 值分别为-0.3333 和-0.3369, 大于-0.4, 但均在-0.4~-0.3 范围内, 表明径流量对径流中离子浓度具有明显调节作用, 但不如 1 号冰川水文点的影响显著; 而空冰斗水文点拟合参数 b 值都非常接近于 0, 表明其径流离子浓度基本不受径流量变化的调节。

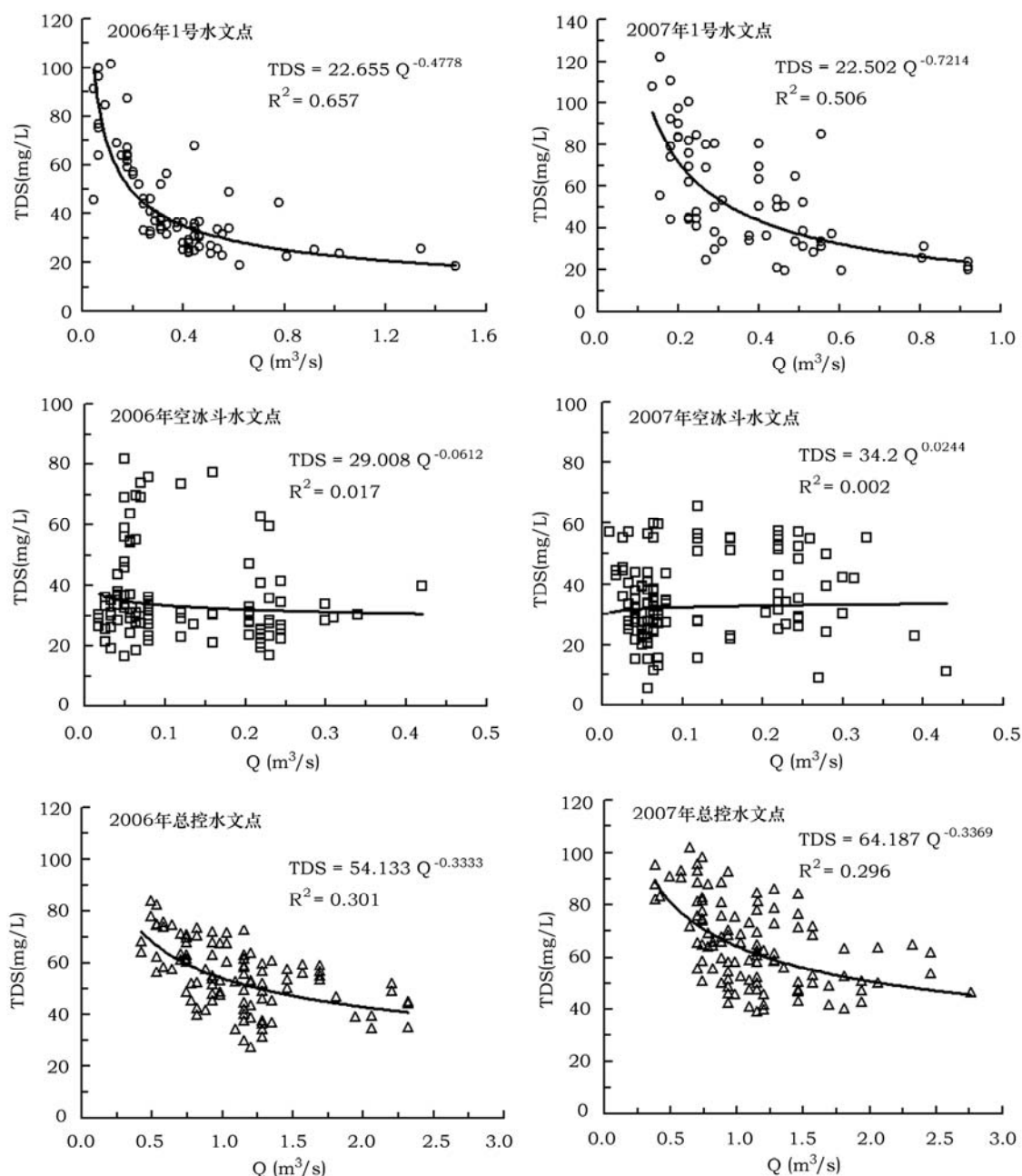


图4-4 径流中TDS与日径流量之间的关系

Fig. 4-4 Relationship between TDS and the diurnal discharge in runoff

4.4 影响径流离子组成的因素及来源分析

河流离子主要来源有大气输送、岩石和矿物风化及人类活动输入,研究其组成的主要来源,通常使用Gibbs的半对数坐标图解进行分析,是定性判断河流水化学组成来源的重要手段(Gibbs, 1970)。Gibbs指出在受人类活动影响比较小的条件下,有三种机能控制地表水的化学成分:受大气降水控制,地表水中化学成分主要来源于降水,这种水盐度低,主要在地貌比较平缓,降水多的地方;受流域岩石和土壤溶解控制,这种机制一般出现在地势起伏大的山区。受蒸发过程引起的化学物质分馏及结晶控制,主要发生在大陆干旱、蒸发量比较大地区,如我国的塔里木河以及一些内陆河下游。上述三个控制因素既有气候因子也有地质地貌方面。

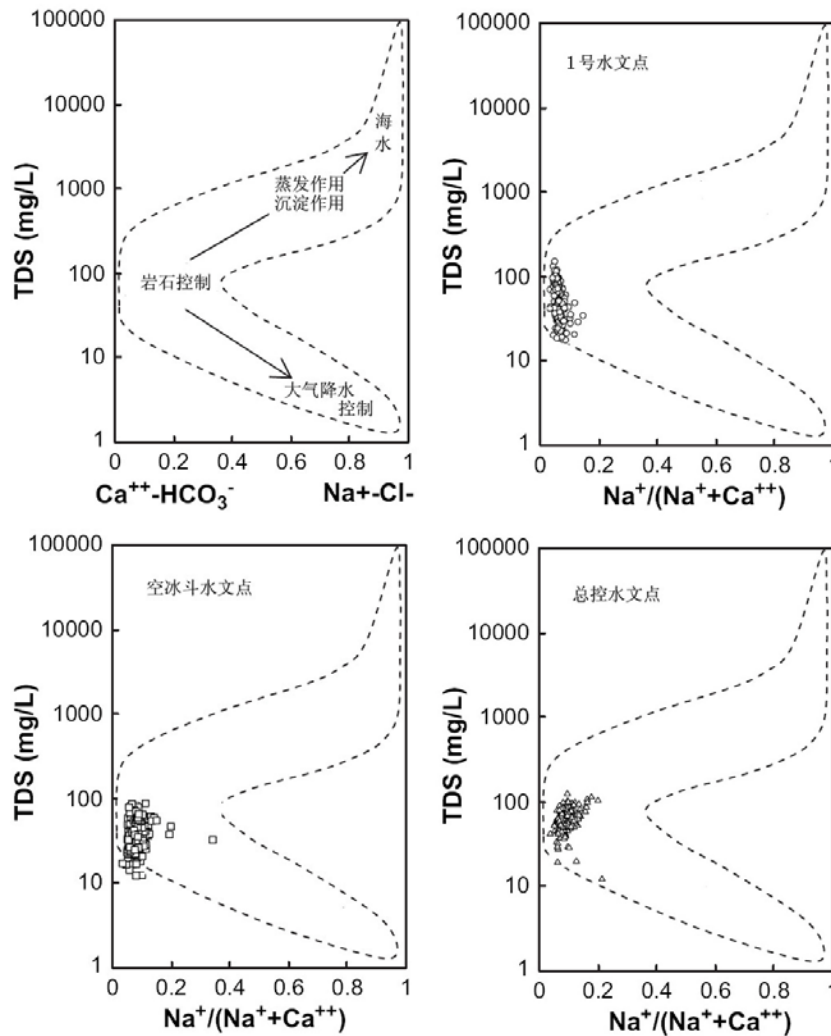


图4-5 径流水化学的吉布斯分布模式

Fig. 4-5 Plots of the ions in the Gibbs boomerang Envelope of runoff

一般认为， Cl^- 和 Na^+ 相对含量较高的河水，或反映受到大气降水的影响，或反映了河水经蒸发作用以后的情况； Cl^- 和 Na^+ 相对含量较低时，而 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 含量较高的河水则反映了岩石对河水的影响(Xu et al., 2010)。如图4-5所示，河源区三个水文点径流中离子 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 的比值均小于0.5，除去空冰斗水文点径流外，基本都集中在小于0.2范围内，离子化学组成靠近岩石风化的控制端元，表明河源区径流中离子组成主要受岩石风化作用影响。

4.4.1 岩石风化作用的影响

为进一步分析岩石风化作用对流域水化学组成的影响，对径流中各水文点水样主要离子按浓度值分别作离子Piper三线图(图4-6)。从图4-6中可见，三个水文点径流水化学组成特征相似，就阳离子三角图来说，各组分点分布在图的左下角，说明 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 是阳离子中的主要组成部分，并且分布在 Ca^{2+} 高值端，显示 Ca^{2+} 在阳离子组成中占绝对优势地位；在阴离子三角图显示所有水样组分点紧贴 HCO_3^- 轴分布，说明径流样品中 Cl^- 离子含量微乎其微，阴离子主要以 HCO_3^- 居多，其次为 SO_4^{2-} 离子。

结合研究区的水文地质情况，河源区表层大量覆盖着冰碛物，空隙发育，水岩相互作用普遍存在，加上冰川对基岩的磨蚀和拔蚀作用使得矿物颗粒更易破碎，进一步增强了矿物的水解能力(王靖泰和张振栓, 1981)。由于河源区冰碛物岩性为火成变质岩，不存在硫酸钙和硫酸镁等硫酸盐矿物，因而径流中含量较多的 SO_4^{2-} 的增强应该与硫化物的氧化密切相关(Williams et al., 1995; 李翠林等, 2003)。

表 4-2 径流中主要离子的平均摩尔浓度比值

Table 4-2 Mean molar concentration ratio of major ions in runoff

离子比值	1 号冰川水文点	空冰斗水文点	总控水文点
$\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$	7.33	6.45	6.15
$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{HCO}_3^-$	0.88	0.76	0.74
$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	7.82	7.17	5.48

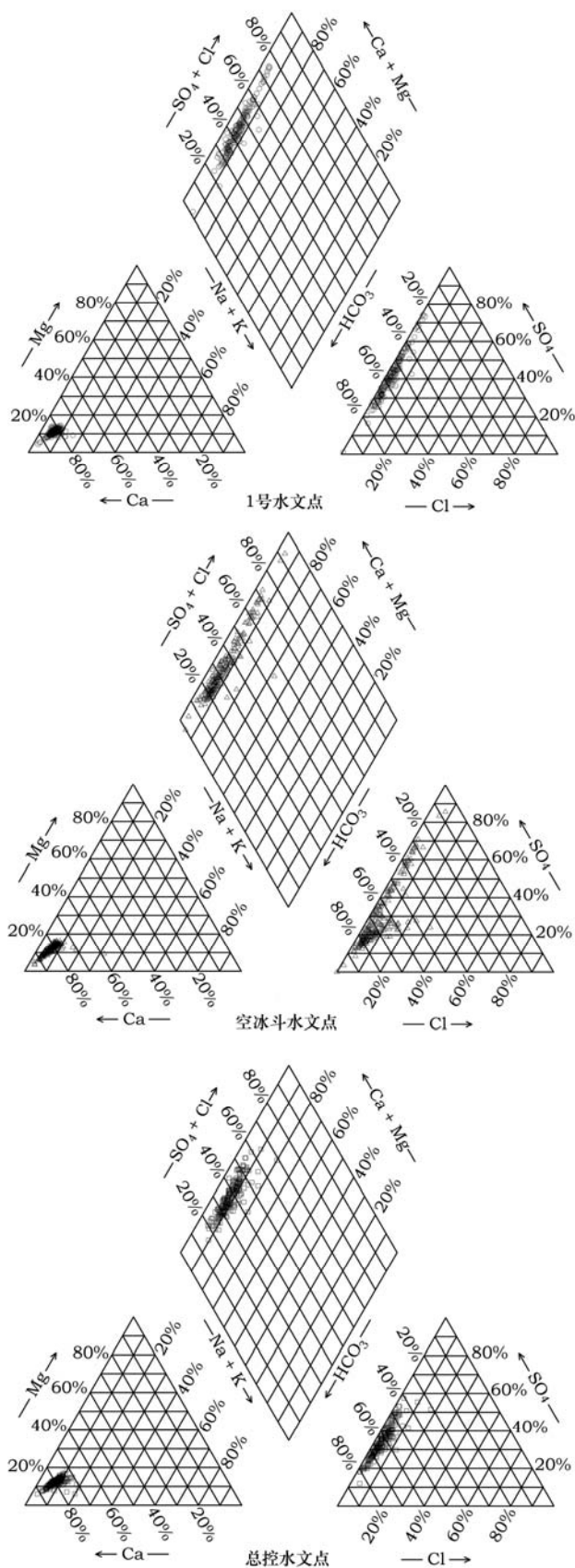
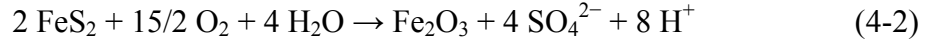


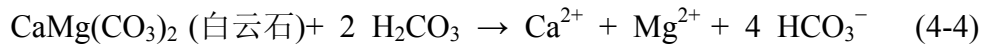
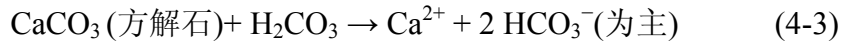
图4-6 径流中阴阳离子组成的Piper三线图

Fig. 4-6 The piper trilinear nomograph for the cations and anions

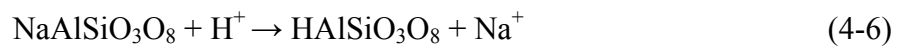
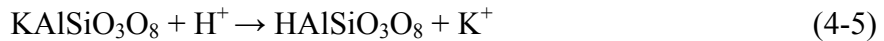
乌鲁木齐河源区具有很强的溶解含S矿物的作用，岩石表面大量存在的硫铁矿为这一化学过程提供了物质条件，岩石表面大量存在的氧化铁也为这一反应提供了证据。反应过程为：



径流中阳离子以 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 离子居多，碳酸盐风化是 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的主要来源，径流形成过程中明显发生了 H^+ 损耗及上述硫铁矿反应产生的 H^+ 又为碳酸盐的溶解提供了条件，且 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{HCO}_3^-$ 的摩尔浓度比值在0.5 ~ 1之间(表4-2)，说明影响河流离子的主要过程是碳酸盐的风化。以1号冰川水文点06、07年的所有离子摩尔浓度比值图为例，如图4-7所示， $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{K}^+ + \text{Na}^+)$ 摩尔浓度比值远大于1:1，且 $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ 两种主要阳离子的摩尔浓度的比值远也大于1:1。通过计算，径流离子中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 平均摩尔浓度比值为6.15 ~ 7.33，远大于1，表示 Ca^{2+} 在径流阳离子中占主要优势(81% ~ 84%)，进一步说明流域内碳酸盐的风化主要为方解石水解。则反应式为：



从图4-7可以看出，河源区所有径流样品中 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{HCO}_3^-$ 的比值范围比较分散，但 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (0.5 \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 的比值却比较集中在1:1的线上，也证实了河源区内以方程式(4-2) ~ (4-4)为主要的化学风化过程。 H^+ 同时也可以引起类长石类矿物水解。但径流中阳离子 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ 摩尔浓度比值范围为5.48 ~ 7.82(表4-2)，与上地壳硅酸盐中的比例为1相差很大，因此硅酸盐风化对水化学性质影响很小。



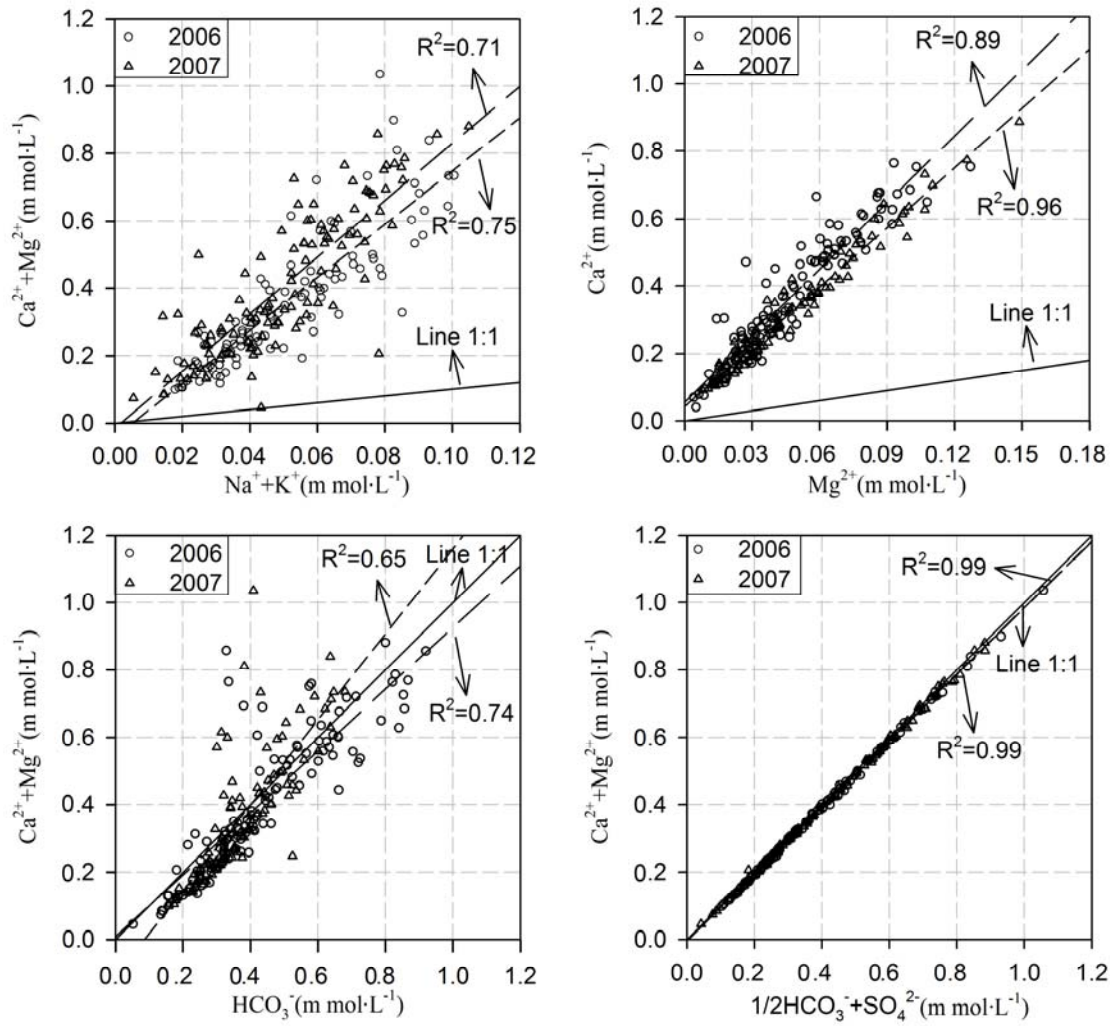


图4-7 乌鲁木齐河源1号冰川径流主要离子摩尔浓度比值

Fig. 4-7 Proportions of major ions in meltwater of Glacier No.1 in years 2006 and 2007

4.4.2 大气降水的影响

大气降水是地表径流离子的来源之一，本研究大气降水的贡献率相对较小，这里也进行了估算。通常选用 Cl^- 研究大气输送对地表水化学的贡献(Meybeck, 1983)因为 Cl^- 在大气降水中的来源相对简单，一般认为其主要来源海盐离子，且在水循环中相对稳定。为准确估算大气降水对河流溶解质的贡献率，引入氯离子参考值($[\text{Cl}^-]_{\text{ref}}$)，即大气降水对径流中 Cl^- 的最大输送浓度(Grosbois et al., 2001; 李甜甜等, 2007)，依据降水量与蒸发量之间的关系将大气降水中的离子浓度转化为其在河水中的存在浓度：

$$[\text{Cl}^-]_{\text{ref}} = F \times (\text{Cl}^-)_{\text{rw}} \quad (4-7)$$

式中： $(\text{Cl}^-)_{\text{rw}}$ 为大气降水中 Cl^- 的摩尔浓度， F 为流域水分蒸发蒸腾损失量。假设流域为无跨流域引水的闭合流域，且地下水径流可以忽略，则 $F=P/(P-E)$ ，其中 P 、 E 指流域的年均降水量(mm)和陆面蒸发量(mm)。

据乌鲁木齐河源区大西沟气象站观测资料统计，多年平均降水量为452 mm；依据张寅生等(1992)观测，河源区高山草甸的年蒸发量为270 mm。本次研究中大气降水的 Cl^- 的平均摩尔浓度为 $33.14 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ，则大气降水对径流的最大输入浓度为 $82.31 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 。采用海盐校正的方法，利用海水中各离子与 Cl^- 浓度的比值 $X/(\text{Cl}^-)_{\text{rw}}$ (表4-3)，得到离子的大气输入值(X_a) (蒲焘等, 2011):

$$X_a = [\text{Cl}^-]_{\text{ref}} \times [X/(\text{Cl}^-)_{\text{rw}}] \quad (4-8)$$

表4-3 海水中主要离子与 Cl^- 的摩尔浓度比值

Table 4-3 The molar concentration of major ions in seawater

离子比值	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SO_4^{2-}
与 Cl^- 的比值 (海水)	0.86	0.02	0.04	0.21	0.11
大气输入值 ($\mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$)	70.79	1.65	3.29	17.29	9.05

据乌鲁木齐河源区河源区各水文断面径流中相应离子的平均摩尔浓度值，分别计算出大气降水对三个水文点径流中主要离子的贡献率。得到大气降水对流域径流中主要离子的贡献率，除去 Na^+ 外，大气降水中四种主要离子 K^+ ， Mg^{2+} ， Ca^{2+} ， SO_4^{2-} 对1号冰川、空冰斗、总控径流离子贡献率分别仅为4.91%，9.10%和5.42%。其中大气降水中 Na^+ 输入值高于径流中 Na^+ 浓度，且径流中 Na^+ 的含量较少(占阳离子总浓度的3.73%~7.39%)，表明径流中离子组成受到离子浓度更低的冰雪融水补给的影响(表4-4)。另外，河源区径流中 Cl^- 浓度($0.67 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ， $0.97 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $1.13 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)均小于大气降水中 Cl^- 浓度 $1.16 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ，部分径流中 K^+ 和 NO_3^- 浓度也存在此现象，因此河源区径流形成过程中冰雪融水的贡献也不容忽视。

表4-4 河源区各种水体中主要离子组成 ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)

Table 4-4 Mean ionic concentration of different water samples ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)

	大气降水	表层雪 n=32	冰川融水 n=17	1号冰川 径流	空冰斗 径流	总控 径流
Na^+	0.77	0.20	0.44	0.64	0.70	1.27
K^+	0.41	0.04	0.36	0.95	0.17	0.71
NO_3^-	1.23	0.29	0.67	1.09	1.19	1.26
Cl^-	1.16	0.28	0.51	0.67	0.97	1.13

4.5 冰川径流离子通量(Solute Fluxes)的探讨

陆地表层的化学风化过程可以吸收大气中的CO₂，对全球变暖具有潜在抑制作用，冰川作用区化学风化速率高于全球平均水平，对全球气候变化，特别是碳循环有重要影响，近年来引起广泛关注(Hodson et al., 2000; Yde et al., 2008; 武小波等, 2009)。国外对冰川流域化学风化速率的计算，已有较多文献出现(Anderson et al., 1997; Hodson et al., 2000; Jacob et al., 2005; Yde et al., 2005)，但由于高山冰川区通常难以到达，且坚持长期的冰川径流采样工作更加困难，目前我国对冰川径流的化学侵蚀率及相关碳循环的研究还基本没有(Gao et al., 2009; 王建等, 2010)。流域的化学风化速率可以通过式(4-9)和式(4-10)计算离子通量获得：

$$F = \int_0^T [C_1^1(t) + C_1^2(t) + C_1^3(t) + C_1^4(t)] \times Q(t) \quad (4-9)$$

$$R = \frac{F}{m} \quad (4-10)$$

式中： F 为阳离子通量； C 分别是断面Na⁺，K⁺，Mg²⁺，Ca²⁺浓度； Q 为径流量； T 为时间； R 为流域化学侵蚀速率； m 为流域面积。

表 4-5 2006、2007 年 1 号冰川水文点各项离子通量计算值

Table 4-5 Solute fluxes in the ion species of meltwater of Glacier No.1 in 2006 and 2007

Species	Year 2006	Year 2007
	Ion denudation rates	Ion denudation rates
	(ton·yr ⁻¹)	(ton·yr ⁻¹)
Ca ²⁺	31.55	39.09
Mg ²⁺	2.57	3.02
Na ⁺	1.69	1.75
K ⁺	2.48	2.55
SO ₄ ²⁻	37.57	49.58
NO ₃ ⁻	1.75	2.44
Cl ⁻	1.80	1.98
HCO ₃ ⁻	65.02	74.37
Sum	144.43	174.78

根据本次研究中实测的日平均径流量和每日采集样品所测试的主要离子浓

度值计算出各项离子组分每年的所产生离子通量值(F), 表4-5给出了2006、2007年1号冰川水文点各项离子通量计算值。如表4-5所示, 冰川径流中各项离子产生的离子通量值差异明显, 其中以 HCO_3^- 离子通量值最大, 2006和2007年分别高达 $65.02 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $74.37 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$; 其次为 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子通量, 2006年1号冰川径流的 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子通量分别为 $31.55 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $37.57 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$, 2006年1号冰川径流的 Ca^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子通量分别为 $39.09 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $49.58 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 。

同样将乌鲁木齐河源1号冰川水文断面实测径流量和本次研究的径流离子浓度代入公式(4-9)和(4-10)进行计算, 得出2006、2007年1号冰川径流的化学侵蚀速率分别为 $11.46 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $13.90 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。为进一步研究河源区1号冰川径流化学侵蚀速率的特点, 将其与国外其它冰川流域相关计算结果进行对比(表4-6)。结果发现, 1987年巴托拉冰川径流离子通量较大为 $17.4 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 其小流域面积和冰川覆盖率分别为 40 km^2 和25%; 其它几个冰川流域径流的化学侵蚀估算值在 $9.7 \sim 15.0 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间, 与乌鲁木齐河源1号冰川径流计算结果相似, 都具有比较高的离子通量值; 其中在瑞士Haut冰川区径流的化学侵蚀速率与河源区07年的估算值非常相似, 1990年所测的结果为 $13.7 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 且两个冰川流域的冰川覆盖率均为54%。

表4-6 不同冰川流域阳离子通量计算结果对比

Table 4-6 The cationic fluxes of runoff at the different glacier basins

地 点	观测时间	流域面积 km^2	冰川覆盖度 %	化学侵蚀率 $\text{t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$	资料来源
1 号冰川	2006/2007	3.34	54	11.46 / 13.90	本文
Chhota-Shigri	1987	40	25	17.4	Hasnain <i>et al.</i> 1989
Haut Glacier	1990	11.7	54	13.7	Sharp <i>et al.</i> 1995
Dokriani Glacier	1992	23	45	9.7	Hasnain <i>et al.</i> 1996
South Cascade	1992	6.1	34	14.1	Anderson <i>et al.</i> 1997
Worthington Glacier	1995	13	83	15.0	Anderson <i>et al.</i> 1997

另外, 2007年冰川径流的离子通量值明显高于2006年, 表明1号冰川径流离子通量的年际波动较大。据河源区大西沟气象站统计资料显示, 2006年平均气温($-3.5 \text{ }^\circ\text{C}$)明显高于其它年份(多年平均气温 $-4.4 \text{ }^\circ\text{C}$, 2007年平均气温 $-4.3 \text{ }^\circ\text{C}$); 但

2007年降水量为618 mm，比2006年降水量增加了142.8 mm。据天山冰川站实测的1号冰川2006和2007年净物质平衡量分别为-795.3 mm和-641.5 mm，2006年1号冰川物质亏损量明显较大，冰川径流的离子通量变化可能与冰川消融程度密切相关，具体规律有待于进一步长期观测研究。

4.6 本章小结与讨论

本章基于 2006 ~ 2008 年度两个完整年周期的连续观测资料，对乌鲁木齐河源区径流水化学特征和控制因素进行了研究，得到以下主要结论：

1. 从质量浓度来看，乌鲁木齐河源冰川作用区的1号冰川、空冰斗、总控径流中平均阳离子浓度分别为 $17.15 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $10.36 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $17.19 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ；平均阴离子浓度分别为 $49.69 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $30.76 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $50.56 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ，与大气降水相比，径流中所含离子浓度明显升高。大气降水pH均值为6.73，接近中性；1号冰川、空冰斗和总控径流pH均值分别为7.67，8.08和8.47，略偏碱性。

2. 大气降水中阴阳离子平均浓度从高至低为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。径流中阳离子平均浓度排列顺序空冰斗和总控径流为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ ，1号冰川径流为 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ ；径流中阴离子平均浓度从高至低顺序一致，也为 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 。河源区径流中阳离子均以 Ca^{2+} 为主，阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主。

3. 大气降水中 EC 和 TDS 均值仅为 $29.82 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $15.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ，远小于径流的 EC 和 TDS 均值。径流中总控水文点 EC 和 TDS 均值最高($93.73 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $59.99 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)，空冰斗径流均值最小($57.24 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $36.64 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)。1号冰川径流 EC 和 TDS 峰值($249.00 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $159.36 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)远高于空冰斗和总控径流，EC 和 TDS 变化幅度也较大。

4. 受不同下垫面的影响，各水文点径流中 TDS 变化受日径流量调节的程度存在明显差异。1号冰川水文点由于冰川作用强烈，径流量对径流离子浓度变化影响显著，甚至超过了一般河流的程度；总控水文点径流量对径流中离子浓度也具有明显调节作用，但不如1号冰川水文点显著；而空冰斗水文点的径流离子浓度基本不受径流量变化的调节。

5. Gibbs 图表明控制径流离子组成的主要过程是岩石的风化作用。结合离子比值和 Piper 图进一步分析，径流中离子主要来源于碳酸盐、黄铁矿和长石类矿

物的风化。大气降水和冰雪融水对径流离子的影响作用也不容忽视。其中大气降水对 1 号冰川、空冰斗、总控径流中 K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} 四种主要离子的贡献率分别为 4.91%, 9.10% 和 5.42%。

6. 通过实测数据进行计算, 2006、2007 年 1 号冰川径流的总的离子通量高达 $144.43 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$ 和 $174.78 \text{ ton}\cdot\text{yr}^{-1}$, 径流的化学风化速率分别为 $11.46 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $13.90 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 与国外其它冰川径流离子化学侵蚀速率相似, 都具有较高离子通量值。通过分析, 冰川径流的离子通量变化可能与冰川消融程度密切相关, 具体规律有待于进一步长期观测研究。

第五章 上中游流域水化学特征及其环境指示意义

5.1 样品的采集与分析

准确的研究乌鲁木齐河上中游山区流域水化学特征、演化规律及主要影响因素,对制定流域,特别是下游流域合理的水资源管理方式及生态环境的保护与建设,促进干旱地区内陆河流域社会经济的发展,推进国家西部大开发战略都具有重要意义(王双合等, 2010)。目前的水资源评价中缺少对乌鲁木齐河中上游水化学特征长时间段连续性研究。在前人研究的基础上,本文研究除河源区采样点(第四章)外,天山冰川观测试验站在乌鲁木齐河中上游流域山区的三个水文点:巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站(图 5-1)也进行长期河水采样工作。采样时间为 2006 年 1 月持续至今,全年 12 个月均进行采样,采样频率为一周一次。同时在后峡基本营地,也开展了每次降水样品和浅层地下水(井水)的长期取样(两周一次)。采样点具体信息及具体采样过程见第二章。

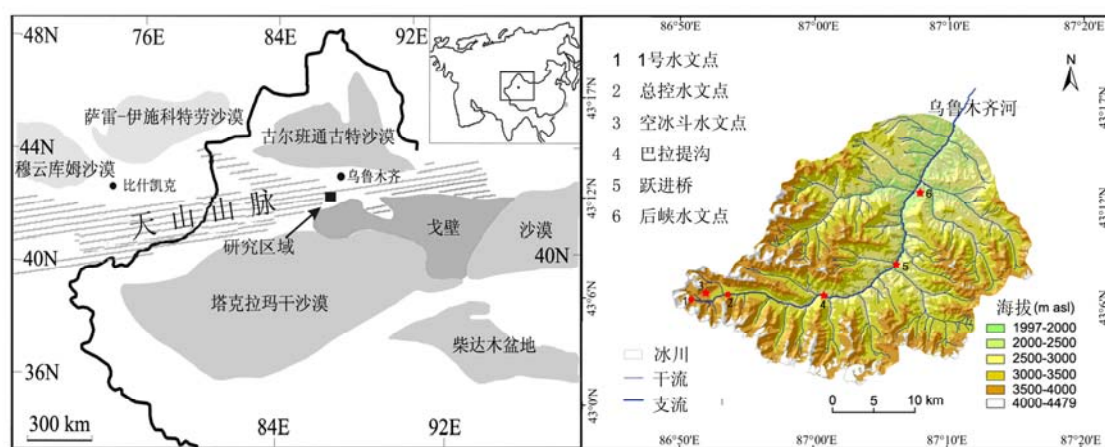


图 5-1 乌鲁木齐河流域上中游及采样点分布图

Fig. 5-1 Sketch map showing the study area and the sampling sites

本章内容对 2006、2007 年采集的乌鲁木齐河流域山区所有大气降水、地表水和地下水样品的水化学特征进行分析,通过对比流域山区各种水体的水化学特征的差异,以期对区域水循环研究提供有效的证据。2006、2007 年上中游三个站点共采集河水样品 305 个:巴拉提沟河水样品 103 个(其中 06 年采集样品 51 个,07 年采集样品 52 个),跃进桥水文点河水样品 103 个(其中 06 年采集样品

51 个, 07 年采集样品 52 个), 后峡水文站河水样品 99 个(其中 06 年采集样品 49 个, 07 年采集样品 50 个)。2006、2007 年在中游的后峡基本营地, 共收集降水样品 110 个, 其中 06 年采集 51 个样品, 07 年采集 59 个样品; 收集浅层地下水样品共 57 个, 其中 06 年采集 31 个样品, 07 年采集 26 个样品。所有采集的水样用于主要离子浓度(Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-})、pH、TDS 和 EC 含量测定, 样品分析过程详见第二章。

5.2 地表径流的主要水化学特征

5.2.1 地表径流水化学特征

表5-1给出了采样时段内乌鲁木齐河上中游流域三个站点径流中各种化学指标的特征值。前人研究表明, 研究区内水体pH值接近中性或略偏碱性, HCO_3^- 的浓度可以通过阴、阳离子的差值表示(刘风景, 2000), 径流中 HCO_3^- 浓度采用阴阳离子平衡法进行估算。由表5-1可以看出, 中上游流域山区水化学特征表明, 所有河水样品均为弱碱性, 巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站三个站点地表径流pH均值分别为8.11(7.23 ~ 9.14), 8.15(7.47 ~ 8.83)和8.28(7.52 ~ 9.15), 与河源区三个水文点相比(表4-1), 径流中pH值有所增加, 这反映了山区流域内岩性和土壤对河水化学的影响(陈静生, 2006; 武小波等, 2008)。流域径流中离子质量浓度含量 Ca^{2+} 含量明显地高于 Mg^{2+} 和 Na^+ 和 K^+ , HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 含量也远远超过 Cl^- 和 NO_3^- 浓度。所有径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势, 巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中 Ca^{2+} 质量浓度分别占阳离子总数的78%, 71%和75%; 阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主, 巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中两者质量浓度分别占阴离子总数的94%, 95%和96%, 其中 HCO_3^- 占阴离子总数的46% ~ 48%, SO_4^{2-} 占阴离子总数的范围为47% ~ 49%。按照前苏联学者舒卡列夫水化学类型划分方法, 流域河水主要离子类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ 。

乌鲁木齐河中上游流域巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中阳离子平均浓度总和($\text{TZ}^+ = \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}$)分别为为 31.41 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 41.01 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 35.73 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 阴离子平均浓度总和($\text{TZ}^- = \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$)为 86.40 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 113.75 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 98.80 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。与河源区三个水文点相比, 各项对应的离子浓度都有明显的增长(表 4-1), 1 号冰川、空冰斗和总控水文点阳离子平均浓度总和 TZ^+ 分别为为 17.15 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 10.35 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 17.19 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 阴离子平均浓

度总和 TZ^- 分别为 $49.67 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $30.77 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $50.56 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。巴拉提沟、跃进桥和后峡水文点河流 06、07 年 EC 和 TDS 含量均值分别是 $174.49 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $109.81 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, $209.13 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $133.84 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 以及 $189.43 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $99.17 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。乌鲁木齐河流域内河水的 TDS 都是在 $500 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 以下, 说明流域河水的淡水矿化度较低 ($< 1 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$), 是优良的供水水源。

表5-1 上中游三个站点径流浓度($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)、pH、EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)和TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)的特征值

Table 5-1 The characteristic ion concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), pH, EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$) and TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) of runoff along the upper Urumqi River

	巴拉提沟			跃进桥水文站			后峡水文站		
	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均
Ca^{2+}	39.32	5.10	24.53	39.75	16.11	28.85	39.98	10.83	26.80
Mg^{2+}	5.54	0.15	3.03	7.66	1.28	4.78	7.73	0.80	3.50
Na^+	7.46	0.28	2.98	12.37	1.29	6.41	12.33	0.81	4.63
K^+	1.62	0.16	0.93	1.41	0.32	0.97	1.62	0.31	0.79
SO_4^{2-}	74.30	1.30	40.91	96.58	15.60	55.52	80.63	10.57	46.73
NO_3^-	5.08	0.07	2.55	4.93	0.60	2.74	5.41	0.44	2.18
Cl^-	10.26	0.02	2.58	5.44	0.61	2.75	5.49	0.41	2.23
HCO_3^-	96.87	5.71	40.36	127.14	4.62	52.74	88.12	22.68	47.66
EC	261.00	32.00	171.51	310.00	111.30	209.13	319.00	68.60	189.43
TDS	167.04	20.48	109.81	192.64	71.23	133.84	159.00	37.70	99.17
pH	9.14	7.23	8.11	8.83	7.47	8.15	9.15	7.52	8.28

5.2.2 径流水化学随时间变化特征

河流是一个开放体系, 河水是良好的溶剂, 与流域环境发生物质和能量的交换, 伴随化学物质的溶解或沉淀等有机无机过程, 因此一个断面的水化学特征代表了此断面以上流域环境的整体特征。为进一步探讨乌鲁木齐河中上游流域河流的水化学的年内季节变化特征, 图 5-2, 5-3 和 5-4 分别给出了 2006、2007 年巴拉提沟、跃进桥和后峡水文点径流中主要可溶离子浓度, pH 以及 TDS 含量随时间变化的趋势。

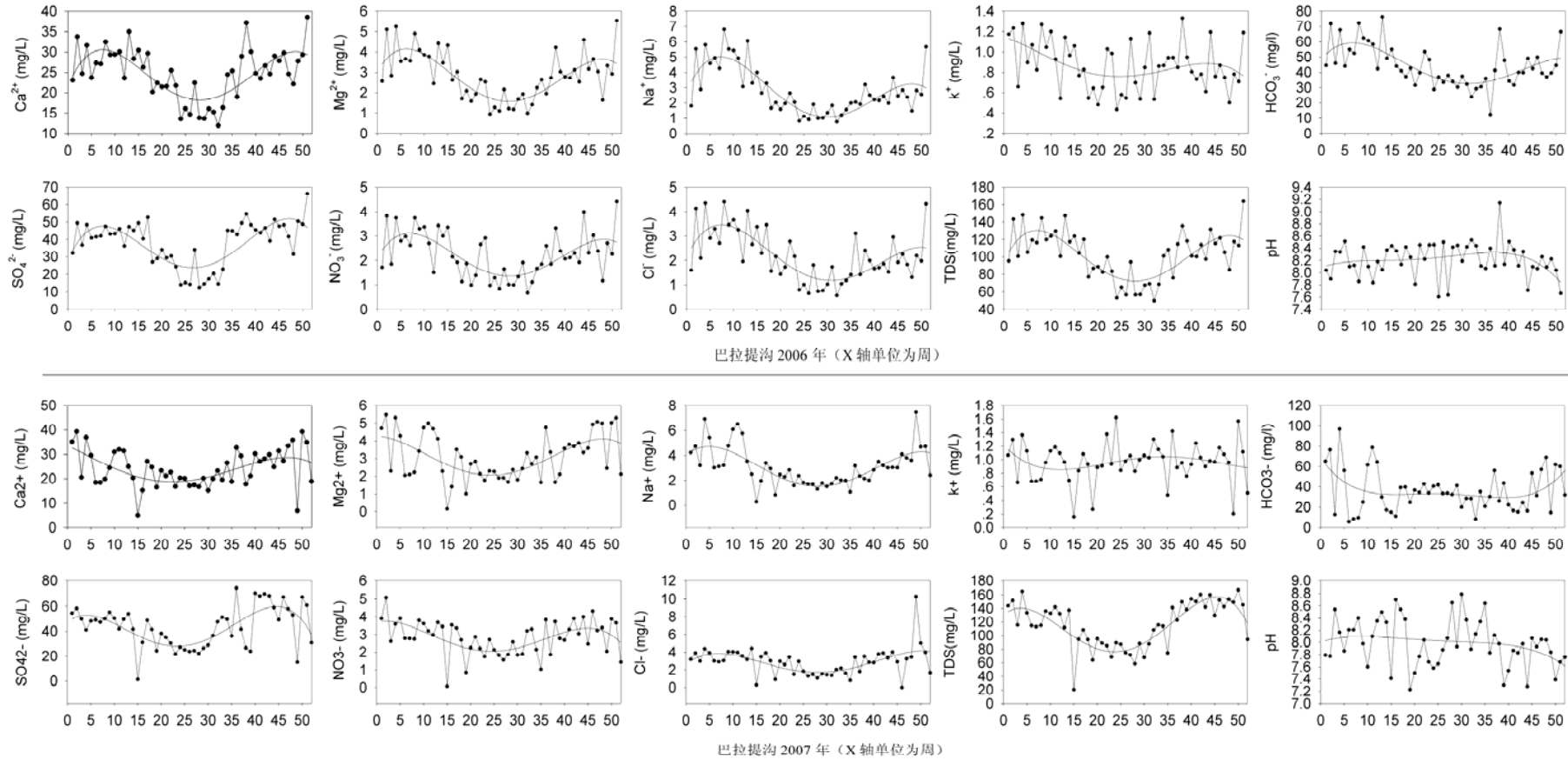


图5-2 2006、2007年巴拉提沟主要离子浓度、pH和TDS浓度随时间变化过程

Fig. 5-2 Variations of the major ion concentrations, pH and TDS at Balatigou in years 2006 and 2007

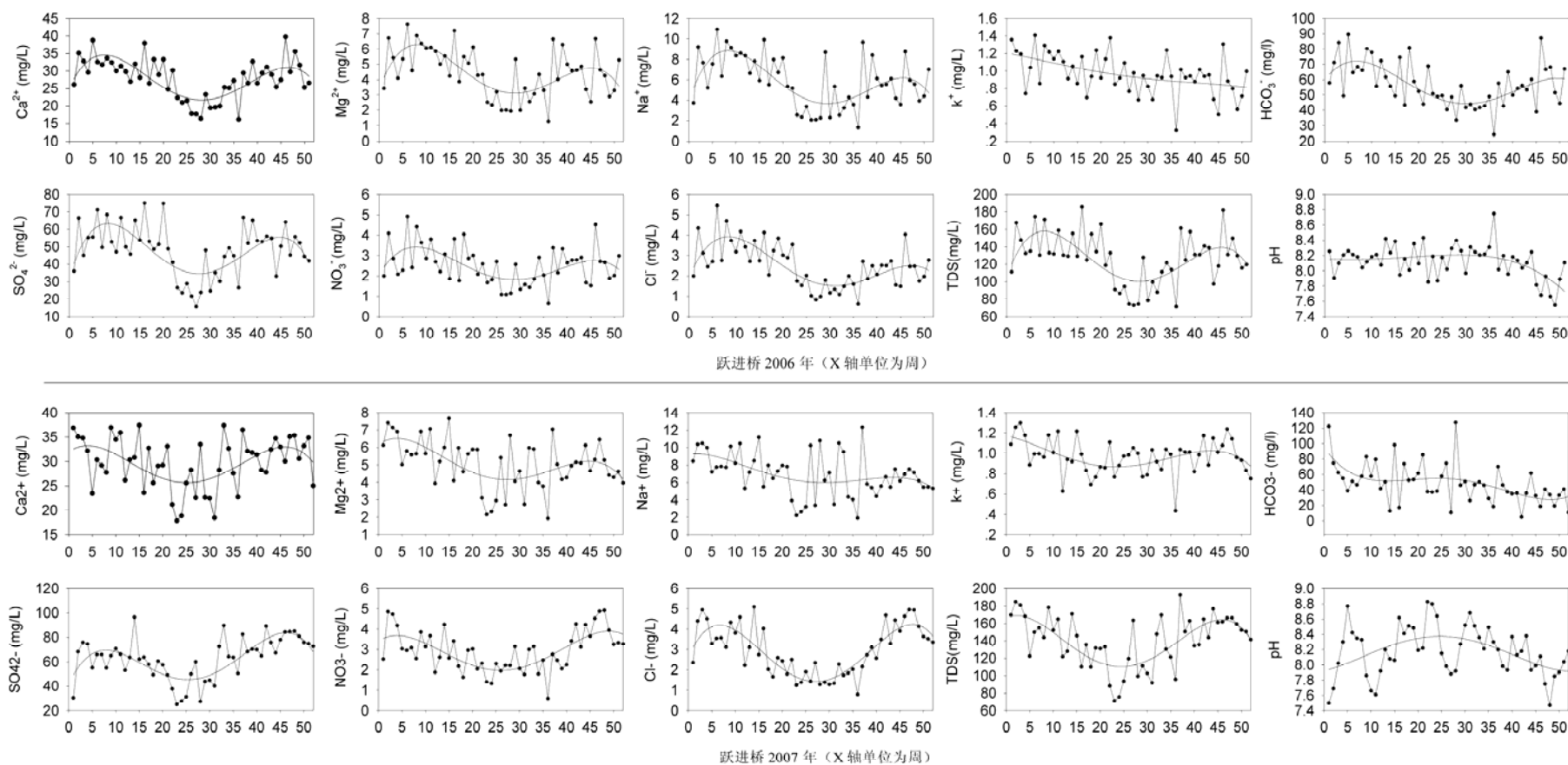


图5-3 2006、2007年跃进桥水文站主要离子浓度、pH和TDS浓度随时间变化过程

Fig. 5-3 Variations of the major ion concentrations, pH and TDS at Yuejinqiao station in years 2006 and 2007

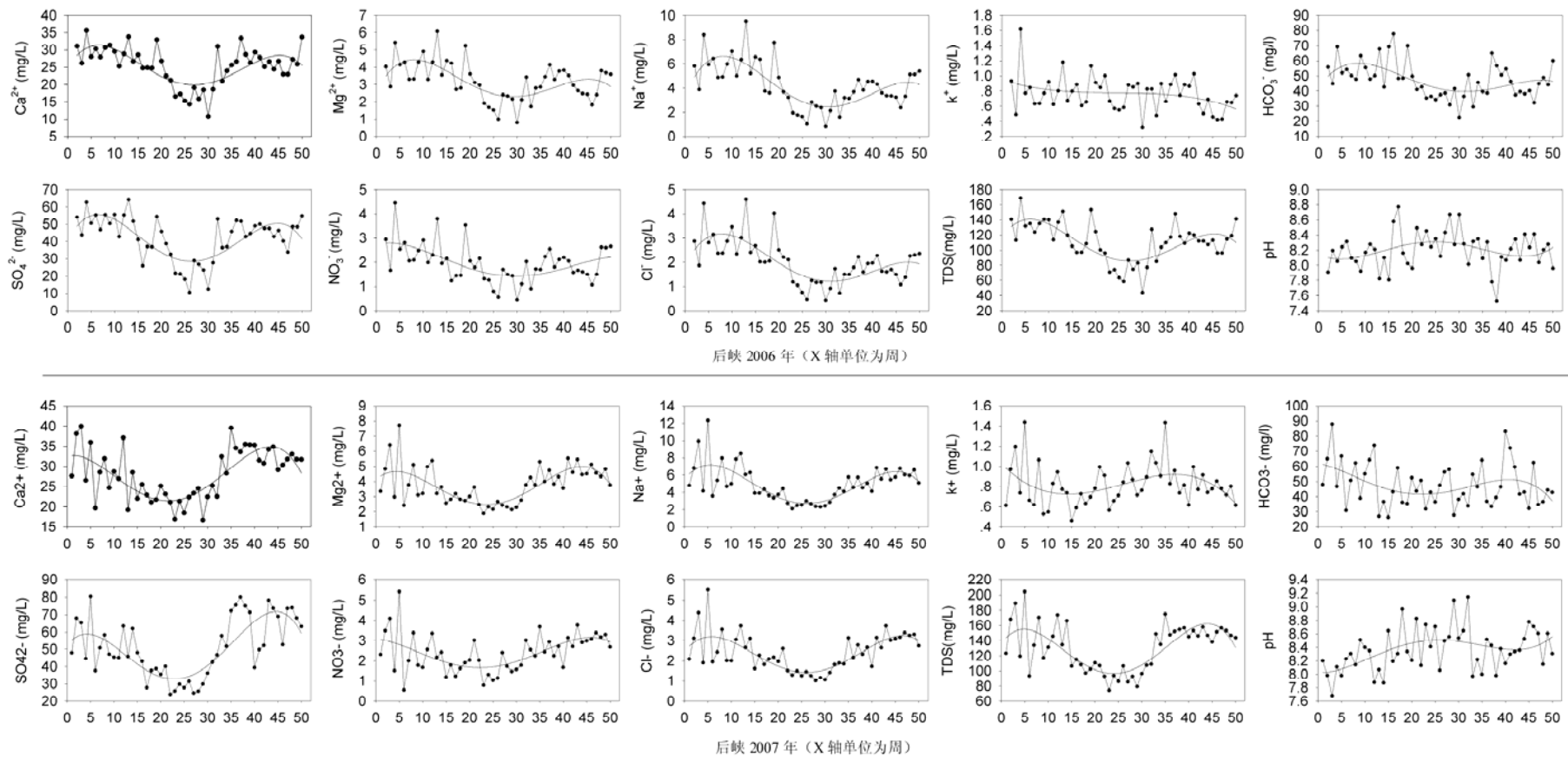


图5-4 2006、2007年后峡水文点主要离子浓度、pH和TDS浓度随时间变化过程

Fig. 5-4 Variations of the major ion concentrations, pH and TDS at Houxia station in years 2006 and 2007

从图 5-2, 5-3 和 5-4 中可以看出, 山区流域内径流中主要离子和 TDS 含量在沿途三个取样站点的都表现出明显的季节变化特征: 冬-春季节浓度高, 夏-秋季节浓度低。径流中主要离子浓度含量, 特别是 TDS 含量与河流的流量变化呈明显相反的变化趋势, 所有径流水化学特征的年内季节性变化基本一致。全年 7 月伴随强降水和高温天气出现河流洪峰, 则径流中主要离子浓度, 特别是 TDS 含量迅速降低, 对应出现最小值。这反映了乌鲁木齐河上中游流域山区河水形成过程中存在相同的来源。值得注意的是, K^+ 与所有其它的离子相比, 季节性变化明显比较缓和, 全年对径流量的变化几乎没有响应, K^+ 浓度全年保持在较小变化范围内, 这也表明了径流中其来源的独特性, 需要进一步分析。

径流中 pH 值的季节性变化变化特征表现出与径流量相同的变化趋势, 冬-春季节浓度较低, 夏-秋季节浓度较高。河水径流中 pH 值反映了水中 H^+ 的活度, 也是河流水化学研究中的重要指标之一。从图 5-2, 5-3 和 5-4 中可以看到, 在夏-秋季节水位较高时 pH 值也出现增大趋势, 水位缓慢降低过程中总体上降低, 与离子浓度变化特征变现相反趋势。说明离子在溶入水中的同时增加了水中 H^+ 的活度, 即其它离子主要源于偏酸性物质输入。

另外, 三个水文断面河流离子组成差异不明显, 但 EC 和 TDS 含量存在明显差异, 三个水文断面离子含量的大小顺序: 跃进桥水文站 > 后峡水文站 > 巴拉提沟, 位于下游的后峡水文点的离子含量要低于跃进桥水文点的离子含量。这主要受乌鲁木齐河流域山区地理-地貌特征及水文差异影响, 由于后峡盆地覆盖山地栗钙土, 土质较硬而稳渗率也较大(施雅风, 1992); 且后峡盆地是山区流域暴雨径流主要的形成区, 土壤水体中化学物质含量比较高, 但是降水强度越大或时间越长, 土壤水被稀释的程度越高, 径流中化学物质含量越低, 也是造成后峡水文点径流中离子含量偏少的主要原因(郭范等, 1990; 刘风景, 1999)。

5.2.3 影响离子组成的主要因素及来源分析

研究影响地表水化学离子的主要来源, 通常使用 Gibbs(1970)的半对数坐标图解进行分析(图 5-5, 5-6, 5-7)。纵坐标以对数表示 TDS, 横坐标以算术值表示质量浓度比阳离子 $Na^+ / (Na^+ + Ca^{2+})$ 或阴离子 $Cl^- / (Cl^- + HCO_3^-)$ 的比值。全球所有地表水的离子组分值几乎全部落在图中的虚框。

一般认为, Cl^- 和 Na^+ 相对含量较高的河水, 或反映受到大气降水的影响, 或

反映了河水经蒸发作用以后的情况； Cl^- 和 Na^+ 相对含量较低时，而 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 含量较高的河水则反映了岩石对河水的影响(Xu et al., 2010)。如图 5-5, 5-6 和 5-7 所示，乌鲁木齐河流域中上游山区巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站地表径流中主要离子浓度 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 或是 $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的比值均在小于 0.5 的范围内，离子化学组成靠近岩石风化的控制端元，表明乌鲁木齐河流域中上游山区径流中离子组成仍然主要受岩石风化作用影响。

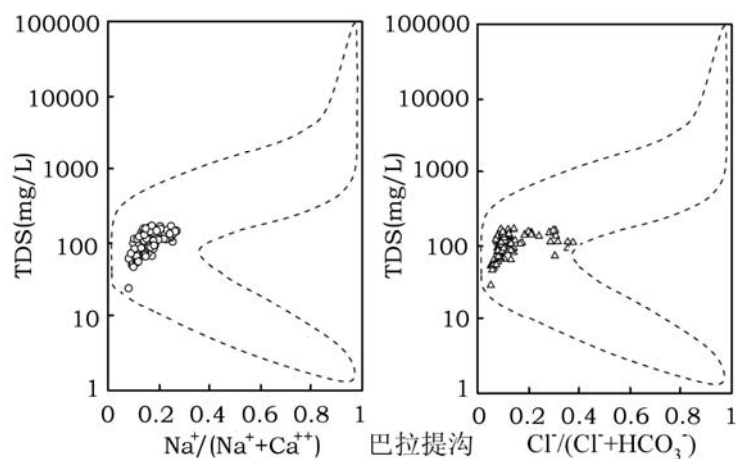


图5-5 巴拉提沟径流水化学的吉布斯分布模式

Fig. 5-5 Plots of the ions in the Gibbs boomerang Envelope of runoff at Balatigou

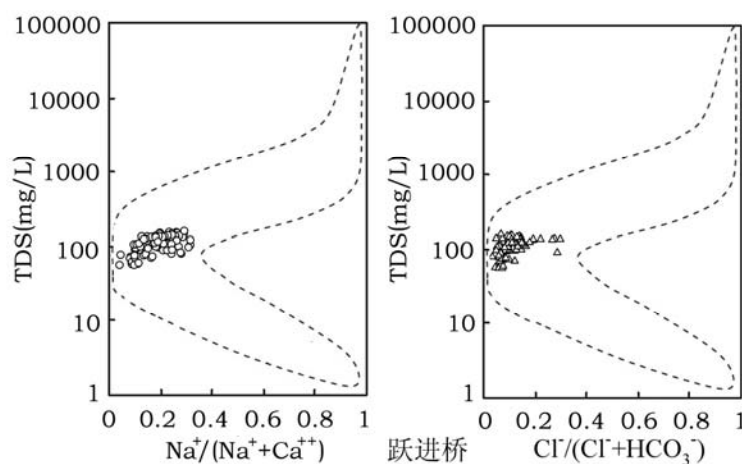


图5-6 跃进桥水文站径流水化学的吉布斯分布模式

Fig. 5-6 Plots of the ions in the Gibbs boomerang Envelope of runoff at Yuejinqiao station

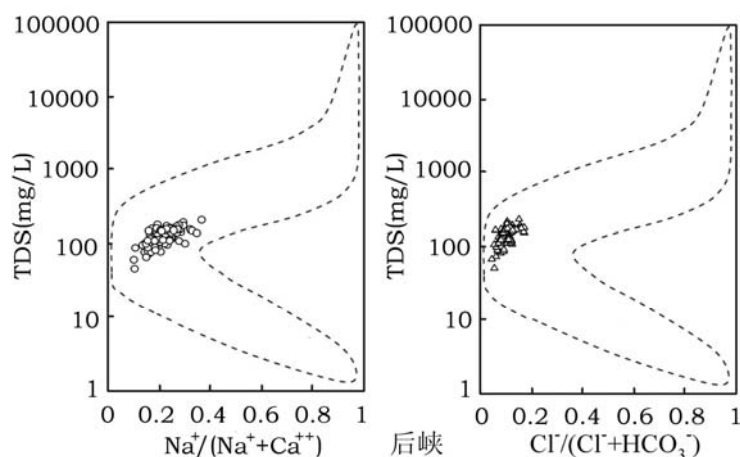


图5-7 后峡水文站径流水化学的吉布斯分布模式

Fig. 5-7 Plots of the ions in the Gibbs boomerang Envelope of runoff at Houxia station

为进一步分析岩石风化作用对流域水化学组成的影响,对乌鲁木齐河上中游流域径流中各水文点水样主要离子按浓度值分别作主要阴阳离子的Piper三线图,巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中主要离子的Piper三线图分别为图5-8, 5-9和5-10。

如图所示,流域三个水文断面径流水化学组成特征相似,就阳离子三角图来说,各组分点分布在图的左下角,说明 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 是阳离子中的主要组成部分,径流中 Na^{+} 和 K^{+} 含量甚微,并且分布在 Ca^{2+} 高值端,显示 Ca^{2+} 在阳离子组成中占绝对优势地位;在阴离子三角图显示所有水样组分点紧贴 HCO_3^{-} 轴分布,说明径流样品中 Cl^{-} 含量微乎其微,但与乌鲁木齐河源区水样的Piper三线图(图4-6),上中游流域多数水样位于 HCO_3^{-} 轴的低端值($< 50\%$),表明上中游流域河流中 SO_4^{2-} 离子的含量有大幅度的增长,导致主要阴离子中 HCO_3^{-} 离子浓度的比例下降。

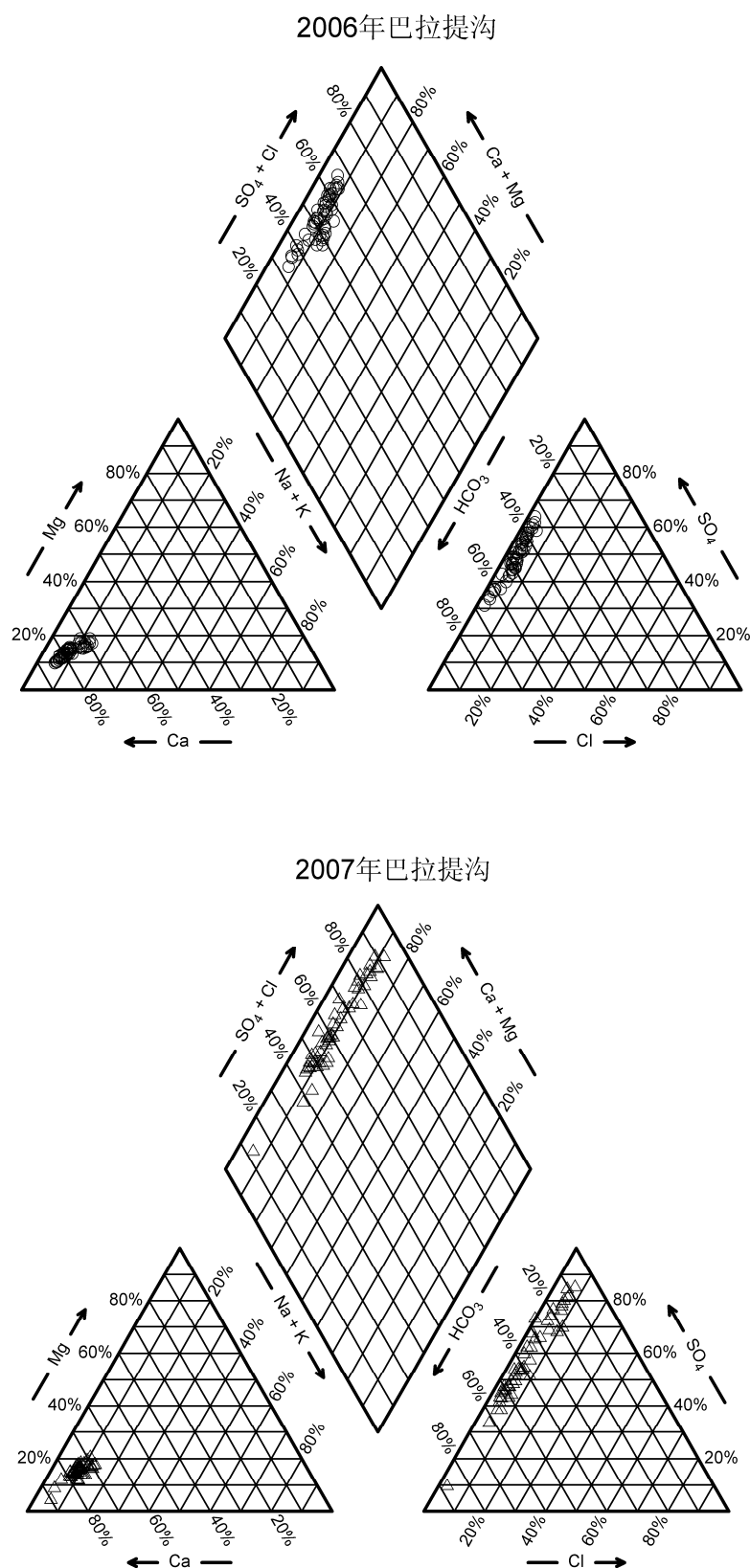


图5-8 上游巴拉提沟2006和2007年的水化学Piper三角图

Fig. 5-8 Piper diagram showing the chemical composition of the river waters at Balatigou in the upper reaches of years 2006 and 2007

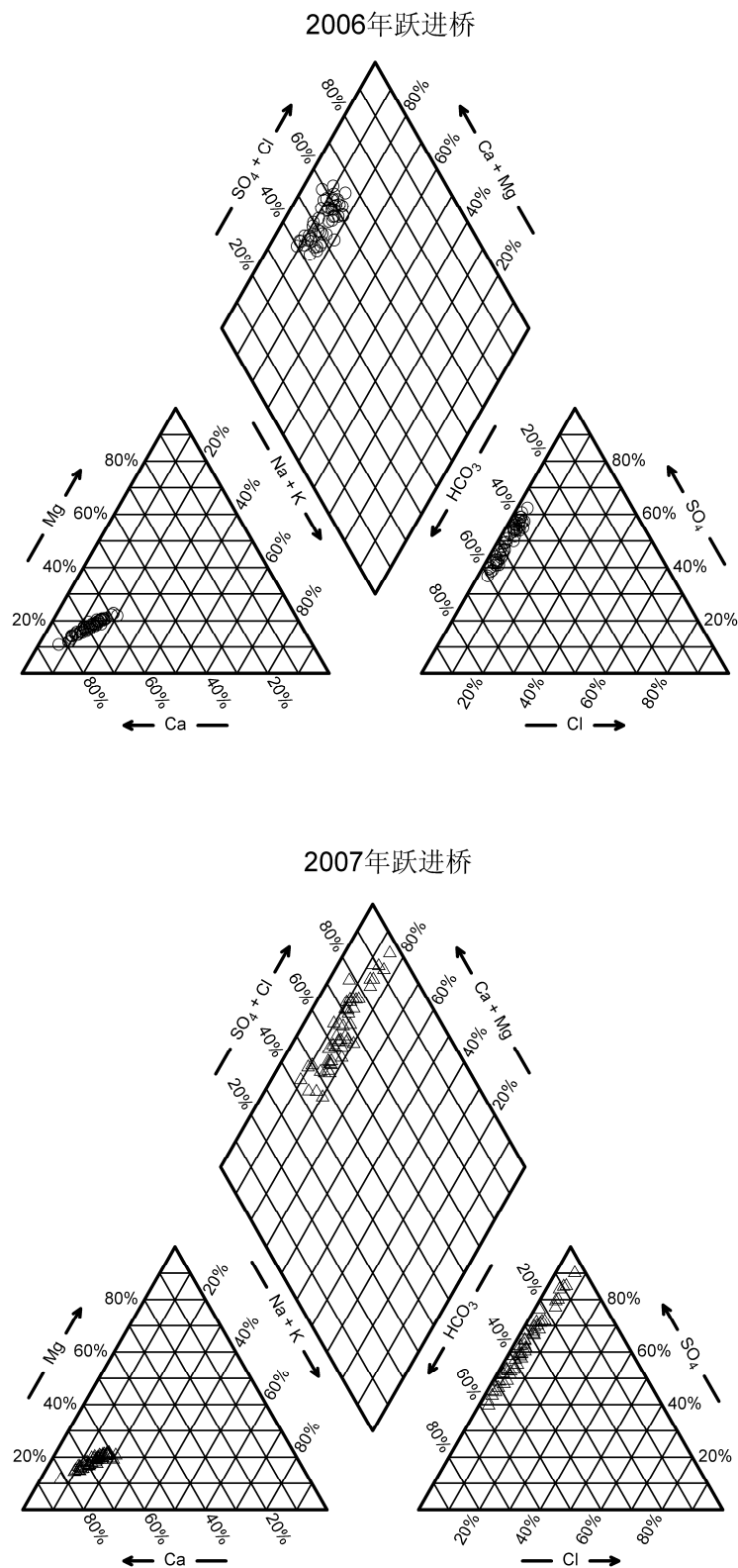


图5-9 上游跃进桥水文点2006和2007年的水化学Piper三角图

Fig. 5-9 Piper diagram showing the chemical composition of the river waters at Yuejinqiao station in the upper reaches of years 2006 and 2007

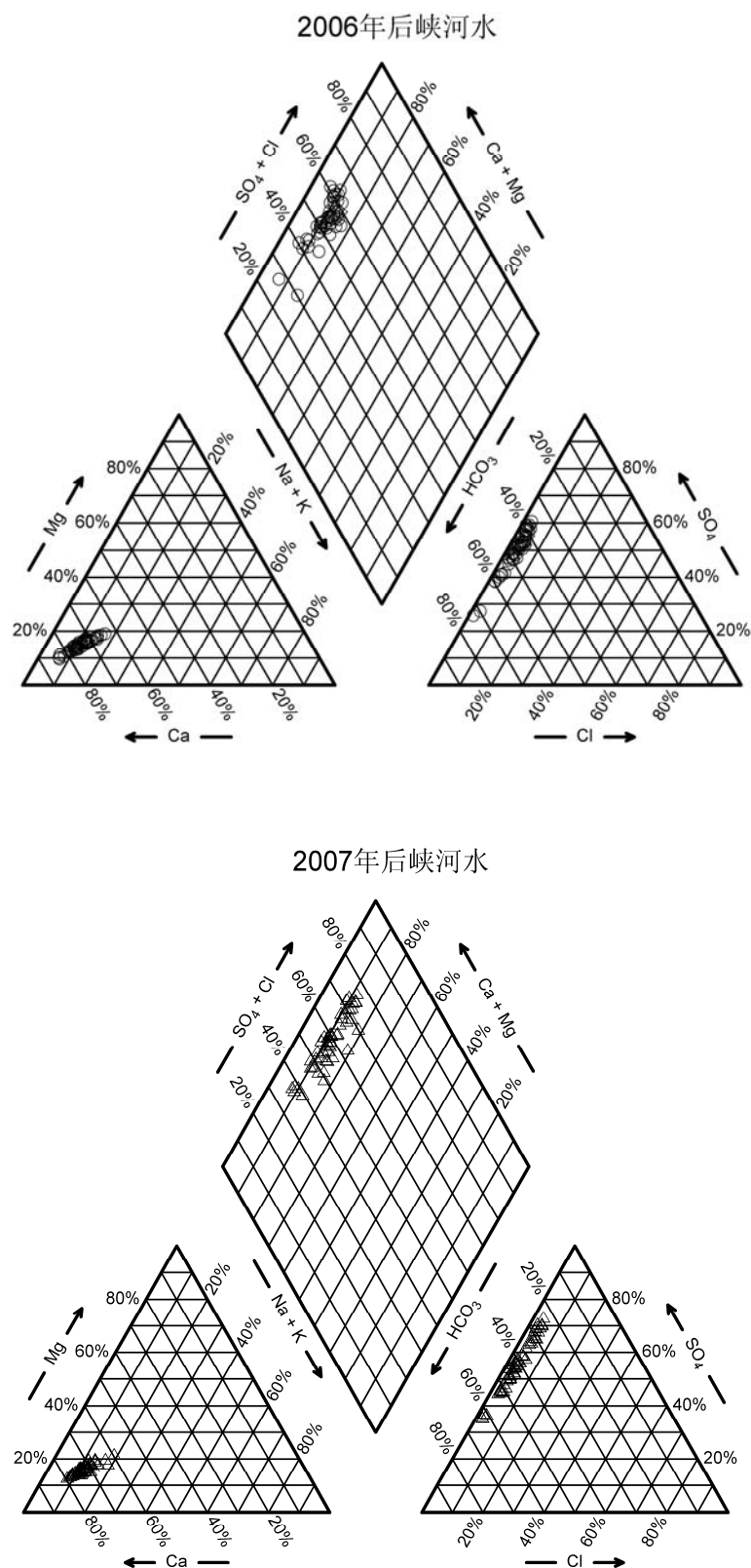


图5-10 中游后峡水文站2006和2007年的水化学Piper三角图

Fig. 5-10 Piper diagram showing the chemical composition of the river waters at Houxia station in the upper reaches of years 2006 and 2007

根据乌鲁木齐河源区发生的具体的风化演变过程(公式(4-2) ~ (4-6))和流域山区实际的水文地质情况(Williams et al., 1995), 可以通过进一步分析中上游流域主要离子含量比值对河流水化学演变过程进行分析。表5-2给出了乌鲁木齐河中上游流域巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中主要离子的平均摩尔浓度比值; 图5-11, 5-12和5-13分别给出了流域三个水文断面所有径流中离子摩尔浓度比值的相互变化关系图。

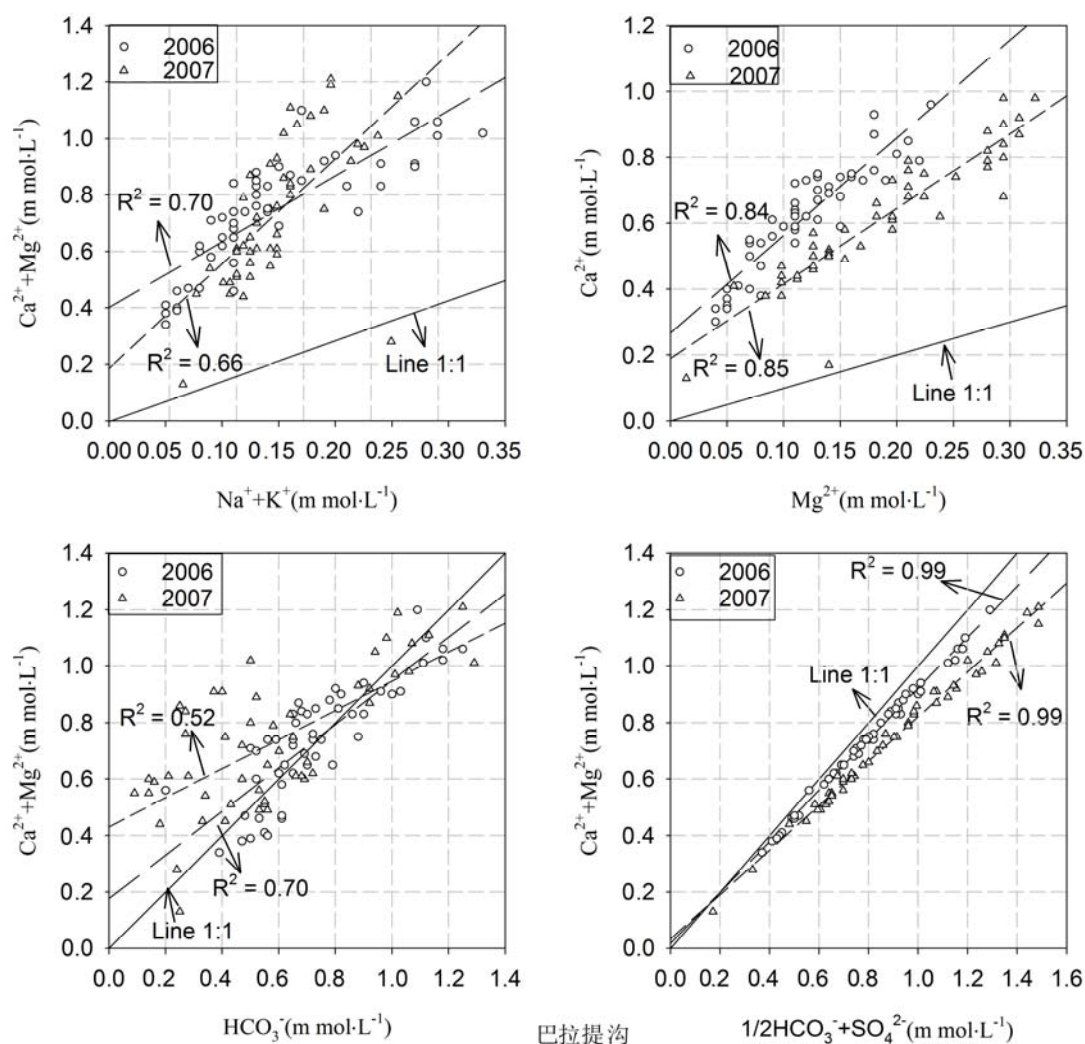


图5-11 上中游山区流域巴拉提沟径流主要离子比值

Fig. 5-11 Proportions of major ions at Balatigou in years 2006 and 2007

表 5-2 上中游径流中主要离子的平均摩尔浓度比值

Table 5-2 Mean molar concentration ratio of major ions in runoff

离子比值	巴拉提沟	跃进桥水文站	后峡水文站
$\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$	5.44	3.88	6.15
$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{HCO}_3^-$	1.34	1.34	1.08
$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$	5.37	3.33	4.85
$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (1/2\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$	0.98	0.91	0.93

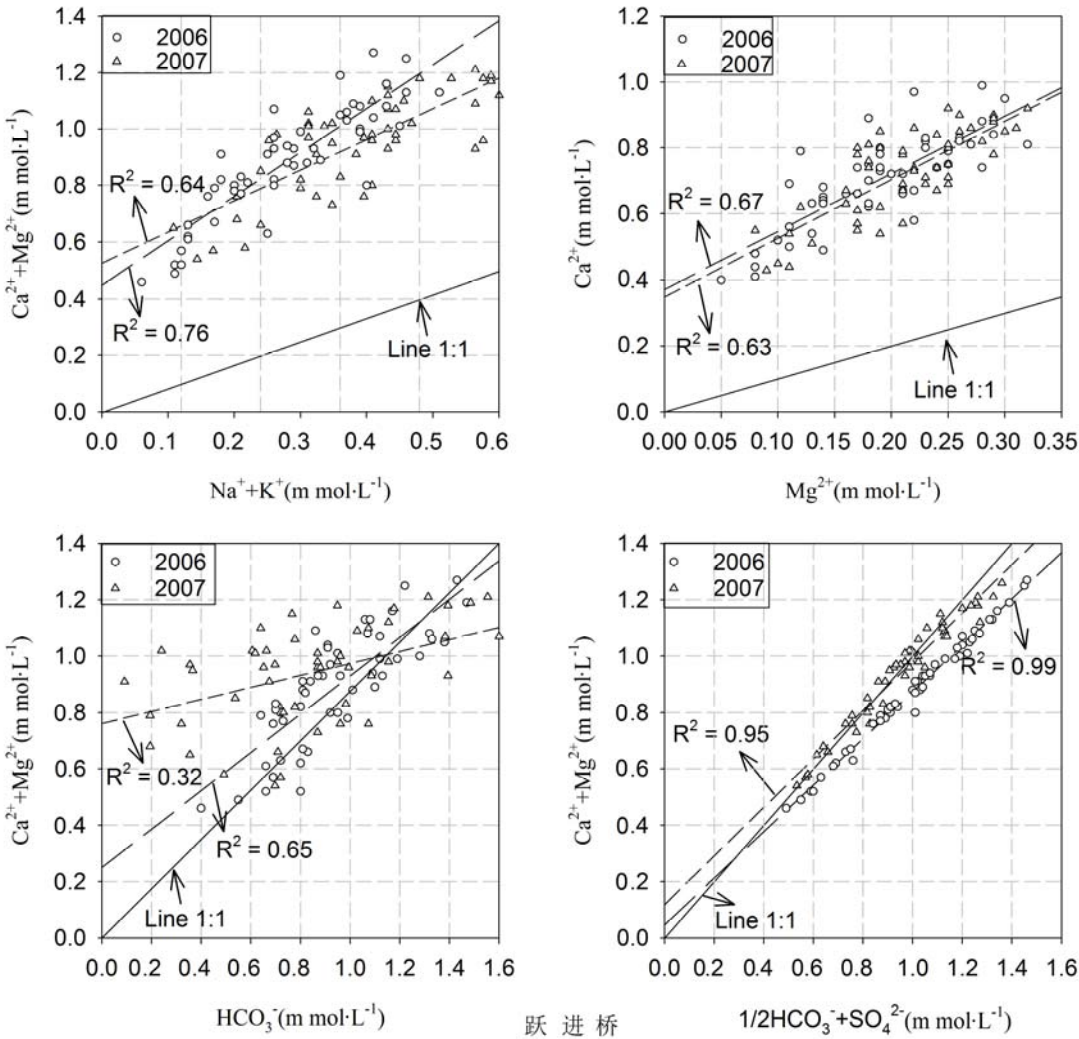


图5-12 上中游山区流域跃进桥径流主要离子比值

Fig. 5-12 Proportions of major ions at Yuejinqiao station in years 2006 and 2007

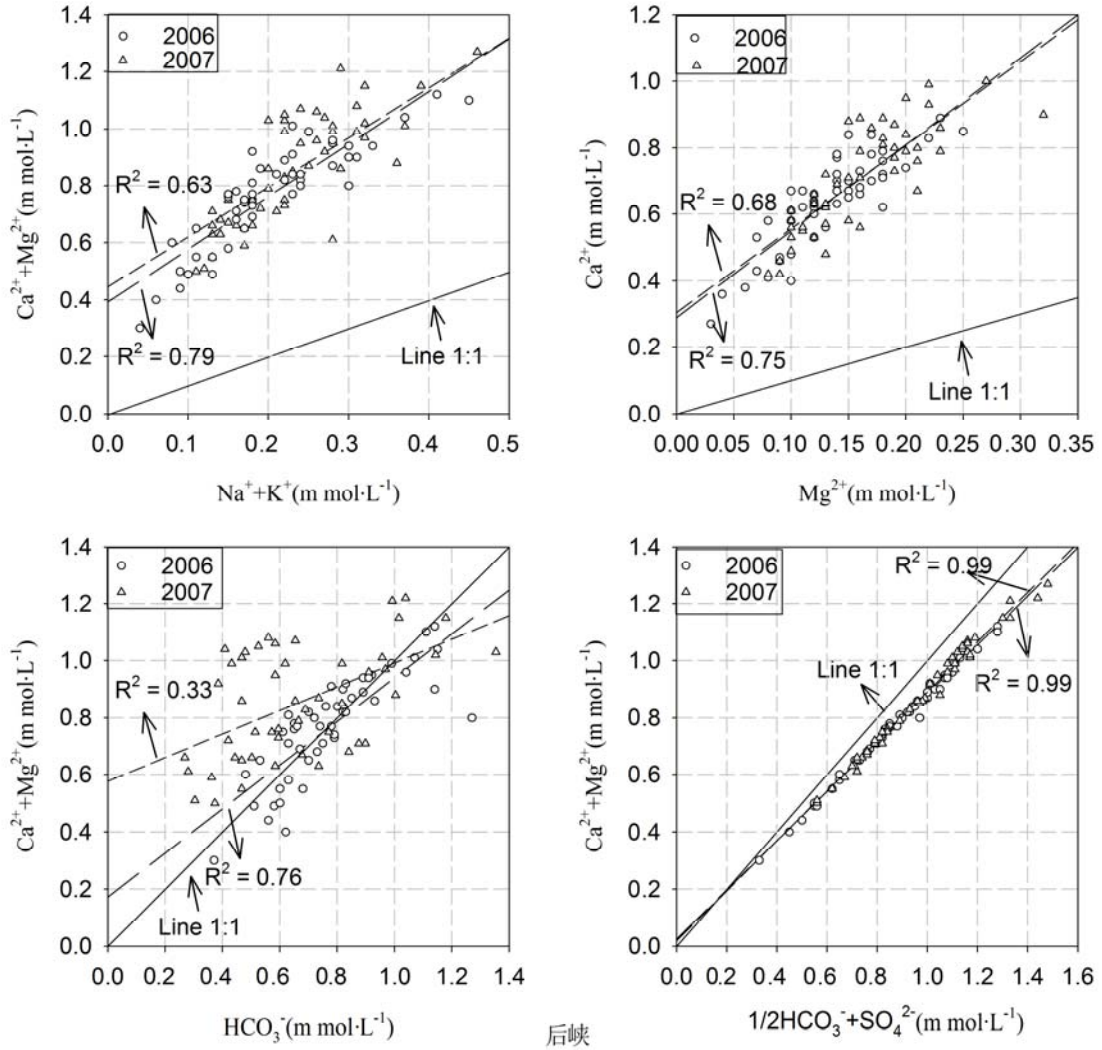


图5-13 上中游山区流域后峡径流主要离子比值

Fig. 5-13 Proportions of major ions at Houxia station in years 2006 and 2007

如上述图表所示,上中游山区流域三个断面径流中离子含量阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势,阴离子含量以 HCO_3^- 和最高 SO_4^{2-} 为主,两种阴离子的质量浓度占阴离子总和的90%以上, $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ 和 $(1/2\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 摩尔浓度比值的相关性 ($R^2 > 0.95$, 图8-d)最大,且接近于1:1(巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站平均摩尔浓度比值分别为0.98, 0.91和0.93, 表5-2),表明乌鲁木齐河中上游流域山区径流主要离子组成的来源仍为流域内碳酸盐风化和含S矿物的氧化。但与乌鲁木齐河源区相比较,径流中 Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子浓度的比例有所增长,也表明乌鲁木齐河流域在从河源往下游流动,径流演化过程中含S矿物的氧化形成的硫酸盐对径流离子组成的贡献率逐渐增加。

5.3 大气降水化学特征研究

大气降水化学是研究大气化学成分变化的有效手段,是监测人类活动对大气环境影响的可靠指标,是区分大气环境差异的重要依据,且能准确反映当地的大气环境质量和污染状况及其对生态系统的影响(Wang et al., 2008; Zhao et al., 2008; Calvo et al., 2010)。远离人类聚集地的降水化学还可反映大气化学的背景值,对于理解酸性物质的转化、传输及酸雨的形成过程和机制具有重要意义,而且保存在高海拔地区雪冰中的化学成分对研究局地 and 全球气候环境变化以及环境演变过程具有重要意义(Galloway, 1982; 康世昌和丛志远, 2006; Li et al., 2010; 李向应等, 2011)。

天山冰川观测试验站在高山区(海拔 3 545 m, 河源冰川作用区高山营地)、低海拔(海拔 2 130 m, 后峡基本营地)两站的取样时间同步进行,包括了降雪和降雨样品,其中每年 10 月至次年 5 月份为降雪。后峡基本营地距后峡镇 8 km,周围有水泥厂、电厂等人类生产活动,属于乌鲁木齐市的郊区范围内(王德辉和张怀远, 1985; 董志文和李忠勤, 2011)。本节将针对乌鲁木齐河流域山区后峡基本营地采集的两个完整周年的大气降水的水化学特征进行研究,并与高山营地(冰川作用区远离人类直接活动影响)同期大气降水的水化学特征进行了对比分析,以期了解流域山区大气降水化学特征的背景值,以及揭示山区流域的不同海拔取样点受局地环境影响的大气降水化学特征差异。

5.3.1 后峡大气降水化学特征分析

表 5-3 给出了采样时段内乌鲁木齐河流域山区后峡基本营地和高山营地的大气降水中各种水化学指标的特征值。相比之下,流域山区大气降水中的各项离子浓度值均,远小于断面径流中的各项离子含量。

如表 5-3 所示,高山营地大气降水中阴、阳离子平均浓度从高至低为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$,本次研究结果与以往研究结果相近(侯书贵, 2001; 孙俊英等, 2002)。其中阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序完全一致,而与海水中的阳离子浓度顺序 $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ 不同。加上乌鲁木齐河源区深居欧亚大陆腹地,四周被大面积的沙漠和戈壁所包围,表明大气降水中的离子浓度顺序主要受陆源物质控制,与青藏高原北部雪冰内杂质来源的结论一致(姚檀栋等, 1993; 侯书贵, 2001)。后峡营地大气降水中阴、阳离子平均浓度从高至低为

$\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ 。阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序相似，只是 Mg^{2+} 浓度与 K^+ 浓度接近，且略大于 K^+ 浓度(表 5-3)，表明大气降水中的离子浓度顺序主要受陆源物质控制，但同时也受到局地环境的影响(Zhao et al., 2008)。

表5-3 大气降水主要离子浓度($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)、pH、EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)和TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)的特征值

Table 5-3 The characteristic ion concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), pH, EC($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$) and TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) in precipitation

	后峡营地			高山营地		
	最大值	最小值	平均	最大值	最小值	平均
Ca^{2+}	40.88	1.15	8.45	18.15	0.13	3.00
Mg^{2+}	2.21	0.04	0.56	1.12	nd	0.23
Na^+	7.28	0.02	0.76	17.98	nd	0.77
K^+	8.97	0.03	0.50	12.84	nd	0.41
SO_4^{2-}	24.64	0.64	6.06	14.99	0.18	2.46
NO_3^-	14.92	nd	1.74	21.26	0.04	1.23
Cl^-	9.40	0.04	0.97	17.62	0.03	1.16
EC	220.00	10.13	57.94	162.20	3.05	29.82
TDS	140.80	5.06	30.09	89.20	1.68	15.80
pH	8.58	5.83	7.09	8.48	5.51	6.73

nd 表示浓度未检测到(not detected), 低于仪器监测限度。

后峡基本营地大气降水主要离子组成， Ca^{2+} 占阳离子总数的 82%，其次 Na^+ 占阳离子总数的 7%， K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数的 5%；而源区高山营地大气降水主要离子组成， Ca^{2+} 占阳离子总数的 68%，其次 Na^+ 占阳离子总数的 17%， K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数 9%和 5%。后峡基本营地大气降水中所测阳离子摩尔浓度总和($\text{TZ}^+ = \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}$)为所测阴离子浓度总和($\text{TZ}^- = \text{Cl}^- + \text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$)的 2.39 倍，认为缺失阴离子主要为 HCO_3^- 。另外，Williams et al .(1995) 分析结果也表明乌鲁木齐河流域大气降水中 HCO_3^- 是主导的阴离子。因此，我们也认为本次研究后峡基本营地大气降水的主导阴、阳离子分别是 HCO_3^- ， Ca^{2+} 离子。

5.3.2 与河源区降水化学特征对比研究

对流域山区大气降水中水化学在高山区和郊区随时间变化特征及其差异进行研究,不仅可以了解研究区域大气水化学的背景值,并且可以对流域大气降水的形成机理和来源以及水汽输送过程有深入的认识。对于乌鲁木齐河流域山区高海拔和低海拔大气降水化学的差异分析,前人已经有了一定的研究,这里在前人研究的基础上,进一步对高山站和后峡基本营地 2006、2007 年两个完整年的水化学特征进行了对比研究(Zhao et al., 2008; 董志文和李忠勤, 2011; Dong et al., 2011)。

表5-4 高山站大气降水中各离子之间的相关系数

Table 5-4 Pearson correlation matrix for the ions of the precipitation at Daxigou station

	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Cl ⁻	EC	pH
Ca ²⁺	0.96**	0.388**	0.156	0.833**	0.456**	0.504**	0.80**	0.658**
Mg ²⁺		0.398**	0.212*	0.802**	0.468**	0.503**	0.81**	0.64**
Na ⁺			0.923**	0.345**	0.828**	0.916**	0.689**	0.245**
K ⁺				0.18*	0.811**	0.77**	0.582**	0.131
SO ₄ ²⁻					0.468**	0.517**	0.840**	0.586**
NO ₃ ⁻						0.697**	0.70**	0.189*
Cl ⁻							0.764**	0.372**
EC								0.614**

其中**表示 $P \leq 0.01$; *表示 $P \leq 0.05$ 。

表 5-4, 5-5 为高山站和后峡基本营地大气降水中的各种主要离子浓度以及 pH 和电导率 EC 之间的相关系数。从表 5-4 中可以看出,高山站降水中 Ca²⁺与 Mg²⁺之间存在良好的正相关性($R = 0.96$),但 Ca²⁺与 Na⁺($R = 0.388$)和 K⁺($R = 0.156$)之间的相关性较差,表明除部分 Na⁺和 K⁺与 Ca²⁺一样来源于陆源尘埃外,可能还存在其它来源;Na⁺与 Cl⁻离子浓度之间相关性很好($R = 0.916$),说明降水中部分的阴离子成分与 Na⁺具有相同的物质来源。据前人研究,乌鲁木齐河源区暖季降水受盛行西风带气流的影响较大,另外本区周围湖沼分布较多,如东面的艾丁湖(咸水湖)、盐湖、柴窝堡湖(咸水湖),暖季时由于这些地方的降水少、气候干燥、气温高,导致蒸发作用强烈,使湖沼中的含盐微粒因蒸发进入空气中,被风

或气团运移至研究区域而沉降下来。从表 5-5 中可以看出, Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 之间仍存在良好的正相关性($R = 0.867$), 但不如高山站相关性好, Ca^{2+} 与 Na^+ ($R = 0.552$)和 K^+ ($R = 0.496$)之间的相关性与高山站相比, 却有较好的相关性, 表明后峡基本营地降水与河源区高山站降水相似, 除部分 Na^+ 和 K^+ 与 Ca^{2+} 一样来源于陆源尘埃外, 可能还存在其它来源, 但不如高山站受到其他来源的影响大; 另外, Na^+ 与 Cl^- 离子浓度之间相关性很好($R = 0.916$), 也说明降水中部分的阴离子成分与 Na^+ 具有相同的物质来源。

表5-5 后峡大气降水中各离子之间的相关系数

Table 5-5 Pearson correlation matrix for the ions of the precipitation at Houxia station

	Mg^{2+}	Na^+	K^+	SO_4^{2-}	NO_3^-	Cl^-	EC	pH
Ca^{2+}	0.867**	0.552**	0.496**	0.813**	0.438**	0.482**	0.954**	0.954**
Mg^{2+}		0.623**	0.408**	0.795**	0.353**	0.580**	0.881**	0.881**
Na^+			0.455**	0.580**	0.567**	0.960**	0.678**	0.678**
K^+				0.396**	0.498**	0.410**	0.512**	0.512**
SO_4^{2-}					0.507**	0.575**	0.870**	0.870**
NO_3^-						0.489**	0.515**	0.515**
Cl^-							0.629**	0.341**
EC								0.544**

其中**表示 $P \leq 0.01$; *表示 $P \leq 0.05$ 。

为进一步分析乌鲁木齐河流域高山营地和后峡基本营地的离子浓度差异, 图 5-14 和 5-15 高山营地和后峡基本营地的离子浓度季节性变化过程。从图 5-14 和 5-15 中可以看出, 乌鲁木齐河流域高山营地和后峡基本营地的离子浓度季节性变化表现出不同的变化趋势。高山站降水中离子浓度含量在每年 4 ~ 5 月达到最高值(沙尘暴多发期), 在冬季(每年 10 月至翌年 2 月)离子浓度出现较低值, 其它个月份离子浓度的含量相对比较稳定; 后峡基本营地降水中离子浓度在冬季(干季)多出现高值, 离子浓度在春季持续增长, 但随着夏季的来临(雨季)会出现较低离子浓度含量。

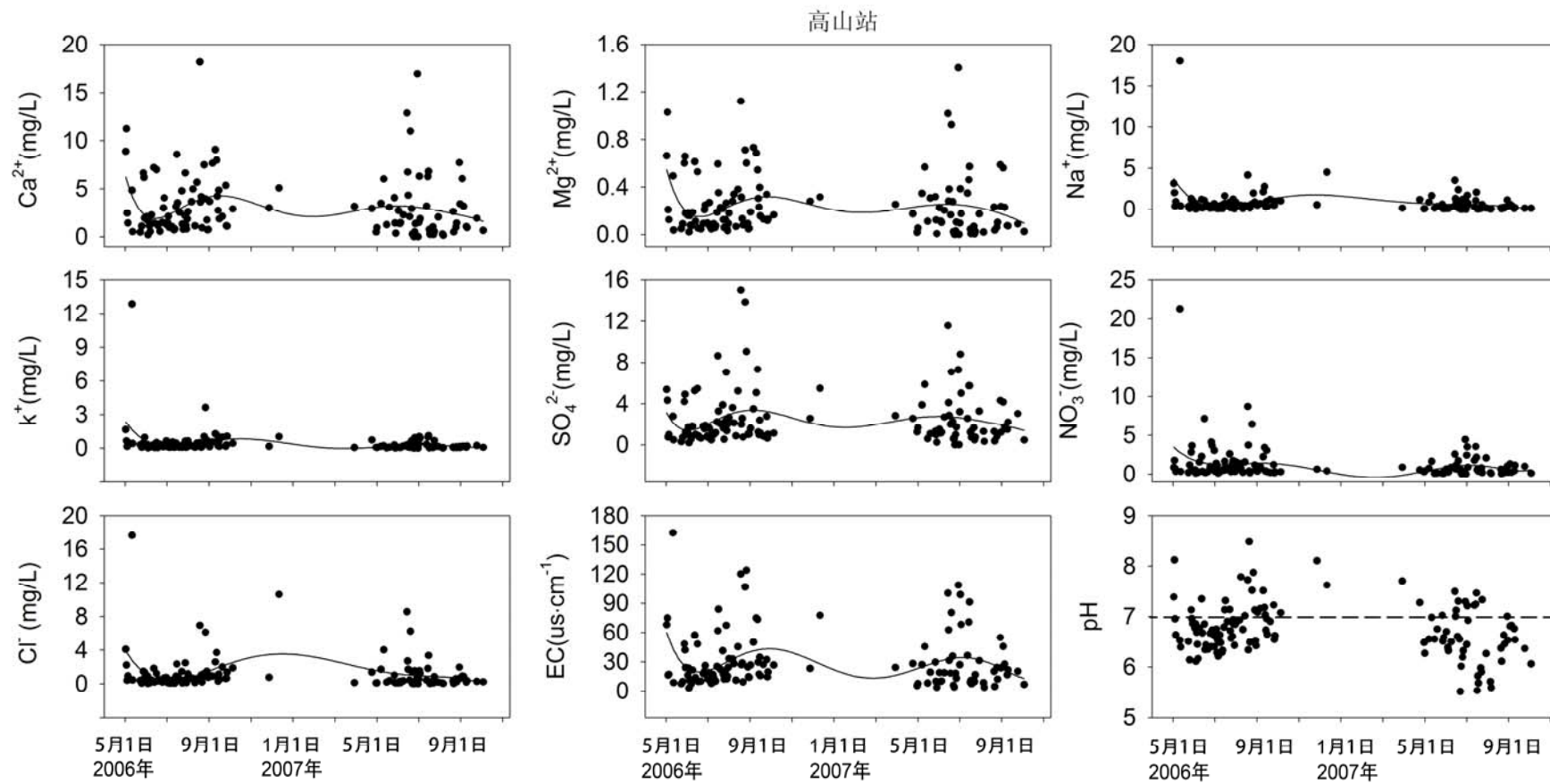


图5-14 高山站降水中主要离子浓度、pH和EC浓度随时间变化过程

Fig. 5-14 Variations of the ion concentrations, pH and EC in precipitation at Alpine station

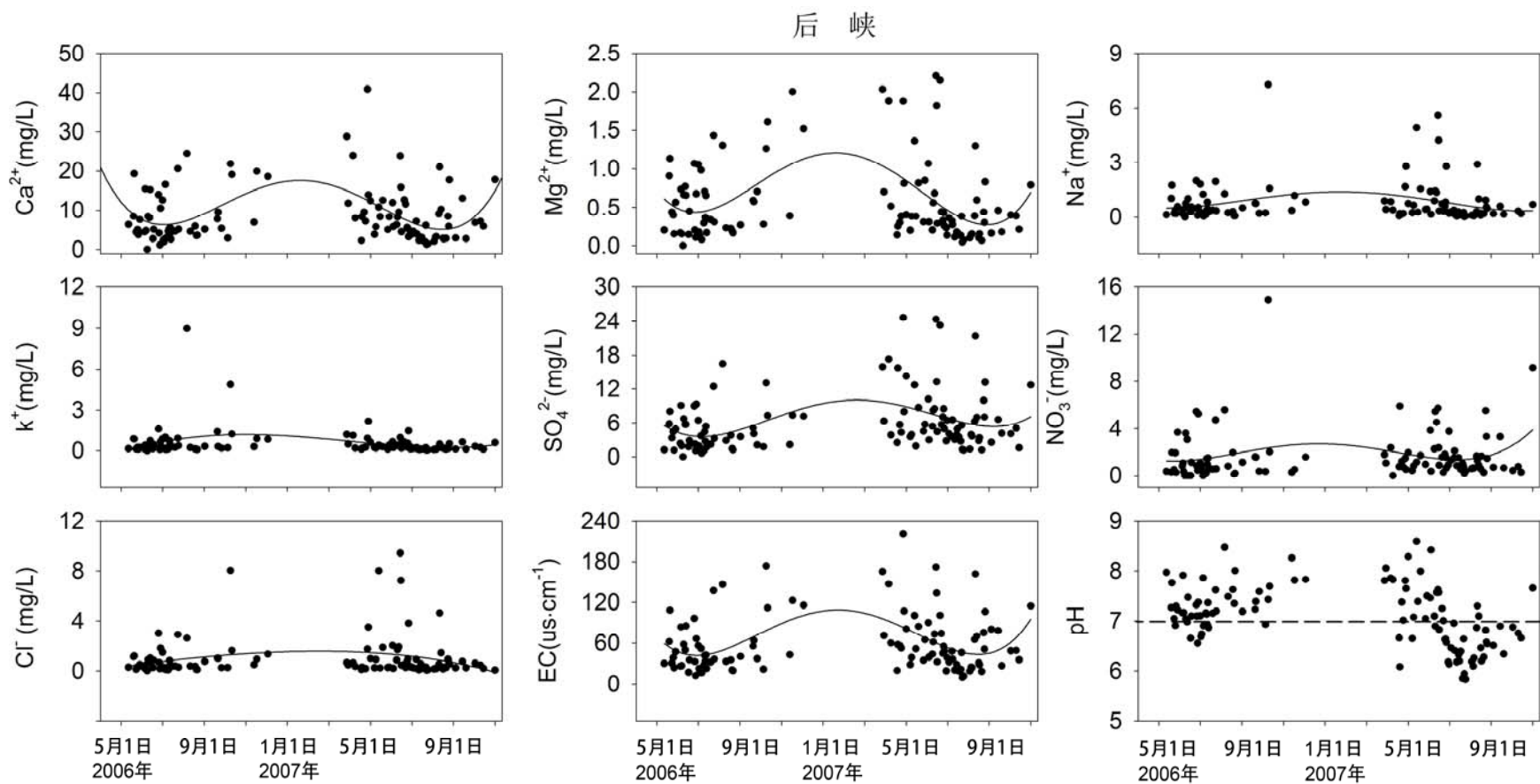


图5-15 后峡降水中主要离子浓度、pH和EC浓度随时间变化过程

Fig. 5-15 Variations of the ion concentrations, pH and EC in precipitation at Houxia station

大气降水的 pH 和 EC 含量反映了降水的酸碱性以及总体化学离子状况, 可以说明降水化学特性及降水发生的大气环境状况。研究结果表明, 高山区和低山区降水中的 EC 和 pH 含量也随之发生相应的变化, 并从海拔上看, 低山区的这种变化更为明显。

据前人研究结果可知, 大气降水化学特征的这种季节变化特征, 与研究区年降水量的季节分布、春季沙尘暴事件、夏半年的生物活动等因素有关, 部分 SO_4^{2-} 和 NO_3^- 可能与工业生产活动也有关系。前人研究显示, 高山站大气降水中的 Ca^{2+} 主要来自于亚洲内陆土壤粉尘, 在春季的大气中含量比较高, 往往是由于沙尘暴事件的发生造成的。亚洲许多地区类似的研究结果已有报道(Gao et al., 1992; 侯书贵, 2001; zhao et al., 2008)。后峡基本营地冬季离子含量偏高, 主要山谷气候的逆温层的影响, 根据张寅生等(1994)观测研究, 每年 11 月至翌年 3 月乌鲁木齐河流域山谷在海拔 1 000 ~ 2 400 m 会出现逆温层, 致使空气流动不畅, 雾天天气持续出现, 阻止大气污染物扩散, 也使得后峡基本营地的离子含量浓度较大(郭宇宏等, 2006), 而高山站海拔 3 545 m 远高于逆温层形成的高度, 由于逆温层的阻隔大气污染物基本不能到达高山站, 因此冬季仅有的几次降水中离子含量浓度较低。

另外, 表 5-3 中显示, 同期的后峡营地大气降水中 EC 和 TDS 含量均值($57.94 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $30.09 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)远高于高山营地降水中 EC 和 TDS 含量均值($29.82 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $15.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$); 后峡基本站降水中 pH 均值为 7.08(5.83 ~ 8.58), 也略大于高山站同期的 pH 均值 6.73(5.51 ~ 8.48), 接近中性, 这明显表明后峡基本营地大气降水离子来源除受到自然来源外, 还受到人为污染的来源。据董志文等(2011)结合 Hysplit 4.0 后向轨迹分析法, 验证了高山区和郊区水汽和粉尘的来源, 结果显示位于郊区的后峡基站基站取样点受到了一个很大的局地源的影响, 位于取样点西北方向约 100 km, 联系其地理位置和周边人文环境分析, 可以推断, 应该是乌鲁木齐市、昌吉市等工业生产(石油冶炼等)污染颗粒物排放的影响, 表明郊区降水中的粉尘颗粒物受到了城市人类生产活动污染物等颗粒物排放的影响十分明显。

5.4 浅层地下水的水化学特征分析

5.4.1 地下水的水化学特征

地下水也是乌鲁木齐河流域山区一种重要的水源形式,地下水作为一个开放系统,形成后与含水介质及外部环境不断进行着物质交换,造成化学组份逐渐发生变化。为进一步探讨地下水化学成分特点、水化学类型以及了解河水补给来源(Carrels and Machenie, 1976; Stuyfzan, 1999; Herczeg et al., 2001; Zhu et al., 2007; 殷秀兰等, 2010),我们在后峡盆地进行浅层地下水的采集,并进行水化学特征分析。表5-6给出了采样时段内乌鲁木齐河上中游流域三个站点径流中各种化学指标的特征值。从表5-6中可以看出,后峡浅层地下水中pH、盐度、TDS和电导率均远远大于地表径流的对应值(表5-1)。本文采样的地下水中EC和TDS均值为 $224.78 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $143.86 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,远大于地表径流的值。TDS均远低于 $500 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,是淡水,水质较好。

表5-6 后峡地下水离子浓度($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)、pH、EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$)和TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$)的特征值

Table 5-6 The characteristic ion concentrations ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), pH, EC ($\mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$) and TDS ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) of the groundwater at Houxia

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{2-}	NO_3^{-}	Cl^{-}	HCO_3^{-}	EC	TDS	pH
最大值	40.67	7.17	10.74	1.39	79.86	79.86	5.50	152.46	302.00	193.28	8.94
最小值	15.73	1.45	1.52	0.31	16.73	1.27	0.75	32.28	104.80	67.07	7.49
平均值	31.49	4.55	5.71	0.94	45.47	2.37	2.65	71.04	224.78	143.86	8.23
标准差	7.26	1.52	2.39	0.27	17.7	1.85	1.10	26.39	52.82	33.81	0.37

与后峡水文点径流进行对比,径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势,径流中 Ca^{2+} 质量浓度分别占阳离子总数的75%,阴离子以 HCO_3^{-} 和 SO_4^{2-} 为主,径流中两者质量浓度分别占阴离子总数的96%。后峡地表径流和浅层地下水的主要离子类型相同,但是地下水中明显 Na^{+} 离子浓度比例有所增加,且地下水TDS值明显比地表径流大得多,表明地下水中所含离子浓度更多。

与后峡水文点径流进行对比,径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势,径流中 Ca^{2+} 质量浓度分别占阳离子总数的75%,阴离子以 HCO_3^{-} 和 SO_4^{2-} 为主,径流中两者质量浓度分别占阴离子总数的96%。后峡地表径流和浅层地下水的主要离子类型相

同, 但是地下水中明显 Na^+ 离子浓度比例有所增加, 且地下水TDS值明显比地表径流大得多, 表明地下水中所含离子浓度更多。

利用 Piper 图解不仅可以进行水化学分类, 而且可以较直观地揭示阳离子交换等有关地下水演化现象(Deutsch, 1997), 图 5-16 将本次采集的 57 个地下水化学样品投入 Piper 三角图解中。我们发现后峡盆地浅层地下水水化学类型与后峡水文站径流(图 5-10)虽然分布上有所区别, 但是主要离子类型相似, 阳离子分布在左下角 Ca^{2+} 高值端, 显示 Ca^{2+} 在阳离子组成中占绝对优势地位; 在阴离子三角图显示所有水样组分点紧贴 HCO_3^- 轴分布, 说明径流样品中 Cl^- 离子含量微乎其微。但与地表水样品的 Piper 三线图(图 4-6)分布, 地下水多数水样位于 HCO_3^- 轴的低端值($> 50\%$), 表明地下水中 SO_4^{2-} 离子的含量有大幅度的降低, 导致主要阴离子中 HCO_3^- 离子浓度的比例增加。

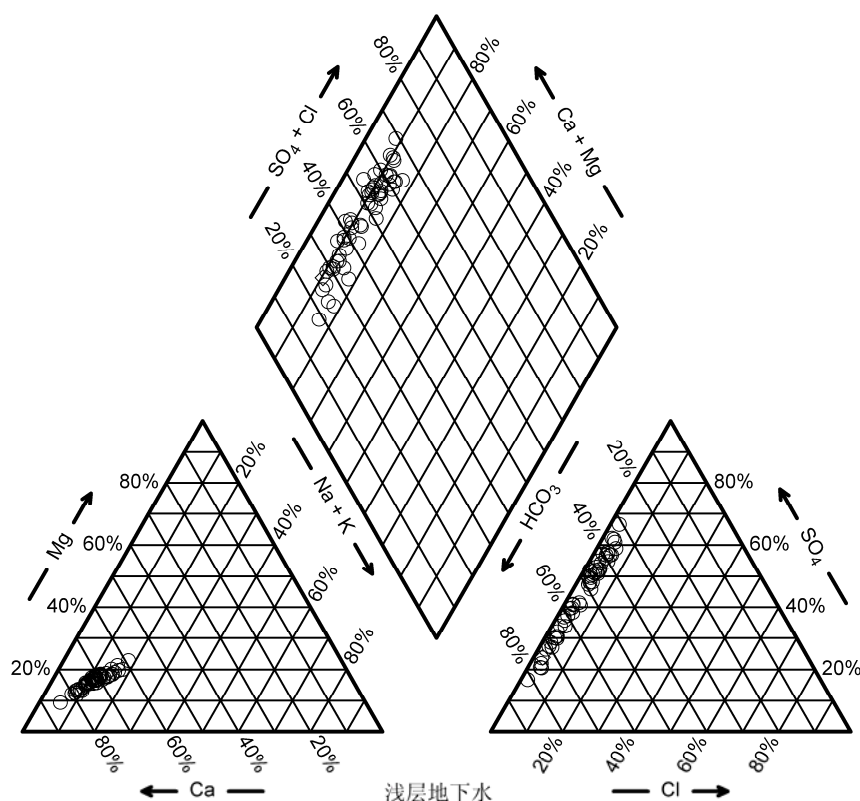


图5-16 后峡浅层地下水的水化学Piper三角图

Fig. 5-16 Piper diagram showing the chemical composition of the groundwater at Houxia

5.4.2 地下水演化规律研究

研究地下水水化学特征及其演化规律、地表水与地下水的转化规律及沿途地

下水系发生的水岩作用,对于认识流域山区的水循环规律、地下水水资源的保护、利用和管理具有重要的现实意义(Geyh et al., 1996; Matthew and Sharp, 2001; Metz et al., 2003)。由于水体受到混合、蒸发等多种作用的共同影响,使用单一离子浓度往往无法判别其物质来源,而两种可溶组分的元素或元素组合的比值(即 X/Y)则能消除水体中稀释或蒸发效应的影响,可用来讨论物质来源和不同水体混合过程(Parkhurst, 1997; 宋保平等, 2000)。

Na^+/Cl^- 是表征地下水中 Na^+ 离子富集程度的一个水文地球化学参数。 Na^+/Cl^- 比例系数是恒定的,标准海水的 Na^+/Cl^- 平均系数平均值为 0.85。盆地地下水 Na^+/Cl^- 比例系数大于或小于 0.85 是在随后的演化过程中向不同的方向演变而成的。如果海相沉积水接受大气降水的入渗溶滤,则 Na^+/Cl^- 比例系数应趋向于大于 0.85。从图 5-17 可以看出,后峡盆地内地下水中 Na^+ 较 Cl^- 高,两者的比值远大于 1($Y/X > 3$),表明后峡盆地内地下水发生了强烈的水岩相互作用,这可能是由于地下水补给来源单一和当地人类活动及强烈的蒸散发作用导致的。同时 Na^+/Cl^- 的不成比例增加表明地下水不只有 NaCl 的溶解,而且伴有钠长石等含钠矿物的溶解。

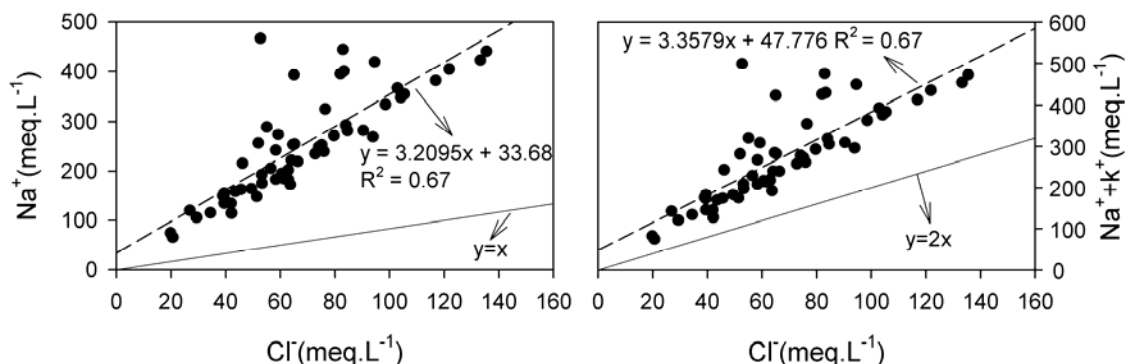


图 5-17 后峡盆地地下水的 Na/Cl 、 $(\text{Na} + \text{K})/\text{Cl}$ 的对比关系

Fig. 5-17 The relationship of Na/Cl and $(\text{Na} + \text{K})/\text{Cl}$ for groundwater in Houxia Basin

一般来说, Na^+ 主要来自斜长石等含钠矿物的风化溶解,地下水中 Cl^- 主要来源于可溶性岩盐颗粒等的溶解,并且与 Na^+ 、 K^+ 溶解的比值为 1:1。后峡盆地内浅层地下水一个显著的特点是 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 浓度较 Cl^- 浓度高,两者的物质的量浓度比 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{Cl}^-$ 大于 2(图 5-16)。岩盐类 NaCl 矿物在干旱区离子成分受干扰程度较小。因此,表明该区域地下水在上游山区与河流的补给含水层中已发生过多次交互作用及水岩溶滤作用,河水中的 HCO_3^- 提供了良好的物质基础为促进钠钾

盐的分解。导致后峡盆地地下水的 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 浓度偏高。而且对于同时 $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ 的不成比例增加表明地下水不只有 NaCl 的溶解, 而且伴有钠长石等含钠钾物质风蚀后的溶解。

HCO_3^- 同时记录了 CaCO_3 和 $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ 的溶解。 Na^+ 的增加或损失由岩盐溶解提供, Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的增加或损失由 CaCO_3 、 $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ 及 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 提供, 这种现象可由 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 与 $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$ 的关系表示 (Garcial et al., 2001)。如果离子交换显著, 两参数应为线性关系。图 5-18 结果表明, 斜率为 -6.412, 且两者相关性显著 ($R^2 = 0.82$), 表明后峡盆地浅层地下水的阳离子交换显著。

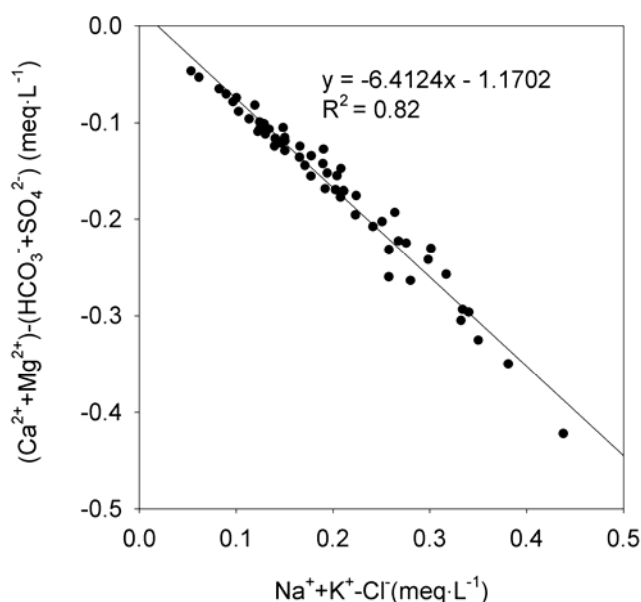


图 5-18 后峡浅层地下水阳离子交换关系比较

Fig. 5-18 $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})] / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$ relationship showing cation exchange impacts

地下水中的 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 很可能来自含钙、镁的硫酸盐或碳酸盐矿物的溶解。因此, 可以选用 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (1/2 \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 比例系数方法确定这几种离子的来源。研究表明, $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) > 1$, 则指示地下水中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐矿物的溶解; $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) < 1$, 则指示硫酸盐矿物的溶解; $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) \approx 1$, 则表示既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物的溶解。从 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 对比关系的散点图上来看 (图 5-19), 后峡盆地大部分地下水的 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) \approx 1$, 表明既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物

的溶解是该盆地地下水化学形成的主要作用。

$\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ 比值也常用来区分溶质的大致来源。以方解石溶解作用为主的地下水一般具有相对较低的 $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ 比值；以白云岩风化溶解作用为主的地下水具有较低的 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ 比值和较高的 $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ 比值(约为 1)。因此，根据以上离子比值可以识别地下水中化学组分的主要来源。从研究区地下水 $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ 的散点图(图 5-19)来看，后峡盆地浅层地下水的 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ ， $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ 均小于 1，说明后峡盆地浅层地下水中的水岩反应以方解石矿物溶解作用为主。

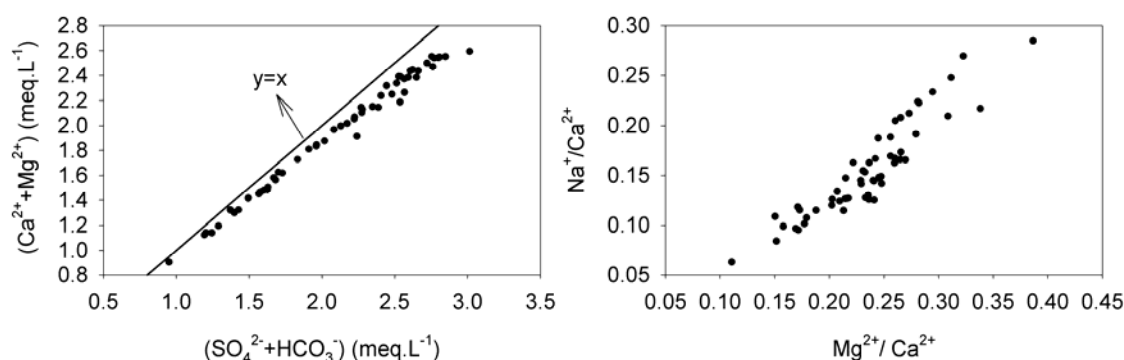


图 5-19 后峡浅层地下水 $(\text{Ca} + \text{Mg}) / (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)$ 和 $(\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}) / (\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+})$ 对比关系

Fig. 5-19 The relationship of $(\text{Ca} + \text{Mg}) / (\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)$ and $(\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}) / (\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+})$ for groundwater in Houxia Basin

5.5 本章小结和讨论

1. 乌鲁木齐河流域山区所有河水均为弱碱性，巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站地表径流pH均值分别为8.11 (7.23 ~ 9.14)，8.15 (7.47 ~ 8.83)和8.28 (7.52 ~ 9.15)，与河源区三个水文点相比地表径流中pH值有所增加。从质量浓度来看，乌鲁木齐河中上游流域的巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站径流中平均阳离子浓度总和分别为 $31.41 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $41.01 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $35.73 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ；平均阴离子浓度总和分别为 $98.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $113.75 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $86.40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ，与河源区三个水文点相比，径流中所含离子浓度明显升高。按照前苏联学者舒卡列夫水化学类型划分方法，乌鲁木齐河流域山区河水的主要离子类型均为 $\text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ 。

2. 乌鲁木齐河流域山区径流离子浓度含量季节性变化特征表现出与径流量相反的变化趋势，即冬-春季节浓度较高，夏-秋季节浓度较低。中上游三个水文断面平均离子含量的大小顺序为：跃进桥水文站 > 后峡水文站 > 巴拉提沟，位于下游的后峡水文点的离子含量要低于跃进桥水文点的离子含量。这主要

受乌鲁木齐河流域山区地理-地貌特征及水文差异影响, 由于后峡盆地覆盖山地栗钙土, 土质较硬而稳渗率也较大(施雅风, 1992); 且后峡盆地是山区流域暴雨径流主要的形成区, 土壤水体中化学物质含量比较高, 但是降水强度越大或时间越长, 土壤水被稀释的程度越高, 径流中化学物质含量越低, 也是造成后峡水文点径流中离子含量偏少的主要原因(郭范等, 1990; 刘风景, 1999)。中上游三个水文断面与乌鲁木齐河源区相比较, 径流中 Mg^{2+} 和 SO_4^{2-} 离子浓度的比例有所增长, 表明乌鲁木齐河流域在从河源往下游流动, 径流演化过程中含S矿物的氧化形成的硫酸盐对径流离子组成的贡献率逐渐增加。

3. 通过在天山乌鲁木齐河流域高山区和低山郊区两个站点进行降水样品的连续采集和分析, 对山区降水中水化学特征在高山区和郊区的差异及其季节变化特征进行对比研究。后峡营地大气降水中阴、阳离子平均浓度从高至低为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ 。阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序相似, 只是 Mg^{2+} 浓度与 K^+ 浓度接近, 且略大于 K^+ 浓度(表 5-3), 表明大气降水中的离子浓度顺序主要受陆源物质控制, 但同时也受到局地环境的影响(Zhao et al., 2008)。后峡基本营地大气降水主要离子组成, Ca^{2+} 占阳离子总数的 82%, 其次 Na^+ 占阳离子总数的 7%, K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数的 5%; 而河源区高山营地大气降水主要离子组成, Ca^{2+} 占阳离子总数的 68%, 其次 Na^+ 占阳离子总数的 17%, K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数 9% 和 5%。

4. 同期的后峡营地大气降水中 EC 和 TDS 含量均值($57.94 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $30.09 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 远高于高山营地降水中 EC 和 TDS 含量均值($29.82 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $15.80 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$); 后峡基本站降水中 pH 均值为 7.08 (5.83 ~ 8.58), 也略大于高山站同期的 pH 均值 6.73 (5.51 ~ 8.48), 接近中性。每年 11 月至翌年 3 月乌鲁木齐河流域山谷在海拔 1 000 ~ 2 400 m 会出现逆温层, 致使空气流动不畅, 雾天天气持续出现, 阻止大气污染物扩散, 也使得后峡基本营地的离子含量浓度较大(郭宇宏等, 2006), 而高山站海拔 3 545 m 远高于逆温层形成的高度, 由于逆温层的阻隔大气污染物基本不能到达高山站, 因此冬季仅有的几次降水中离子含量浓度较低。

5. 后峡盆地浅层地下水中 EC 和 TDS 均值为 $224.78 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $143.86 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 远大于后峡水文点径流的对应值。TDS 均远低于 $500 \text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 是淡水, 水质较好。与后峡水文点径流进行对比, 径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势, 径流中 Ca^{2+} 质量

浓度分别占阳离子总数的75%，阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主，径流中两者质量浓度分别占阴离子总数的96%。后峡水文站地表径流和浅层地下水的主要离子类型相同，但是地下水中明显 Na^+ 离子浓度比例有所增加，且地下水TDS值明显比地表径流大得多，表明地下水中所含离子浓度更多。与后峡水文站径流进行对比，径流中阳离子以 Ca^{2+} 占绝对优势，径流中 Ca^{2+} 质量浓度分别占阳离子总数的75%，阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主，径流中两者质量浓度分别占阴离子总数的96%。后峡水文站地表径流和浅层地下水的主要离子类型相同，但是地下水中明显 Na^+ 离子浓度比例有所增加，且地下水TDS值明显比地表径流大得多，表明地下水中所含离子浓度更多。

6. 从 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 对比关系的散点图上来看，后峡盆地大部分地下水的 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (1/2 \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) \approx 1$ ，表明既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物的溶解的溶解是该盆地地下水化学形成的主要作用。后峡盆地浅层地下水的 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$ ， $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+} < 1$ ，说明后峡盆浅层地下水中的水岩反应以方解石矿物溶解作用为主。

第六章 流域山区各种水体同位素特征及其环境指示意义

6.1 大气降水稳定同位素特征

在水循环过程中, 氢氧同位素能非常敏感地响应环境变化, 且反映自然水在相变过程中以及径流与地表物质接触过程中同位素的分馏(Dansgaard, 1953; 章新平等, 2003; Gibson et al., 2005; Lutz et al., 2011), 是区别不同水体介质的一个理想指标(Gat, 1996; Mook and Vries, 2005)。大气降水作为水循环的主要输入项, 是自然界水循环中的一个重要环节, 对研究降水环境同位素是利用环境同位素技术研究全球及局地水循环和气候变化的前提(Dansgaard, 1964; Merlivat and Jouzel, 1979)。降水的氢氧同位素组成为大气循环和气候变化提供重要的理论基础(Yurtsever and Gat, 1981), 尤其是 d -excess 值被认为是表征水汽来源的最重要的参数(Gat and Carmi, 1970; Clark and Fritz, 1997)。

降水的氢氧同位素组成被广泛地用来指示全球水文循环的温度和降水, 还可以用来研究不同水源之间的蒸发和混合过程, 前人已有较多的研究经验(Kendall and Coplen, 2001; Gibson and Edwards, 2002; Jeanton et al., 2004; Gibson et al., 2005)。Araguás-Araguás et al. (1998) 讨论了东南亚和西太平洋沿岸区域降水的同位素组成长期月平均的时空变异性。这两个地区之间由于降水量和气团来源的不同而使同位素组成有很大差异。Datta et al. (1991) 利用统计方法讨论了新德里降水的同位素组成的时间变化, 指出长期降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 的异质性受到降水的强度和分布和气团移动的轨迹的控制。Ichiyonagi and Yamanaka (2003)也指出, 月平均降水量与降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现显著的负相关。

乌鲁木齐河流域山区也是一个研究西北典型内陆流域系统水体稳定同位素的理想区域(姚檀栋等, 2000), 受地域地理分布和地形地貌的影响, 流域降水量由高山冰川作用区的 450 mm 递减到中低山区的 300 mm 左右, 多年年均温度高山区为 $-4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$; 中游山区后峡站多年平均温度则升高为 $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。流域内降水具有明显的雨季和旱季之别, 雨期降水量大而集中, 春季降水少而不稳, 冬季雨雪较少。年内降水量变化较大, 雨季最大的 4 个月(6~9 月)降水量占年降水量的 70% 以上, 部分高山区达到 85%, 冬季降水量较少, 最枯 4 个月(11 月至翌年 2 月)

降水量占全年的 5%。大气降水和冰雪融水是乌鲁木齐河山区流域地表径流主要补给来源,流域山区降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 差异反应了水汽条件在降水过程中的体现,研究降水的 δD 和 $\delta^{18}O$ 组成特征可以为流域山区的水汽来源提供理论基础。

针对每次降水事件,天山冰川观测试验站进行连续系统的降水样品采集,具体采样步骤见第二章。本节次所涉及的降水样品的连续采集时间为2006年5月 ~ 2007年8月,基于乌鲁木齐河源区1号、总控水文点和中游山区后峡站同期连续每次降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值差异,结合下游的乌鲁木齐站(GNIP站点)大气降水的月平均同位素数据,以及相关的气象要素,对乌鲁木齐河流域山区大气降水中稳定氢氧同位素的时空分布规律及其影响因素进行了分析,以期为区域水循环提供有利的证据。

6.1.1 大气降水中 $\delta^{18}O$ 值季节变化

大气降水中 $\delta^{18}O$ 值能很好的反映研究区的地理和气候因素,由于水分子的平衡分馏作用,地球上任何一个地区降水中 $\delta^{18}O$ 值均会受到气温的季节性变化影响,尤其在内地地区更加显著(Krinner and Werner, 2003; Burnett et al., 2004, Dutton et al., 2005; He et al., 2006; Jonesl et al., 2007; Feng et al., 2009)。图6-1给出2006年5月 ~ 2007年8月大气降水中 $\delta^{18}O$ 和日平均温度随时间变化趋势图。如图所示,乌鲁木齐河流域山区的1号冰川、总控和后峡三个水文点降水中 $\delta^{18}O$ 值和日平均温度随时间变化具有相同的变化规律。三个站点降水中 $\delta^{18}O$ 值的波动范围非常大,其中 $\delta^{18}O$ 值变化范围最大的是后峡水文点,其最大值和最小值分别为-27.56‰, 1.67‰,表明乌鲁木齐河流域山区降水受到极端气候变化的影响(Dutton et al., 2005)。降水中 $\delta^{18}O$ 值呈现明显的季节性变化,冬季降水对应较低的 $\delta^{18}O$ 值,夏季降水对应较高的 $\delta^{18}O$ 值。

整个采样期间1号冰川、总控和后峡水文点三个水文点降水中 $\delta^{18}O$ 均值分别为-8.29‰, -7.74‰和-6.63‰,三个站点降水中 $\delta^{18}O$ 值共出现9次正值,其中最大值为3.2‰出现在夏季6月23日的1号冰川水文点,根据记录对应的该次降水的降水量为1.0 mm,日平均气温为14.4 °C。这主要由于乌鲁木齐河流域山区深居欧亚大陆内陆,加上夏季温度高且本次降水量较小,产生降水的水汽有相当一部分受局地蒸发的影响使氢氧同位素值偏高;同时,雨滴在降落过程中由于蒸发产生重

同位素的富集, 从而使降水中氢氧同位素值更高(Clark and Fritz, 1997)。三个站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 最小值均出现在冬季, 1号冰川水文点为2006年12月26日(-24.12‰)、总控水文点为2007年1月2日(-23.97‰)和后峡基本站为2007年1月3日(-27.56‰)。

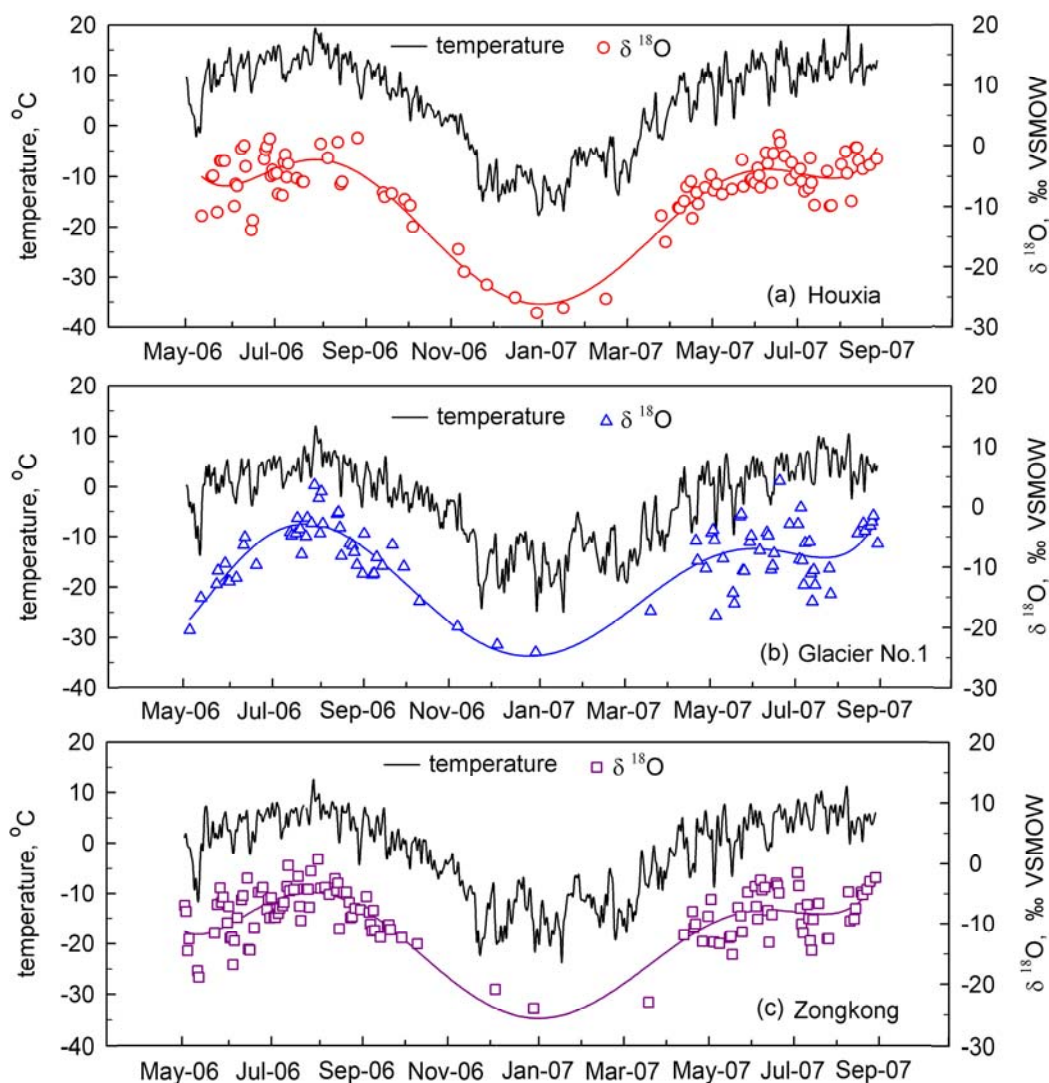


图 6-1 乌鲁木齐河流域山区三个水文点降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与日均气温变化

Fig. 6-1 Time series of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and average daily temperature at three stations along the upper Urumqi River Basin

乌鲁木齐河流域山区的1号、总控和后峡三个水文点的降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的范围分别是 $-24.12 \sim 3.2\text{‰}$ 、 $-23.97 \sim 2.1\text{‰}$ 和 $-27.56 \sim 1.67\text{‰}$ (图6-1)。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 含量的较大差异性, 说明了研究区域高海拔山区的气候极端性和水汽来源的复杂性。为进一步确认研究区降水同位素变化的长期规律, 将本次研究结果与前人结果对

比, 侯书贵等(1998, 1999)观测研究了1995年6月 ~ 1996年6月乌鲁木齐河源区一个完整周年的连续每次降水样品中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节性变化规律, 结果表明河源区高山营地(3 545m)降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动范围也相当大, 在整个研究期间夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值也出现两次正值, 分别为1995年8月3日的0.97‰和1995年7月6日的0.87‰, 冬季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 最小值为1996年1月24日的-34.24‰, 与本文研究结果非常一致, 表明本次研究结果具有普遍性。

6.1.2 地区大气降水线变化特征

对同一站点降水中的氢氧同位素而言, δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 比值之间往往存在很好的线性关系, 并显示出较强的地缘性。大气降水线是一个地区降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 线性关系, 可以很好地反映地区的自然地理和气象气候条件, 在解决历史气候变迁及水汽来源等方面具有明显优势(Price et al., 2008)。例如, 章新平和姚檀栋(1996)分析了青藏高原东北地区现代降水中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 关系, 根据青藏高原东北地区部分降水样中氢氧稳定同位素比率的分析, 得到沱沱河站的大气降水线(MWL)为: $\delta\text{D} = 8.25\delta^{18}\text{O} + 9.22\text{‰}$, 与全球平均MWL的差别较小; 德令哈、西宁站的MWL分别为: $\delta\text{D} = 5.86\delta^{18}\text{O} - 27.28\text{‰}$ 和 $\delta\text{D} = 6.96\delta^{18}\text{O} - 30.19\text{‰}$, 均与全球平均MWL差别较大, 并依据研究区内降水中不同的大气降水线特征对降水氢氧同位素的影响因素进行了分析, 主要由于研究区域降水水汽源地的非平衡蒸发和凝结物在非饱和大气中降落时的非平衡蒸发所共同决定的。

为研究乌鲁木齐河山区流域大气降水线的变化规律, 利用本次研究采集的降水中实测 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行回归分析, 图6-2首次给出了乌鲁木齐河流域山区从上游到下游各个站点降水同位素的大气降水线图。如图6-2所示, 从三个站点大气降水线的对比来看, 河源区两站点的大气降水线的截距和斜率非常接近, 1号冰川和总控水文点的地区大气降水线分别为 $\delta\text{D} = 7.78\delta^{18}\text{O} + 13.75$ ($R^2 = 0.97$)和 $\delta\text{D} = 7.61\delta^{18}\text{O} + 12.63$ ($R^2 = 0.98$), 两者的截距和斜率都相近。中游山区的后峡站点的大气降水线为 $\delta\text{D} = 7.43\delta^{18}\text{O} + 9.68$ ($R^2 = 0.97$), 与河源区两个站点相比局地大气降水线的斜率和截距都有明显降低, 这表明中游山区的后峡水文点气候与河源区气候相比, 大陆性程度和蒸发状况明显增加(Stewart, 1975)。

为进一步研究流域内大气降水线特征与地理综合自然条件之间的关系, 采用

从IAEA / WMO的全球大气降水同位素监测网GNIP(<http://isohis.iaea.org>), 下载乌鲁木齐河流域下游站点乌鲁木齐站(最近的GNIP站点: 43.78° N, 87.62° E, 918 m a.s.l)多年月平均降水氢氧同位素数据, 得出乌鲁木齐河下游地区大气降水线方程为: $\delta D = 7.23\delta^{18}O + 3.60$ ($R^2 = 0.95$), 大气降水线的斜率和截距分别为7.23和3.60, 与后峡站降水的大气降水线的斜率(7.43)和截距9.68相比, 斜率和截距都存在明显降低(图6-2)。

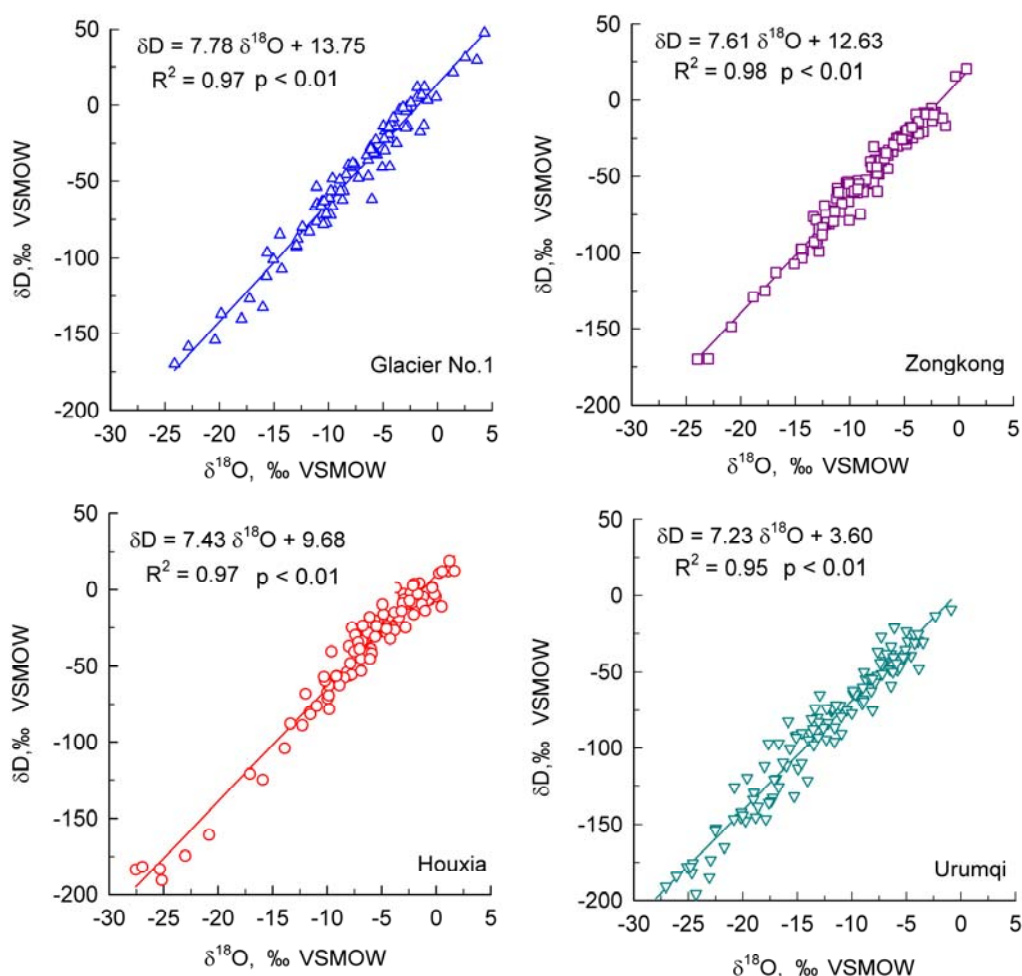


图6-2 乌鲁木齐河流域各站点的地区大气降水线

Fig. 6-2 Local meteoric water lines at four stations along the Urumqi River Basin

比较乌鲁木齐河流域四个站点的大气降水线(图6-2), 从河源区1号冰川水文点到下游乌鲁木齐站四个站点大气降水线截距(7.78, 7.61, 7.43和7.23)和斜率(13.75, 12.63, 9.68和3.60)均呈现逐渐减小趋势。虽然整个乌鲁木齐河流域地处欧亚大陆内部, 由于海洋影响很难到达, 属于典型的大陆性气候区, 但由于天山山区海拔差异明显, 使得乌鲁木齐河流域从上游到下游具有自然条件垂直分带

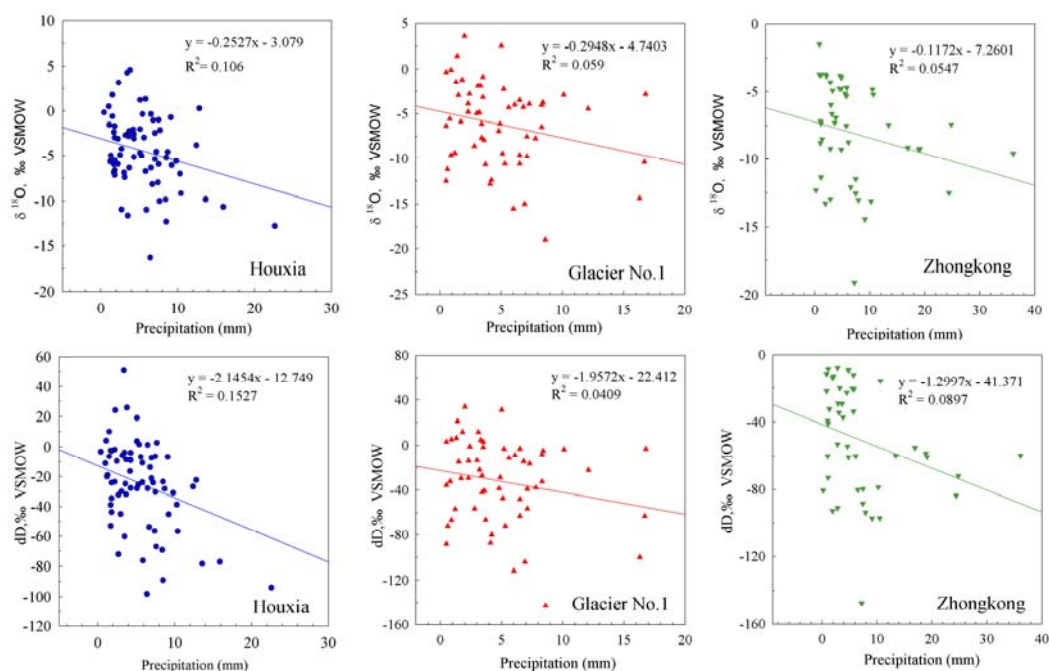
性,流域内各站点处于不同高度、不同气候带和不同降水过程形成的稳定同位素,从而使得地区大气降水线也存在较大差异,揭示了内陆河流域系统降水中稳定同位素的大气降水线的变化规律。

乌鲁木齐河源区属于高海拔冰川作用区,海拔均在3 000 m以上,多年平均气温 $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,年均降水量470 mm(大西沟气象站资料),冬季(10月至翌年3月)严寒少雨,降水主要集中于夏季(6~8月),且全年降水几乎全部为降雪的形式;中上游为森林草甸区,多年平均气温 $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,年均降水量300~400 mm(后峡水文站资料);而乌鲁木齐河下游处于干旱沙漠区,多年平均气温 $7.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,年均降水量不足100 mm(乌鲁木齐站资料)。另外,从上游到下游降水中局地环流事件有所减少,在乌鲁木齐站因地处沙漠,一般由局地蒸发产生的对流降水极少,到中游山区和河源区局地对流产生的阵性降水所占比率明显增大,也使得乌鲁木齐河流域从上游到下游降水的大气降水线呈截距和斜率逐渐减小的规律性变化(Yao et al., 1999)。

6.1.3 降水与气候因素的关系

6.1.3.1 降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的关系不显著

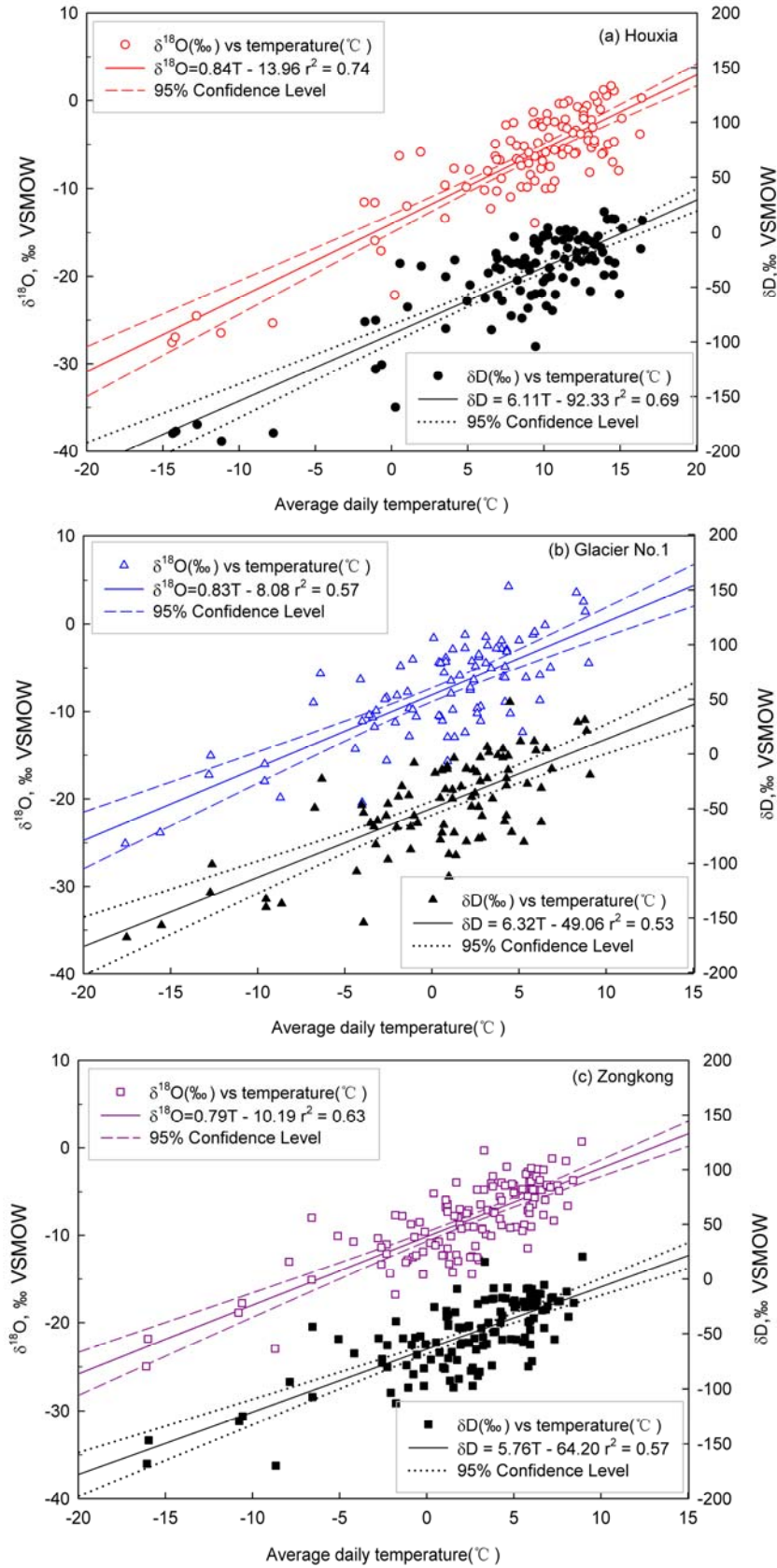
降水过程中首先凝结的水汽形成的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值较大,后来形成的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值愈来愈小在同一场降水过程中,随着雨量的增加,降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈逐渐减小趋势。干旱地区由于空气湿度低,在降水过程中雨水未到达地面之前易受蒸发影响,发生同位素动力分馏效应。因此,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值也会存在降水量效应(Jacob and Sonntag, 1991; Welker, 2000; DeWalle et al., 2006; Ersek et al., 2010)。本次研究中降水量与降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的关系(图 6-3)表明,降水中氢氧同位素变化的降水量效应不明显。这可能由于乌鲁木齐河山区流域位于极端大陆性地区,加上流域山区水汽局地性循环显著,致使该区降水事件中的 $\delta^{18}\text{O}$ 几乎与降水量没有关系(Holko, 1995)。

图 6-3 降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 与降水量的关系Fig. 6-3 The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD values and precipitation amount

6.1.3.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的温度效应

大气降水中同位素含量在物理机制上原本与降水时的气温不存在线性关系, 同位素含量的变化主要是由于水循环过程中蒸发和凝结引起的同位素分馏造成的。但降水过程中, 随着时间的延续, 水汽团内剩余水汽逐渐贫化重同位素, 降水中同位素含量主要受水汽气团凝结成雨水的份额和分馏的水汽来源控制, 而凝结的降水份额受气压和温度影响, 再加上温度也影响着降水过程中的同位素分馏系数, 最终导致大气降水中的氢氧同位素组成与温度通常存在正相关关系, 这种相关性因地理和气候因素差别而异(Rozanski et al., 1992; Jouzel et al., 1997a; Kohn and Welker, 2005)。

许多学者已经成功的利用 $\delta^{18}\text{O}$ 指标恢复了冰芯中所记录的气候变化, 这些解释依赖于现代大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值与地区气候之间的相互关系。为强化研究小范围(特别是小流域)内站点降水中稳定同位素及其物理机制, 姚檀栋等(1999)曾专门对乌鲁木齐河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系进行研究, 发现在乌鲁木齐河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔增高而减小, $\delta^{18}\text{O}$ 与温度有密切的正相关关系, 说明 $\delta^{18}\text{O}$ 是温度的可靠指标。研究结果还表明受局地降水事件增多影响, 越往冰川区 $\delta^{18}\text{O}$ 对温度反映越敏感。

图 6-4 乌鲁木齐河流域山区三个站点降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 与日均温度的关系Fig. 6-4 The relationship between $\delta^{18}O$ and δD values and average daily temperature

本次研究结果如图6-4所示, 后峡、1号冰川和总控三个水文点的连续每次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值与日平均气温之间的相关性分别为 $\delta^{18}\text{O} = 0.84T - 13.96$ ($R^2 = 0.74$), $\delta^{18}\text{O} = 0.83T - 8.08$ ($R^2 = 0.57$), $\delta^{18}\text{O} = 0.79T - 10.19$ ($R^2 = 0.63$); 降水中 δD 含量与日平均温度之间的相关性分别为 $\delta\text{D} = 6.11T - 92.33$ ($R^2 = 0.69$), $\delta\text{D} = 6.32T - 49.06$ ($R^2 = 0.53$), $\delta\text{D} = 5.76T - 64.20$ ($R^2 = 0.57$)。乌鲁木齐河流域山区三个站点中降水中氢氧同位素含量与日平均温度具有很好的正相关关系, 且温度与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的相关性优于与 δD 含量。

主要原因是乌鲁木齐河中上游属于干旱半干旱气候, 降水过程受到强烈的蒸发, 这时同位素分馏效应主要受动力同位素效应支配, 由于相态转变时氢氧分子动能差异的影响, 引起不平衡蒸发, $\delta^{18}\text{O}$ 在蒸发剩余降水水中的富集比 δD 更为显著, 富集程度与蒸发强度呈正比, 这种富集导致氧同位素含量受气温的影响比氘同位素更为灵敏。综上所述, 在干旱半干旱乌鲁木齐河流域山区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 比 δD 更容易富集, 受气温的影响比后者更明显, 因此前者比后者对温度更具有指示意义, 更适合于研究该区水体中环境同位素变化机理和古地下水反演古气候。

由于局地蒸发的下垫面可以是地面、植被、江河、湖泊、淡水湖、咸水湖等差异很大的表面, 因此, 通过这些不同下垫面蒸发的水汽所携带的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值也是不同的, 使得在不同的地方降水中, 由于对流作用产生的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的变化是很大的, 从而破坏了大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值与温度之间原有的规律性(姚檀栋等, 2000)。本次研究结果流域山区中游后峡站与河源区两个水文点相比, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值与日平均温度之间的相关关系明显较好, 与姚檀栋等(2000)的研究结果一致, 主要由于河源区高海拔局地性降水的增加影响单个降水事件中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 与温度的关系。

6.1.3.3 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的海拔效应

事实上, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的“海拔效应”只是其“温度效应”的一种表现形式。本次研究选取乌鲁木齐河流域山区1号水文点、总控水文点和后峡水文点的两次有代表性的同期降水(2006年5月16日和2006年7月6日, 两次降水强度较大且同时降水的持续时间较长, 表明三个水文点降水由同样的水汽来源所控制, 避免局地水汽产生的降水事件)中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值与海拔高差之间做了回归分析, 如图6-5所示。

从图6-5中可以看出, 乌鲁木齐河流域山区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变化存在明显的“海拔效应”, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值随着海拔的升高而降低, 减少的幅度分别 $0.88\text{‰} / 100\text{ m}$ 和 $0.15\text{‰} / 100\text{ m}$ 。与前人研究结果相比, 众多研究报道了 $\delta^{18}\text{O}$ 值会随着海拔梯度而变化(Craig, 1961; Poage and Chamberlain, 2001; Longinelli and Selmo, 2003; Johnson and Ingram, 2004), 海拔高度每变化100 m, $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围为 $0.1\text{‰} \sim 1.1\text{‰}$, 说明本次研究的结果较合理具有一定代表性, 为今后乌鲁木齐河流域山区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的海拔效应提供了参考。

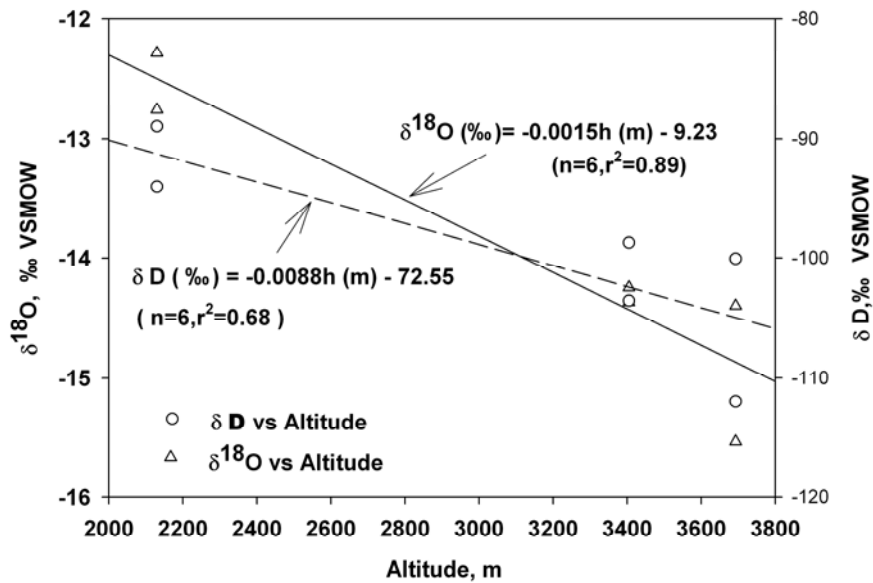


图 6-5 乌鲁木齐河流域山区三个站点降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 与海拔的关系

Fig. 6-5 The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and δD values and altitude at three stations

6.1.4 全年降水的 d -excess 值大于 10

d -excess 被定义为 $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964), 所对应的相对湿度为 85%。影响 d 值大小的因素的相关研究曾被详细研究过 (Merlivat and Jouzel 1979; Jouzel and Merlivat, 1984; Gat and Matsui, 1991; Gat et al., 1994; Kendall and Coplen, 2001)。降水中 d -excess 值的大小能够反应降水的水汽来源地的相对湿度状况和风速大小, 即当地的蒸发状况 (Armengaud et al., 1998)。因此, 利用 d 值来研究水汽来源地的干湿状况。大气降水中 d -excess 值的大小除了取决于蒸发过程外, 雨滴降落过程的二次蒸发作用也可以引起降水中 d -excess 值的变化。后者有时对降水中 d -excess 值的影响很大, 特别是在气候干燥的条件下 (田立德, 2001b)。

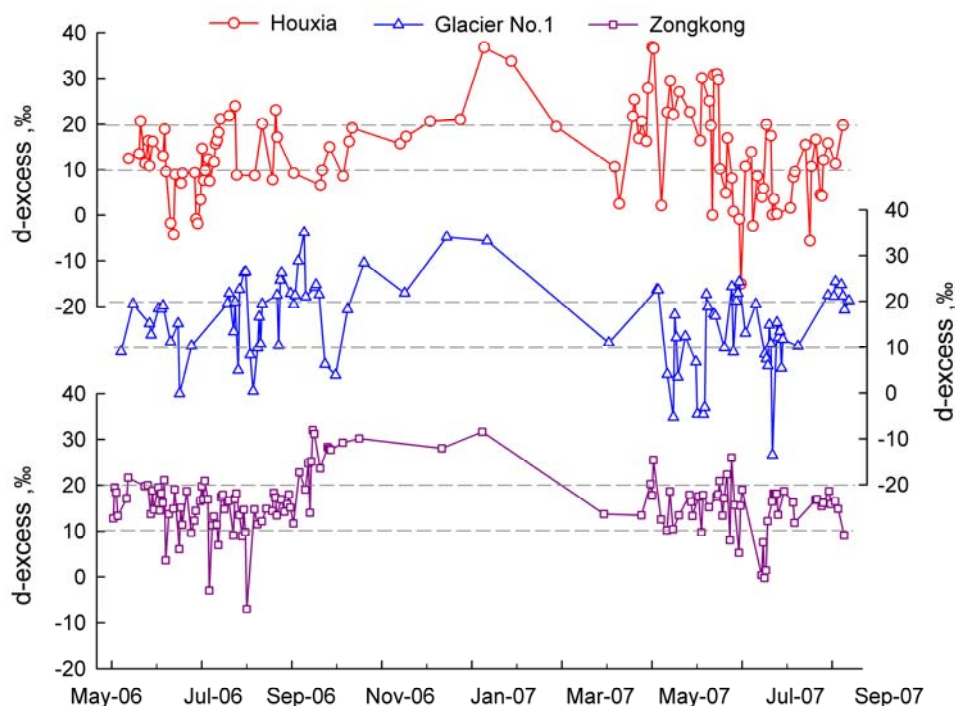


图6-6 乌鲁木齐河流域山区三个站点降水中 $d\text{-excess}$ 值随时间分布

Fig. 6-6 Variation of $d\text{-excess}$ values in precipitation at three stations

降水中 $d\text{-excess}$ 值反映氘对于平衡状态的偏差, 主要是由于水在蒸发过程中的动力分馏作用引起的, 氢(D / H)比氧($^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$)稳定同位素分馏的程度相对更强, 结果使得在降水中氢氧稳定同位素比率呈线性变化之外, 其线性关系还出现一个差值, 为进一步分析乌鲁木齐河流域山区降水中氢氧同位素特征, 我们对采样点三个水文点降水中 $d\text{-excess}$ 值进行初步分析。如图 6-6 所示, $d\text{-excess}$ 值的全球平均值 10‰为界, 研究区内三个水文点降水中 $d\text{-excess}$ 值, 全年普遍偏高, 表现出一定的季节性特征, 夏季值较低, 冬季值明显偏高。

由于乌鲁木齐河流域位于欧亚大陆内部, 远离海洋, 全年降水都来源于西风带输送的水汽, 这些水汽主要来自于北大西洋。经过长途输送, 水汽中氢(D / H)比氧($^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$)不断贫化, $d\text{-excess}$ 值也普遍大于全球平均水平 10。加上降水中的 $d\text{-excess}$ 值主要取决于形成降水的水汽来源的相对湿度, 夏季时西风带的强度变大, 且大西洋暖湿气流湿度较大, 形成的降水中 $d\text{-excess}$ 值较低。冬季随着水汽减少, 大气相对湿度降低, 降水中的 $d\text{-excess}$ 值则会升高。

6.2 区域水汽来源示踪研究

目前,利用水体稳定同位素方法进行区域降水水汽来源的示踪,主要集中在对不同季节水汽来源示踪上,但利用降水中 d -excess 含量直接对局地水汽来源的示踪研究也较少(Pang et al., 2004; Liu et al., 2008; Yu et al., 2008; Zhao et al., 2011)。本节主要利用降水中 d -excess 示踪法对研究区内连续每次降水的水汽来源进行示踪,结合 NCEP/NCAR 大气再分析资料的方法对乌鲁木齐河流域山区降水的水汽来源进行示踪。

基于 NCEP/NCAR 再分析资料和中国季风影响区域,我们首先对乌鲁木齐河流域山区大气水汽来源做初步探讨。根据 NCEP/NCAR 再分析资料对乌鲁木齐河流域山区及其附近区域 2006 年 7 月和 2007 年 1 月 500 hPa 的风场和湿度场进行了计算,分别代表夏季和冬季的水汽来源状况(图 6-7)。结果表明,与我国西南部青藏高原相比,西北地区的大气降水的水汽来源的形式相对简单,如图 6-7 所示,无论是夏季(图 6-7a)还是冬季(图 6-7b),夏季风场呈乌鲁木齐河流域山区的水汽主要来源于西风输送,在冬季同时受极地气团的影响。

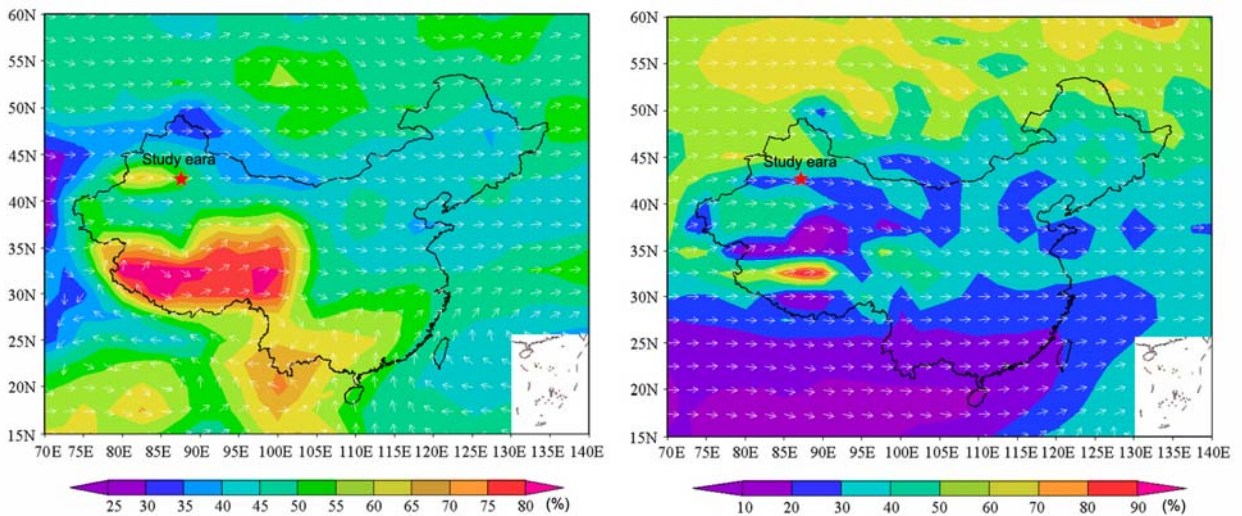


图6-7 2006 年6~8 月(a)和2006.12~2007.1 (b)乌鲁木齐河及其附近区域500 hPa平均风场和湿度场分布特征,箭头表示风向,彩色部分表示相对湿度(单位: %)

Fig. 6-7 Spatial distributions of the mean wind fields (arrows) and relative humidity fields (colors) at 500 hPa during 2006 summer (from June to August) (a) and winter (from December to February) (b) over China and adjacent regions. Arrows indicate wind direction and colors represent humidity (%)

以乌鲁木齐河流域天山冰川观测试验站的高山站和后峡基本营地气团运动终点(图 6-8), 利用 NOAA 所提供 HYSPLIT 4.0 气团轨迹模型, 结合美国国家环境预报中心(NCEP)的全球再分析资料(Global Reanalysis), 计算了采用期间每次降水 96h 以前水汽来源的气团轨迹(气团高度设置为采样点地面以上 1 500 m、2 500 m、3 500 m 共三层), 其原理是假设空气中有一质点, 在风场中运动, 根据风向风速的变化就可以追踪其在前一时刻的位置, 模型的精度为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (经度 $\times$ 纬度), 该轨迹还包括大气垂直运动模式, 来进一步验证乌鲁木齐河流域山区水汽的来源。

从所有模型 HYSPLIT 4.0 输出的结果来看(图 6-8), 尽管乌鲁木齐河流域山区两个降水取样点的海拔差异很大(后峡基本营地, 海拔 2 130 m 和高山营地, 海拔 3 545 m), 然而大气气团来源的后向轨迹显示大气传输过程和路径总体上有着较好的一致性。夏季研究区域水汽来源主要受西风环流的控制, 乌鲁木齐河流域山区及其附近地区所在的中亚地区是全球最远离海洋的地区, 水汽输送至中国新疆西北部, 漫长的输送路径都必然使水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值贫化作用显著。水汽输送到研究区域使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值贫化显著, $d\text{-excess}$ 值大于 10。冬季研究区域水汽来源主要受到西风环流和更为干燥的极地水汽的共同作用, 水汽来源沿途水汽通过降水过程使得水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不断贫化, 再加上冬季气压高, 温度低, 湿度小, 蒸发少, 沿途水汽补充较少, 使得研究区及其附近区域冬季降水量和次数明显减少, 且降水的剩余水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对更低, 降水 $d\text{-excess}$ 值出现较大值。

结合研究区域内采集的降水中 $d\text{-excess}$ 值的变化特征: 相对于全球 $d\text{-excess}$ 平均值 10 而言, 全年出现高值均 >10 , 但仍表现出明显的季节性特征, 夏季降水中 $d\text{-excess}$ 出现较低值, 冬季 $d\text{-excess}$ 值明显偏高。HYSPLIT 4.0 输出的结果结果进一步证实了研究区的水汽来源的季节性变化, 夏季水汽来源为平稳的西风带, 冬季水汽来源是西风带和更为干燥的极地气团共同作用的结果。图 6-8 给出了模型 HYSPLIT 4.0 计算的部分结果, 冬季输出结果的时间为 2006 年 11 月 12 日, 2006 年 12 月 1 日, 2006 年 12 月 29 日和 2007 年 1 月 3 日; 夏季输出结果时间为 2006 年 5 月 3 日, 2006 年 5 月 17 日, 2006 年 6 月 25 和 2006 年 7 月 1 日。

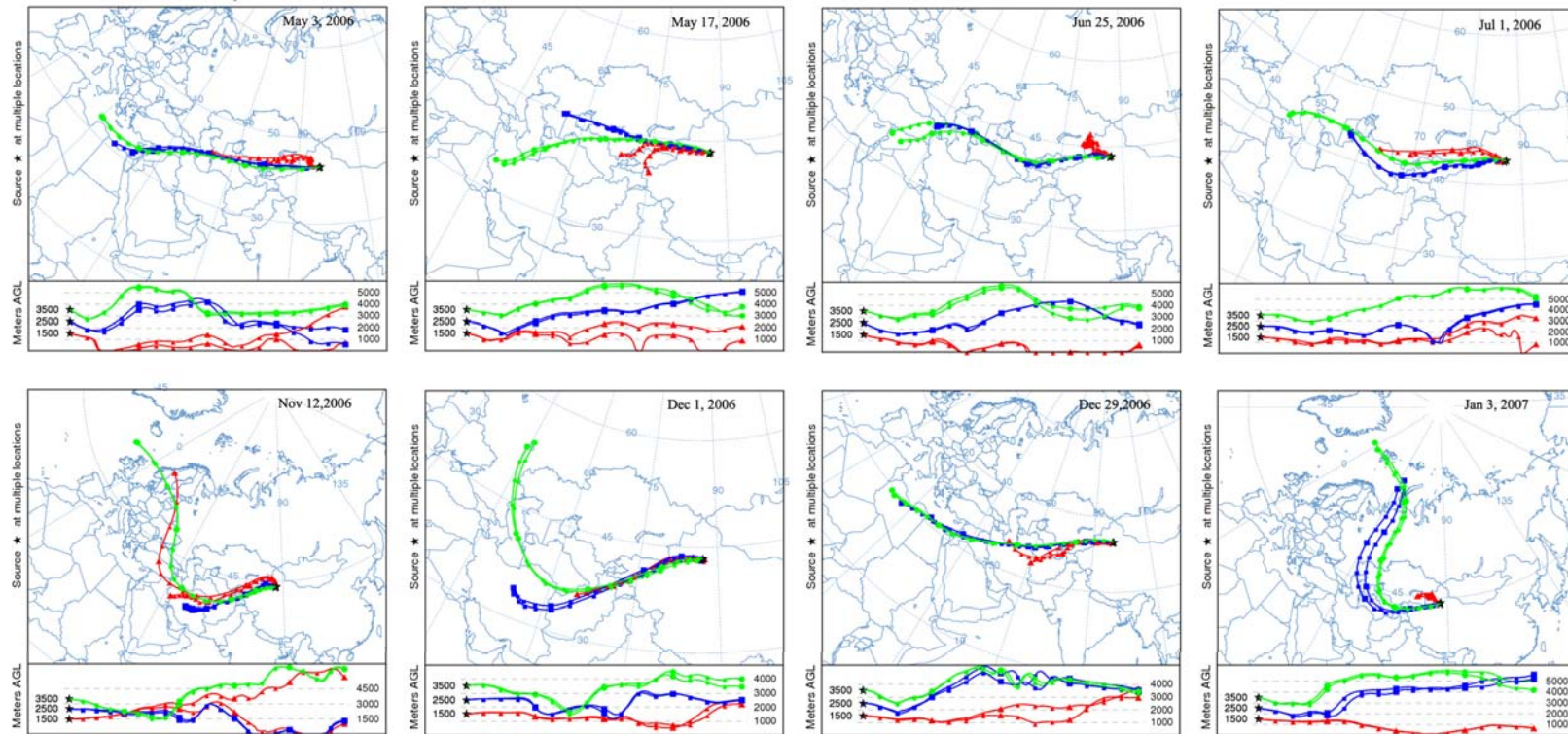


图6-8 不同季节96 h气团轨迹图，红色、蓝色、绿色曲线分别代表地面以上1500m、2500m和3500m 高度气团轨迹，上部曲线表示气团水平路径；下部曲线表示垂直方向气团轨迹

Fig. 6-8 HYSPLIT reverse-calculated 96-hr trajectories ending at Gaoshan and Houxia stations. For each trajectory model, the green, blue, and red lines in map view represent the path of air parcels terminating at 3500, 2500, and 1500 meters AGL for the 96-hr period prior to the specified date. Vertical motion for each air parcel as calculated by HYSPLIT is shown below each map

6.3 地表水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化特征及其环境效应

近年来,河水中稳定同位素的含量差异及其影响因素的研究越来越受到水文学者的关注(Soulsby et al., 2000; Kendall and Coplen, 2001; 田立德等, 2002; 王宁练等, 2008)。本次研究在2006年5月 ~ 2007年8月在乌鲁木齐河源区1号冰川、总控水文点以及后峡基本站采样点进行了水样取样工作。河源水文点的水样取样为为河流未断流(5月 ~ 9月)每日14时采集,后峡基本站采样点的水样取样是全年12月,频率为每周一次。另外天山冰川观测试验站,还定期在1号冰川东西支末端采集冰雪融水,具体的采样步骤和采样点信息见第二章。本节将对乌鲁木齐河流域山区三个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的季节变化特征进行分析,并结合该河流源头冰川冰雪融水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值,探讨乌鲁木齐河山区流域河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 季节变化的影响因素。

6.3.1 径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的时空变化特征

由6.1节的研究结果研究可知,乌鲁木齐河流域山区三个水文点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变化幅度很大,其中变化范围最大的是后峡水文点,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 最大值和最小值分别为 -27.56‰ , 1.67‰ ,变化幅度为 29.23‰ ; δD 值最大值和最小值分别 11.14‰ , -190.75‰ ,变化幅度为 201.89‰ 。图6-9和图6-10分别基于日尺度、月尺度分析了乌鲁木齐河流域流域山区三个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的变化特征。

从日变化尺度来看(图6-9),三个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的变异程度相对较小,远小于降水变化幅度,后峡、总控和1号冰川水文点河水 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围分别为 $-10.05\text{‰} \sim -7.70\text{‰}$, $-12.62\text{‰} \sim -5.29\text{‰}$, $-13.40\text{‰} \sim -5.15\text{‰}$,变化幅度分别为 2.35‰ , 7.33‰ 和 7.89‰ ; δD 含量变化范围分别 $-65.53\text{‰} \sim -46.38\text{‰}$, $-81.16\text{‰} \sim -21.14\text{‰}$, $-76.90\text{‰} \sim -30.09\text{‰}$,变化幅度分别为 19.15‰ , 60.02‰ 和 46.81‰ 。与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化规律相反,乌鲁木齐河流域中游的后峡水文站河水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度最小,明显要小于河源区河水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度,主要受不同补给来源的影响。绝大多数河水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的值也都在 -6‰ 以下,除了河源区两个水文点在消融期末(8月末至9月初),可能受到河源区冰雪融水补给比例增大的影响。

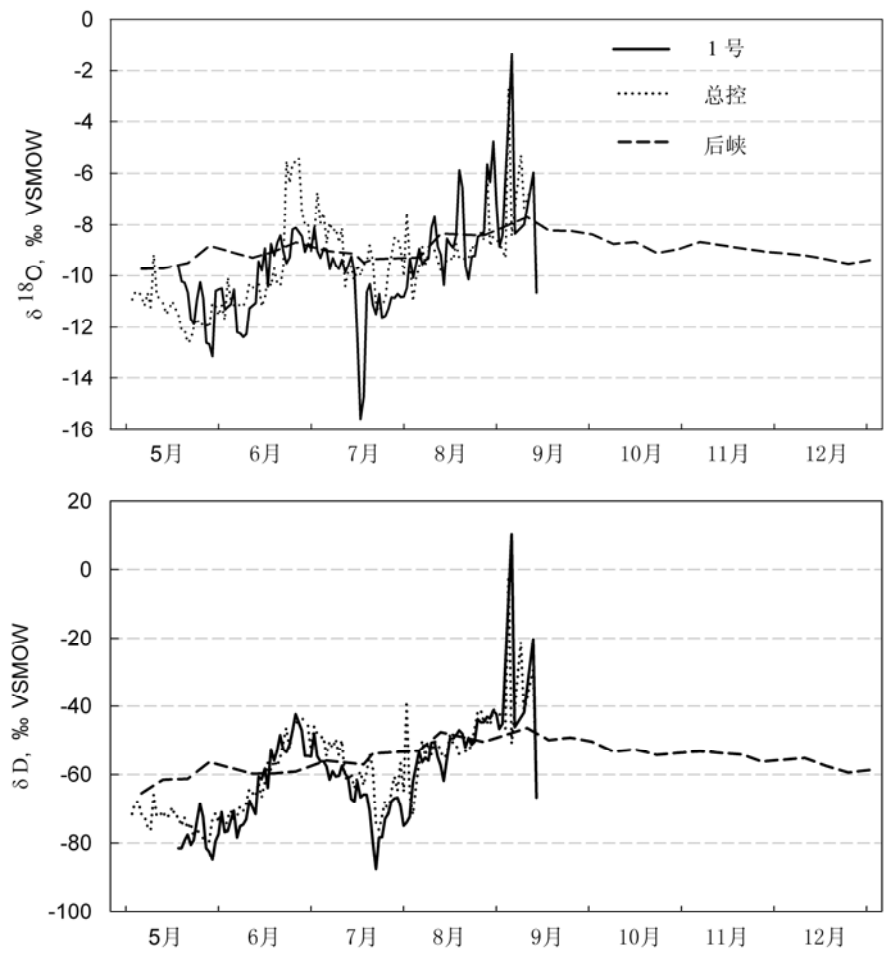
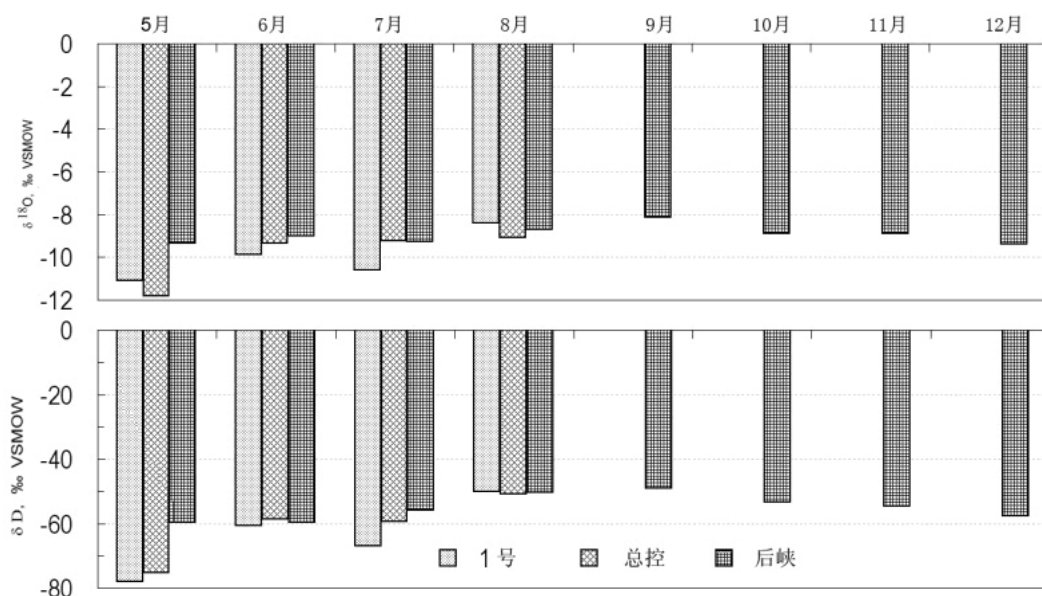


图6-9 乌鲁木齐河流域山区三个站点径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 日尺度变化规律

Fig. 6-9 Daily variations of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in river at three stations in the upper Urumqi River

从月变化尺度上看(图6-10)，乌鲁木齐河源区两个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值的变化特征完全相似，全年中5月平均值最小，之后随时间变化呈上升趋势，到7月开始降低，之后又呈上升趋势；乌鲁木齐河中游的后峡水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 全年月平均均值趋于稳定，河水的月平均值变化幅度不大，但存在夏季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏低，冬季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏高的变化趋势。这与流域山区三个水文点大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值与温度呈很好的正相关性变化趋势完全不同(图6-4)，流域内大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 表现的“温度效应”在河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 中已经不复存在。

图6-10 乌鲁木齐河流域山区三个站点径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 月尺度变化规律Fig. 6-10 Monthly variations of $\delta^{18}\text{O}$ and δD in river at three stations in the upper Urumqi River

6.3.2 径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值差异的环境效应

河水中氢氧同位素的组成是各水源的同位素含量、各水源所占混合比率和蒸发等因素综合结果的反应(Yuan and Miyamoto, 2008)。分析整个观测序列,从日尺度上看(图6-8)河源区两个水文点河水中同位素组成的变化规律基本一致:全年内共出现两个最大和最小峰值,最小值分别出现在5月末和7月中旬;最大值分别出现在6月下旬和8月下旬,且径流中同位素含量日尺度上变化幅度也相似。河源区两个水文点变化具有相似的气候背景,加上河源区属于高寒地区冰川发育,受人类直接活动影响有限,可以判定两者径流补给来源基本相似。另外,河源冰川区永久冻土发育,地下水储水系统不发育,可以判断河源区两个水文点河水主要受到冰雪融水和大气降水的混合补给(Zhang et al., 2008)。

为进一步研究地表径流中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的环境指示意义,对乌鲁木齐河源1号冰川末端采集的冰雪融水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行了分析。图6-11给出了冰雪融水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值随时间变化的趋势图。如图所示,冰雪融水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均值分别为 -10.15‰ 和 -58.96‰ ,变化范围分别为 $-17.36\text{‰} \sim -8.35\text{‰}$ 和 $-37.08\text{‰} \sim -106.67\text{‰}$ 。 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以分为两个阶段,5~8月冰雪融水径流较大,且 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度较大,8月以后的消融末期冰雪融水量较小,且 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度较小。这主要由于河源区降水年内分布存在差异,河源区降水多集中在5~8月,占全年降水的85%以上,5~8月气温较

高, 其它月份降水几乎已降雪的形式, 降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化幅度很大, 受到影响河源区湿季(5~8月)冰雪融水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化幅度较大, 而其它季节变化平缓。河源区两个水文点河水 $\delta^{18}O$ 值的变化范围分别为 $-12.62\text{‰} \sim -5.29\text{‰}$, $-13.40\text{‰} \sim -5.15\text{‰}$, 变化范围为冰雪融水和降水之间, 也表明也河源区河水有冰雪融水与降水共同补给。

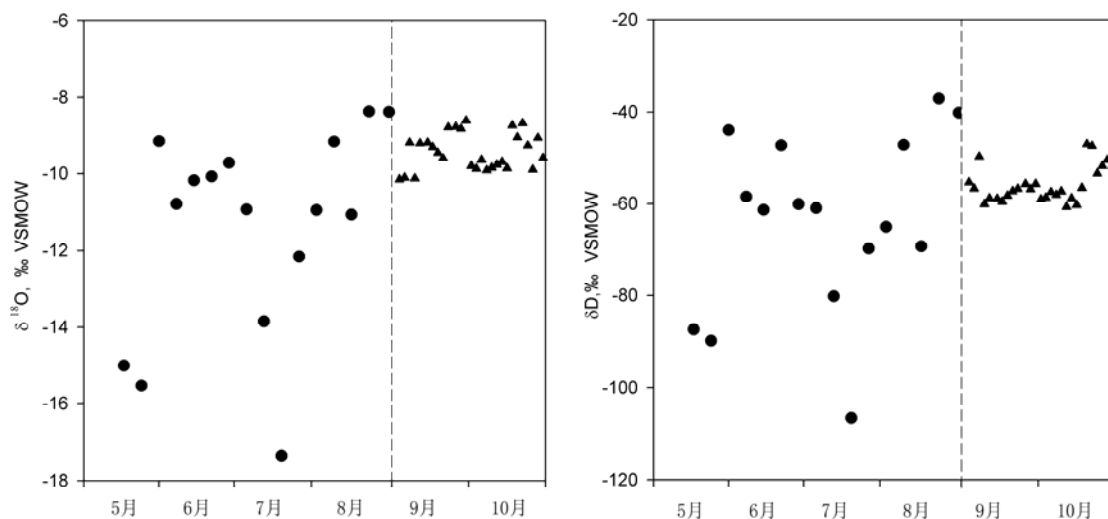
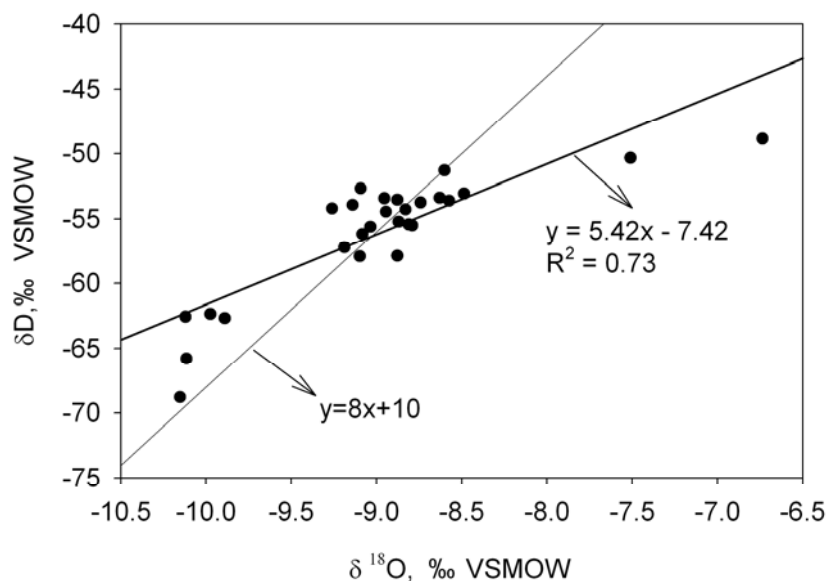


图6-11 乌鲁木齐河源1号冰川末端冰雪融水中 $\delta^{18}O$ 和 δD 含量变化

Fig. 6-11 Variations of $\delta^{18}O$ and δD in the glacial and snow meltwater of Urumqi Glacier No.1

与河源区两个水文点相比, 后峡水文点河水中同位素含量全年波动更小趋于稳定, 后峡水文点降水中同位素变化的较大波动在河水中已经完全不再体现, 表明地区河水除受降水来源补给外, 受其它水源补给组分比较大, 可能受到地下水影响, 使得河水受降水中 $\delta^{18}O$ 和 δD 值变化的影响较小。

根据浅层地下水与河水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值的特征差异, 可以反映出浅层地下水与河水的之间的补给关系, 一般受地下水补给为主的河流 δD 和 $\delta^{18}O$ 值相对比较稳定(Su et al., 2009)。这里同样对后峡水文点浅层地下水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值特征进行了分析, 图 6-12 给出了后峡浅层地下水中 δD - $\delta^{18}O$ 关系图。后峡浅层地下水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 变化范围相对较小, $\delta^{18}O$ 的范围为 $-10.15\text{‰} \sim -6.74\text{‰}$, δD 的范围为 $-68.80\text{‰} \sim -48.85\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 和 δD 变化范围为 3.42‰ 和 19.95‰ , 其均值分别为: -8.98‰ 和 -56.07‰ 。都位于大气降水线附近, 且地下水水线仍为 $\delta D = 5.42\delta^{18}O - 7.42\text{‰}$ ($R^2 = 0.73$), 说明后峡盆地浅层地下水没有受到严重蒸发作用影响。

图6-12 后峡浅层地下水中 δD - $\delta^{18}O$ 关系图Fig. 6-12 The δD - $\delta^{18}O$ relationship of the ground water at Houxia

与后峡河水中 $\delta^{18}O$ 和 δD 值相比, 后峡河水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值的变化范围分别为 $-10.05\text{‰} \sim -7.70\text{‰}$, $-65.53\text{‰} \sim -46.38\text{‰}$, 与浅层地下水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值变化区间范围非常相似, 明显反映了反映了河水与浅层地下水之间存在着密切的水力联系。另外, 后峡浅层地下水采样点靠近河道, 也说明河水是河道附近的浅层地下水的重要补给来源。

6.4 地表水径流来源的同位素证据

伴随着降水中氧稳定同位素的变化, 由蒸发、凝聚、降落和径流等过程形成的积雪、融水以及河川径流等水体介质中的稳定同位素在时间和空间上也会发生敏感的变化 (DeWalle et al., 1997; Gammons et al., 2006; Bouchaou et al., 2008)。西部高山带的冰雪径流是我国西北干旱和半干旱地区地表水资源的重要组成部分 (叶佰生等, 1999), 运用同位素技术对高山区径流来源、组成和形成过程进行研究具有重要的现实意义 (章光新等, 2004)。

国外对降水和径流中稳定同位素研究起步较早。Craig (1961)对降水中氢氧同位素的研究发现, 全球氢氧同位素变化成线性相关($\delta D = \delta^{18}O + 10$), 之后出现了大量降水同位素机理和特征的研究 (Aragúas-Aragúas et al., 1998; Harvey and Welker, 2000; Kohn and Welker, 2005; Price et al., 2008)。20世纪70年代同位素技术首次被引入径流分割, 因其具备物理机制可以避免图形法的主观性, 得到了广泛应用 (Buttle, 1994; Ladouche et al., 2001; Shanley et al., 2002)。但是在高寒山区流域由于冰雪融水中稳定同位素变化机理的

复杂性, 利用同位素技术分割冰川径流的研究并不多(Laudon and Slaymaker, 1997; Huth et al., 2004)。Cooper et al. (1991) 对阿拉斯加州北部冻土带不同水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 研究发现, 河水的主要补给来源是雪水, 因为河水与融雪水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值非常接近。Huth et al. (2004) 在美国加利福尼亚州的三个高海拔流域, 利用稳定同位素($\delta^{18}\text{O}$ and δD)与水化学参数(Si and Na^+ 浓度)相结合进行二水源模型分割, 分别在丰水年和平水年分割新水(雪融水)和旧水(土壤水和地下水)成分, 结果表明流量达到峰值时, 旧水所占比例为10%~20%。

对于同位素径流分割研究国内还较少, 瞿思敏等(2006)对国内同位素径流分割进行了评述, 介绍了同位素径流分割方法的基本原理, 并指出了国内研究人员及投入资金较少, 强调了采样工作的重要性。顾慰祖和谢民(1997)在江西藤桥流域采用二水源模型进行流量过程线分割试验, 指出应用同位素径流分割方法时, 将地下水和雨水的同位素组成假设为恒定是不合理的。Liu et al. (2008) 在黑水河流域对基流进行二水源同位素径流分割, 在流域内各个汇水区进行采样分析, 得出雪水的补给比例。Zhang et al. (2008) 在黑河流域进行采样分析, 计算了黑河上游的融雪水平均补给比例。

气候变化对河川径流中不同组分的影响是不一样的, 因此, 对干旱区流域不同组分进行分割, 以区别研究各组成的变化, 具有重要意义。利用氢氧同位素技术进行径流分割, 避免了长期水文观测的困难, 是一个颇具潜力的方法, 已在国内外开展(Buttle, 1994; Ladouche et al., 2001; Shanley et al., 2002; Huth et al., 2004; Liu et al., 2008)。但将这一技术用于高山冰川流域, 分割冰川径流和降水径流的研究还十分有限。在乌鲁木齐河源区, 有多年水文学观测研究基础, 有对各个水文断面的径流组分的认知, 利用氢氧同位素技术进行径流分割试验, 一方面可以检验这种方面的效果, 另一方面可以积累经验和数据, 为其它流域研究奠定基础。

6.4.1 模型参数的获取

由于氢氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 或 δD 值在水文过程中, 以不同水源的混合影响为主, 因而可用来示踪不同水源的径流成分。针对不同的源数, 分割方法有两元法和多元法。高山河源区的径流可以简化为降水和冰川融水两种组分的混合, 因此采用两元分割模型。根据质量平衡和浓度平衡原理(Laudon and Slaymaker, 1997)得到的同位素径流分割基本方程为:

$$Q_t = Q_g + Q_p \quad (6-1)$$

$$Q_t C_t = Q_g C_g + Q_p C_p \quad (6-2)$$

式中， Q_t 和 C_t 分别表示混合河水的径流量和同位素含量值； C_g 和 C_p 分别表示冰川融水和降水的同位素含量； Q_g 和 Q_p 则分别表示冰川径流和降水径流流量。

由公式(6-1)、(6-2)可以推断出：

$$K_g = \frac{Q_g}{Q_t} \times 100\% = \frac{C_t - C_p}{C_g - C_p} \times 100\% \quad (6-3)$$

$$K_p = \frac{Q_p}{Q_t} \times 100\% = \frac{C_t - C_g}{C_p - C_g} \times 100\% \quad (6-4)$$

表达式中： K_g 和 K_p 分别表示冰川融水和降水对河水的贡献率。利用这一公式进行径流分割，包含了几个假设(Buttle J. M., 1994)，①同径流组分有明显示踪剂浓度差异；②各组分示踪剂含量时空均一，或其变化能够表征；③地表蓄水对河流流量的影响可以忽略不计；④各组分在汇流过程中的同位素分馏影响可以忽略不计。

本节内容针对乌鲁木齐河源区 1 号冰川水文断面和总控水文断面。研究为月时间尺度，时段为 2007 年 5 月 ~ 8 月，因为河源区 90%的径流量都出现在这段时间，其他时间断面流量过小基本无法观测。获取的参数分别为：①1 号冰川水文断面和总控水文断面流量数据，均来源于天山冰川观测实验站的观测。②两个水文断面径流同位素参数素值，来源于在断面获取的水样品测定。采样时间通常在午后一点左右，每日 1 个，两个水文断面共采集样品 213 个。③降水同位素参数值，来自对同期降水样品的同位素分析测定，共 73 个样品。④冰川融水径流同位素参数值，源自干季(8 ~ 10 月份无降水时)冰川末端径流样品的分析测定，共 25 个样品。

氢氧同位素比率的分析在天山冰川站实验室由液态氢氧同位素分析仪(LGR DLT-100 LWIA)完成，具体的分析步骤见第二章。分析结果显示河水径流和降水具有明显 δD 和 $\delta^{18}O$ 浓度差异(图6-13)，因此具备良好同位素分割条件。

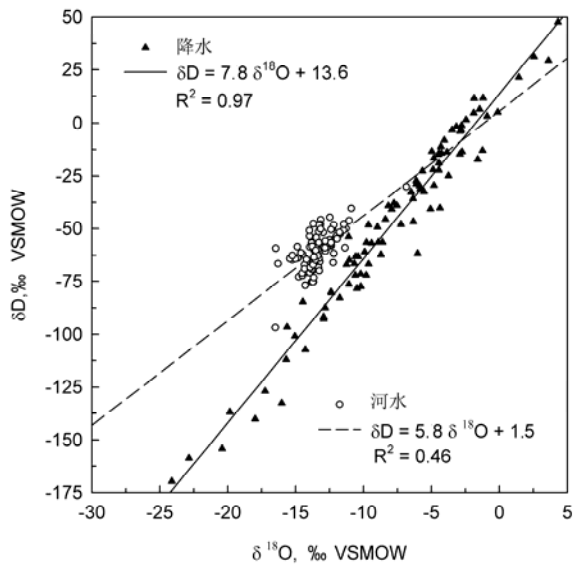


图 6-13 1 号冰川水文点径流与降水中氢氧同位素比值分布图
Fig. 6-13 Distribution of precipitation and runoff samples at Glacier No.1 station.

6.4.2 径流分割的研究结果

将上述各参数值代入公式(6-3)和(6-4)进行计算，得出乌鲁木齐河源区1号水文点和总控水文点断面径流大气降水和冰雪融水所占的补给比率。从表6-1中可以看出，2007年乌鲁木齐河源1号冰川水文断面冰川融水径流贡献率为53.2~77.6%，总控水文断面为37.1~48.8%，两个水文点断面冰雪融水所占比率都以6~7月最大。

表 6-1 河源区两水文点基于同位素径流分割结果

Table 6-1 The contributions of different waters at two stations in the Urumqi River headwaters

站 点	月 份	流量 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	降水 δD (‰)	河水 δD (‰)	降水 K_p (%)	冰川融水 K_g (%)
1 号 水文点	5	1.07	-85.1	-69.9	45.3	54.7
	6	1.64	-37.4	-52.9	22.4	77.6
	7	14.52	-20.4	-46.0	30.8	69.2
	8	9.40	-38.4	-48.5	46.8	53.2
总 控 水文点	5	21.41	-86.2	-75.6	62.9	37.1
	6	30.67	-43.9	-50.2	53.8	46.2
	7	50.65	-73.0	-65.4	51.2	48.8
	8	37.17	-36.3	-45.4	57.0	43.0

年尺度的冰川融水径流量可通过累加各月计算结果获得，通过计算 2007 年 1 号冰川和总控水文点冰川融水径流的年均贡献率分别为 63.5%和 44.9%。本次研究的结果和与我们通过水文方法得到的结果基本吻合(Li et al, 2010)。

6.4.3 结果验证与讨论

上述1号冰川水文断面的研究结果，可以通过1号冰川的月消融量观测值加以验证，见表6-2。结果显示通过同位素径流分割技术得到的1号冰川融水径流，与实测的消融量有比较好的吻合，误差10%的范围内。说明此方法对河水中冰川径流的分割是可行的。

表 6-2 同位素径流分割结果与实测冰面消融量比较

Table 6-2 The results of isotopical hydrograph separation and the observed ice mass balances

站 点	月 份	冰川融水	实测冰面消融量	误 差
		$Q_g (10^4 m^3)$	$B_n (10^4 m^3)$	$(Q_g + B_n) / Q_g (%)$
1 号 水文点	5	8.91	-8.62	3
	6	28.80	-31.16	-8
	7	86.78	-83.97	3
	8	27.81	-25.31	9

在这项研究中我们发现①降水同位素值变化的幅度很大，需要对每次降水进行采集分析，采用几次降水事件的同位素均值作为径流分割的参数值，会产生较大误差；②冰川融水的同位素值变幅也很大，这主要是由于冰面降水径流和老冰消融形成的径流之间的同位素差异所造成的，研究中应该对冰川的不同组分，包括新雪、粒雪、老冰及冰川区降雨的同位素进行深入分析，选择合适的冰川融水同位素参数值。③在本研究中，冰川融水样品主要代表老冰消融径流，因此，计算出的冰川径流量，不包括冰川上由降水形成的径流部分。

6.5 本章小结和讨论

1. 乌鲁木齐河流域山区的 1 号冰川、总控和后峡三个水文点降水中 $\delta^{18}O$ 值和日平均温度随时间变化具有相同的变化规律。降水中 $\delta^{18}O$ 值呈现明显的季节性变化，冬季降水对应较低的 $\delta^{18}O$ 值，夏季降水对应较高 $\delta^{18}O$ 值。乌鲁木齐河流域山区三个站点降水中 $\delta^{18}O$ 值的波动范围都非常大，1 号冰川、总控和后峡三个水文点的大气降水的 $\delta^{18}O$

值的变化范围分别是 $-24.12‰ \sim 3.2‰$, $-23.97‰ \sim 2.1‰$ 和 $-27.56‰ \sim 1.67‰$, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化范围最大的是后峡水文点。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的较大差异性, 说明了研究区域高海拔山区的气候极端性和水汽来源的复杂性。

2. 乌鲁木齐河源区1号冰川和总控水文点的地区大气降水线分别为 $\delta\text{D} = 7.78\delta^{18}\text{O} + 13.75$ ($R^2 = 0.97$)和 $\delta\text{D} = 7.61\delta^{18}\text{O} + 12.63$ ($R^2 = 0.98$), 两个站点的大气降水线的截距和斜率都非常接近。乌鲁木齐河中游山区的后峡站大气降水线为 $\delta\text{D} = 7.43\delta^{18}\text{O} + 9.68$ ($R^2 = 0.97$), 与河源区两个站点相比斜率和截距都有明显降低, 这表明中游山区的后峡水文点气候与河源区气候相比, 大陆性程度和蒸发状况明显增加。乌鲁木齐河下游站点乌鲁木齐站(GNIP 站点)大气降水线方程为 $\delta\text{D} = 7.23\delta^{18}\text{O} + 3.60$ ($R^2 = 0.95$), 与后峡站降水的大气降水线的斜率(7.43)和截距 9.68 相比, 斜率和截距也存在明显降低。从河源区1号水文点到下游乌鲁木齐站四个站点大气降水线截距(7.78, 7.61, 7.43 和 7.23)和斜率(13.75, 12.63, 9.68 和 3.60)均呈现逐渐减小趋势。

3. 乌鲁木齐河流域山区降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的降水量效应不明显。后峡、1号冰川和总控三个水文点的联系每次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值与日平均气温之间的相关性分别为 $\delta^{18}\text{O} = 0.84T - 13.96$ ($R^2 = 0.74$), $\delta^{18}\text{O} = 0.83T - 8.08$ ($R^2 = 0.57$), $\delta^{18}\text{O} = 0.79T - 10.19$ ($R^2 = 0.63$); 降水中 δD 含量与日平均温度之间的相关性分别为 $\delta\text{D} = 6.11T - 92.33$ ($R^2 = 0.69$), $\delta\text{D} = 6.32T - 49.06$ ($R^2 = 0.53$), $\delta\text{D} = 5.76T - 64.20$ ($R^2 = 0.57$)。三个站点中降水中氢氧同位素含量与日平均温度具有很好的正相关关系, 且温度与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的相关性优于与 δD 含量。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变化存在明显的“海拔效应”, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值随着海拔的升高而降低, 减少的幅度分别 $0.88‰ / 100\text{ m}$ 和 $0.15‰ / 100\text{ m}$ 。

4. 乌鲁木齐河流域山区三个站点大气降水中 $d\text{-excess}$ 值全年普遍大于全球平均水平10, 表现出一定的季节性特征, 夏季降水中出现较低 $d\text{-excess}$ 值, 冬季降水中 $d\text{-excess}$ 值明显偏高, 多出现极高值($> 20‰$)。

5. 尽管两个取样点的海拔差异很大, 然而水汽来源的后向轨迹显示传输过程和路径总体上有着很好的一致性。夏季研究区域水汽来源主要受平稳的西风环流的控制, 冬季研究区域水汽来源主要受到西风环流和更为干燥的极地水汽的共同作用。

6. 三个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变异程度相对较小, 远小于降水变化幅度, 其中后峡水文站河水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度最小, 明显要小于河源区河水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度。后峡河水的月平均值变化幅度不大, 但存在夏季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏

低，冬季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏高的变化趋势。河源区两个水文点河水主要受到冰雪融水和大气降水的混合补给，而后峡水文点除冰雪融水和大气降水补给外，还依赖地下水的补给。

7. 通过同位素差异示踪法对河源区两个水文断面的冰雪融水补给比例进行估算，得出 2007 年 1 号冰川和总控水文点冰川融水径流的年均贡献率分别为 63.5% 和 44.9%。将本次计算结果与实测冰面消融量进行对比，显示通过同位素径流分割技术得到的 1 号冰川融水径流，与实测的消融量有比较好的吻合，误差 10% 的范围内。

第七章 结论与展望

7.1 主要结论

本论文综合分析了乌鲁木齐河流域山区2006 ~ 2008年度两个完整年周期的大气降水、地表径流和部分地下水的连续观测的水化学和同位素资料,利用流域山区各种水体中的氢氧同位素和水化学特征差异,分析了流域山区同位素和水化学差异产生的主要控制因素及其相关的环境指示意义。上述研究不仅有利于评价区域水资源的可持续开采资源,对于研究区域水循环研究以及为今后研究我国西北内陆河流域水化学和同位素特征研究提供借鉴。本论文基于以上研究工作,得出以下主要结论:

1. 从质量浓度来看,乌鲁木齐河源1号冰川、空冰斗、总控径流中平均阳离子浓度为 $17.15 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $10.36 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $17.19 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$;平均阴离子浓度为 $49.69 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $30.76 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $50.56 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$,与大气降水相比,径流中所含离子浓度明显升高。径流中阳离子以 Ca^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 为主。大气降水pH均值为6.73,接近中性;1号冰川、空冰斗和总控径流pH均值分别为7.67, 8.08和8.47,略偏碱性。
2. 径流中EC和TDS均值顺序为总控 > 1号冰川 > 空冰斗水文点,其中1号冰川径流受冰川作用强烈,EC和TDS峰值远高于其它两个水文点。受不同下垫面的影响,各水文点径流中TDS变化受日径流量调节的程度存在明显差异。
3. Gibbs图表明控制径流离子组成的主要过程是岩石的风化作用。结合离子比值和Piper图进一步分析,径流中离子主要来源于碳酸盐、黄铁矿和长石类矿物的风化。大气降水和冰雪融水对径流离子的影响作用也不容忽视。其中大气降水对1号冰川、空冰斗、总控径流中 K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} 四种主要离子的贡献率分别为4.91%, 9.10%和5.42%。
4. 2006、2007年1号冰川径流的化学风化速率分别为 $11.46 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $13.90 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$,与国外其它冰川径流离子化学侵蚀速率相似,都具有较高冰川径流化学侵蚀估算值。
5. 从质量浓度来看,乌鲁木齐河中上游流域的巴拉提沟、跃进桥和后峡水文站

- 径流中平均阳离子浓度总和分别为 $31.41 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $41.01 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $35.73 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$; 平均阴离子浓度总和分别为, 和 $98.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $113.75 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 和 $86.40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 与河源区三个水文点相比, 径流中所含离子浓度明显升高。
6. 乌鲁木齐河流域山区径流离子浓度含量季节性变化变化特征表现出与径流量相反的变化趋势, 即冬-春季节浓度较高, 夏-秋季节浓度较低。中上游三个水文断面平均离子含量的大小顺序为: 跃进桥水文站 > 后峡水文站 > 巴拉提沟。
 7. 后峡营地大气降水中阴、阳离子平均浓度从高至低为 $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ 。阳离子大小排列与地壳中的丰度顺序相似, 只是 Mg^{2+} 浓度与 K^+ 浓度接近, 且略大于 K^+ 浓度, 表明大气降水中的离子浓度顺序主要受陆源物质控制, 但同时也受到局地环境的影响。后峡基本营地大气降水主要离子组成, Ca^{2+} 占阳离子总数的 82%, 其次 Na^+ 占阳离子总数的 7%, K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数的 5%; 高山营地大气降水主要离子组成, Ca^{2+} 占阳离子总数的 68%, 其次 Na^+ 占阳离子总数的 17%, K^+ 和 Mg^{2+} 各占阳离子总数 9% 和 5%。
 8. 同期后峡营地大气降水中 EC 和 TDS 含量均值($57.94 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $30.09 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) 远高于高山营地降水中 EC 和 TDS 含量均值($29.82 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $15.80 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$)。每年 11 月至翌年 3 月乌鲁木齐河流域山谷在海拔 1000 ~ 2400 m 会出现逆温层, 致使空气流动不畅, 雾天天气持续出现, 阻止大气污染物扩散, 也使得后峡基本营地的离子含量浓度较大, 而高山站海拔 3 545 m 远高于逆温层形成的高度, 由于逆温层的阻隔大气污染物基本不能到达高山站, 因此冬季仅有的几次降水中离子含量浓度较低。
 9. 后峡盆地浅层地下水中 EC 和 TDS 均值为 $224.78 \mu\text{s}\cdot\text{cm}^{-1}$ 和 $143.86 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 远大于后峡水文点径流的对应值。TDS 均远低于 $500 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$, 是淡水, 水质较好。地下水 TDS 值明显比地表径流大得多, 表明地下水中所含离子浓度更多。从 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ 对比关系的散点图上来看, 后峡盆地大部分地下水的 $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (1/2 \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) \approx 1$, 表明既有碳酸盐矿物的溶解又有硫酸盐矿物的溶解的溶解是该盆地地下水化学形成的主要作用。后峡盆地浅层地下水的 $\text{Na}^+ / \text{Ca}^{2+}$, $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+} < 1$, 说明后峡盆浅层地下水

中的水岩反应以方解石矿物溶解作用为主。

10. 乌鲁木齐河流域山区的 1 号冰川、总控和后峡三个水文点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值和日平均温度随时间变化具有相同的变化规律。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现明显的季节性变化, 冬季降水对应较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 夏季降水对应较高 $\delta^{18}\text{O}$ 值。三个站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值的波动范围都非常大, 1 号冰川、总控和后峡三个水文点的大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化范围分别是 $-24.12\text{‰} \sim 3.2\text{‰}$, $-23.97\text{‰} \sim 2.1\text{‰}$ 和 $-27.56\text{‰} \sim 1.67\text{‰}$ 。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在较大差异性, 说明了研究区域高海拔山区的气候极端性和水汽来源的复杂性。
11. 从河源区 1 号冰川水文点到下游乌鲁木齐站四个站点大气降水线截距(7.78, 7.61, 7.43 和 7.23)和斜率(13.75, 12.63, 9.68 和 3.60)均呈现逐渐减小趋势。降水中氢氧同位素变化的降水量效应不明显。乌鲁木齐河流域山区后峡、1 号冰川和总控三个站点中降水中氢氧同位素含量与日平均温度具有很好的正相关关系, 且温度与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间的相关性优于与 δD 含量。降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变化存在明显的“海拔效应”, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值随着海拔的升高而降低, 减少的幅度分别 $0.88\text{‰} / 100\text{ m}$ 和 $0.15\text{‰} / 100\text{ m}$ 。
12. 流域山区的三个站点大气降水中 $d\text{-excess}$ 值全年普遍大于全球平均水平 10, 表现出一定的季节性特征, 夏季降水中出现较低 $d\text{-excess}$ 值, 冬季降水中 $d\text{-excess}$ 值明显偏高, 多出现极高值($> 20\text{‰}$)。尽管两个取样点的海拔差异很大, 然而水汽来源的后向轨迹显示传输过程和路径总体上有着很好的一致性。夏季研究区域水汽来源主要受平稳的西风环流的控制, 冬季研究区域水汽来源主要受到西风环流和更为干燥的极地水汽的共同作用。
13. 三个水文点河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 值变异程度相对较小, 远小于降水变化幅度, 其中后峡水文站河水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度最小, 明显要小于河源区河水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度。后峡河水的月平均值变化幅度不大, 但存在夏季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏低, 冬季河水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 均值偏高的变化趋势。河源区两个水文点河水主要受到冰雪融水和大气降水的混合补给, 而后峡水文点除冰雪融水和大气降水补给外, 还依赖地下水的补给。
14. 通过同位素差异示踪法对河源区两个水文断面的冰雪融水补给比例进行估算, 得出 2007 年 1 号冰川和总控水文点冰川融水径流的年均贡献率分别为

63.5%和 44.9%。将本次计算结果与实测冰面消融量进行对比, 显示通过同位素径流分割技术得到的 1 号冰川融水径流, 与实测的消融量有比较好的吻合, 误差 10%的范围内。

7.2 展望

本论文通过对乌鲁木齐河流域山区各种水体的稳定同位素、水化学特征的分析以及相关其环境指示意义的相关研究, 揭示了乌鲁木齐河流域山区水循环规律, 各水体的水化学以及同位素的变化特征, 为乌鲁木齐河流域山区的水循环研究提供了重要的理论基础和指导意义。针对水资源紧缺的西北典型内陆河流域, 为了更有效、合理利用有限的水资源, 以及未来的乌鲁木齐河流域的水化学和同位素研究工作的开展: 提出以下几个方面供参考的建议:

1. 延长各种水体水化学指标分析取样的时间序列, 并结合主成分分析法和聚类分析法, 以及其它多种分析方法对流域各种水体的水化学特征、影响因素及其演化规律进行全面透彻的分析。
2. 对于整个乌鲁木齐河流域, 应该分析整个流域的地下水体的氢氧同位素含量特征以及水化学 TDS 含量沿高程变化趋势, 来进一步揭示对于地下水的空间水循环变化特征。
3. 利用多种同位素共同对流域复杂的内陆河水循环进行研究, 例如 ^3H , ^{14}C 和氯氟烃 CFCs 等, 或是尝试进行人工释放示踪剂的方法进行水循环示踪研究。本文未对乌鲁木齐中游山区流域径流的“三水”组分进行分割, 今后将在这方面有所突破。
3. 建立乌鲁木齐河流域实验流域, 可以通过对自然降水过程, 出流过程(包括表面径流、壤中流和深浅层地下水), 土壤水分动态变化和植物水分等所有样品中的同位素含量进行取样分析, 研究区域的产流、汇流机制, 建立研究区域水文过程的水循环模式和产流分析数学模型。
5. 利用 $d\text{-excess}$ 值指标进行地下水循环特征方面的相关研究。现在对于 $d\text{-excess}$ 参数的应用停留在大气降水方面, 而越来越多的研究发现, 在一定的条件下, 地下水 $d\text{-excess}$ 是地下水年龄的函数, 并且很好地指示地下水补给源的水汽来源和地下水形成过程中的水岩相互作用。
6. 利用环境同位素示踪分析方法验证流域大气循环模型, 是近期研究的热点问题

题，延长乌鲁木齐河流域大气降水中氢氧同位素采样分析的时间序列，与区域大气循环模型相结合，最终建立一个完整的流域水循环耦合模型，研究“大气-土壤-植被-地表水-地下水”界面的水分转换关系及其水循环机理，最终创新具有特色的干旱区内陆河流域水文循环模型。

参考文献

1. Aggarwal P K, Fröhlich K, Kulkarni K M, et al. Stable isotope evidence for moisture sources in the Asian summer monsoon under present and past climate regimes [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, doi:10.1029/2004GL019911.
2. Andrea D, Bruce H. Spatial distribution and seasonal variation in $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ of modern precipitation and riverwater across the conterminous USA [J]. *Hydrology Processes*, 2005, 19: 4121-4146.
3. Anderson S P, Drever J I, Humphrey N F. Chemical weathering in glacial environments [J]. *Geology*, 1997, 25(5): 399-402.
4. Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over Southeast Asia [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(D22): 28721-28742.
5. Armengaud A, Koster R D, Jouzel J, et al. Deuterium excess in Greenland snow: analysis with simple and complex models [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(D8): 8947-8953.
6. Berman E S F, Gupta M, Gabrielli C, et al. High-frequency field-deployable isotope analyzer for hydrological applications [J]. *Water Resour Res*, 2009, 45: W10201, doi:10.1029/2009WR008265.
7. Bosilovich M G, Schubert S D. Water vapor tracers as diagnostics of the regional hydrologic cycle [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2002, 3: 149-165.
8. Burnett A W, Mullins H T, Patterson W P. Relationship between atmospheric circulation and winter precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in central New York State [J]. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L22209, doi:10.1029/2004GL021089.
9. Bottomley D J, Craig D, Johnston L M. O-18 studies of snowmelt runoff in a small Precambrian Shield watershed-implications for streamwater acidification in acid-sensitive terrain [J]. *Journal of Hydrology*, 1986, 88: 213-234.
10. Bouchaou L, Michelot J L, Vengosh A, et al. Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence

- time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of Morocco [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 352(3-4): 267-287.
11. Brown G H. Glacier meltwater hydrochemistry [J]. *Applied Geochemistry*, 2002, 17(7): 855-883.
 12. Buttle J M. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins [J]. *Progress in Physical Geography*, 1994, 18: 16-41.
 13. Carrels R M, Machenie F T. Origin of the chemical composition of some springs and lakes. In *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems* [J]. American Chemical Society, Advance Chemical Series, 1967, 67: 222-242.
 14. Calvo A I, Olmo F J, Lyamani H, et al. Chemical composition of wet precipitation at the background EMEP station in Viznar Granada, Spain (2002-2006) [J]. *Atmospheric Research*, 2010, 96 (2-3): 408-420.
 15. Chen J S, Wang F Y, Xia X H, et al. Major element chemistry of the Changjiang (Yangtze River) [J]. *Chemical Geology*, 2002, 187: 231-255.
 16. Clark I, Fritz P. *Environmental Isotopes in Hydrogeology* [M]. New York: Lewis Publishers. 1997.
 17. Cooper L W, Olsen C R, Solomon D K, et al. Stable isotopes of oxygen and natural and fallout radionuclides used for tracing runoff during snowmelt in an Arctic watershed [J]. *Water Resource Research*, 1991, 27: 2171-2179.
 18. Craig H. Isotopic variation in meteoric waters [J]. *Science*, 1961, 133: 1702-1703.
 19. Dansgaard W. Stable isotope in precipitation [J]. *Tellus*, 1964, 16(4): 436-468.
 20. Dansgaard W. The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapor [J]. *Tellus*, 1953, 5(4): 461-469.
 21. Datta P S, Tyagi S K. Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: chemical weathering processes and groundwater flow regime [J]. *J. Geol. Soc. India*, 1996, 47(2): 179-188.
 22. Datta P S, Tyagi S K, Chandrasekharan H. Factors controlling stable isotope composition of rainfall in New Delhi, India [J]. *Journal of Hydrology*, 1991, 12: 223-236.
 23. DeWalle D R, Edwards P J, Swistock B R, et al. Seasonal isotope hydrology of

- three Appalachian forest catchments [J]. Hydrol Process, 1997, 11: 1895-1906.
24. DeWalle Y Q, Pang H X, Theakstone W H, et al. Isotopic variations in precipitation at Bangkok and their climatological significance [J]. Hydrological Processes, 2006, 20: 2873-2884.
25. Deutsch W J. Groundwater geochemistry fundamentals and applications to contamination [M]. Boca Raton: Lewis Publisher, 1997. 3-73.
26. Dincer T, Al-Mugrin W, Zimmermann V. Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermo-nuclear tritium [J]. Journal of Hydrology, 1974, 23: 79-109.
27. Dong Z W, Li Z Q, Ross Edwards, et al. Temporal characteristics of mineral dust particles in precipitation of Urumqi River Valley in Tian Shan, China: A comparison of alpine site and rural site [J]. Atmospheric Research, 2011, doi:10.1016/j.atmosres. 2011.03.002.
28. Dutton A, Wilkinson B H, Welker J M, et al. Spatial distribution and seasonal variation in $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ of modern precipitation and river water across the conterminous USA [J]. Hydrol Process, 2005, 19: 4121-4146.
29. Eriksson E. Deuterium and oxygen 18 in precipitation and other natural waters: Some theoretical considerations [J]. Tellus, 1965, 27: 498-512.
30. Ersek V, Mix A C, Clark P U. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ in rainwater from southwestern Oregon [J]. J Geophys Res, 2010, 115: D09109, doi:10.1029/2009JD013345.
31. Fricke H C, O'Neil J R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1999, 170: 181-196.
32. Friedman I, Machta L, Soller R. Water-vapor exchange between a water droplet and its environment [J]. Journal of Geophysical Research, 1962, 67: 2761-2767.
33. Friedman I. Deuterium content of natural waters and other substances [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, 4: 89-103.
34. Froehlich K, Gibson J J, Aggarwal P. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. Study of environmental change using isotope

- techniques, C&S Papers Series 13/P, 2002, pp. 54-65, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, ISBN 92-0-116402-5.
35. Feng X, Faiia A M, Posmentier E S. Seasonality of isotopes in precipitation: a global perspective [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114: D08116, doi: 10.1029/2008JD011279.
36. Garcial M G, Del H M, Blesa M A. Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province Argentina [J]. *Journal of Hydrology*, 2001, 9: 597-610.
37. Galloway J N. The composition of precipitation in remote area [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87(11): 8771-8786.
38. Gao Q Z, Tao Z, Huang X K, et al. Chemical weathering and CO₂ consumption in the Xijiang River basin, South China [J]. *Geomorphology*, 2009, 106: 324-332.
39. Gao Y, Arimoto R, Zhou M Y, et al. Relationships between the dust concentrations over Eastern Asia and the remote North Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97(D9): 9867-9872.
40. Gat J R, Carmi I. Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1970, 75: 3039-3048.
41. Gat J R, Matsui E. Atmospheric water balance in the Amazon Basin: An isotopic evapo-transpiration model [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 13179-13188.
42. Gat J R, Bowser C J, Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on stable isotope data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 1994, 21: 557-560.
43. Gat J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle [J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1996, 24: 225-262.
44. Geyh M A, Gu W Z, Jaekel D. Groundwater recharge study in the Gobi Desert, China [J]. *Geowissenschaften*, 1996, 7(8): 279-280.
45. Gibson J J, Edwards T W D. Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in

- northern Canada [J]. *Global Biogeochem*, 2002, Cycles 16.
46. Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry [J]. *Science*, 1970, 170: 1088-1090.
47. Gibson J J, Edwards T W D, Birks S J, et al. Progress in isotope tracer hydrology in Canada [J]. *Hydrol Process*, 2005, 19: 303-327.
48. Gislason S R, Oelkers E H, Eiriksdottir E S, et al. Direct evidence of the feedback between climate and weathering [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 277: 213-222.
49. Gonfiantini R, Roche M A, Olivry J C, et al. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains [J]. *Chemical Geology*, 2001, 181: 147-167.
50. Gordeev V V, Sidorov L S. Concentrations of major elements and their outflow into the Laptev Sea by the Lena River [J]. *Marine Chemistry*, 1993, 43: 33-45.
51. Grosbois C, Négrel P, Grimaud D, et al. An overview of dissolved and suspended matter fluxes in the Loire River Basin: natural and anthropogenic inputs [J]. *Aquatic Geochemistry*, 2001, 7: 81-105.
52. Harvey F E, Welker J M. Stable isotopic composition of precipitation in the semi-arid north-central portion of the US Great Plains [J]. *J Hydrol*, 2000, 238: 90-109.
53. Harvey A M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity illustrated from the Howgill Fells, northwest [J]. *England Catena*, 2001, 42: 225-250.
54. Herczeg A I, Torgersen T, Chivas A R, et al. Geochemistry of groundwater from the great artesian basin, Australia [J]. *Journal of Hydrology*, 1991, 126: 225-245.
55. He Y Q, Pang H X, Theakstone W H, et al. Spatial and temporal variations of oxygen isotopes in snowpacks and glacial runoff in different types of glacial area in western China [J]. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 1-7.
56. Hodson A, Tranter M, Vaten G. Contemporary rates of chemical denudation and atmospheric CO₂ sequestration in glacier basin: an Arctic perspective [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2000, 25: 1447-1471.
57. Hodson A, Porter P, Lowe A, et al. Chemical denudation and silicate weathering

- in Himalayan glacier basins: Batura Glacier, Pakistan [J]. *Journal of hydrology*, 2002, 262: 193-208.
58. Holko L. Stable environmental isotopes of ^{18}O and ^2H in hydrologic research of mountainous catchments [J]. *Journal Hydrology and Hydromechanics*, 1995, 43: 249-274.
59. Huth A K, Leydecker A, Sickman J O, et al. A two-component hydrograph separation for three high-elevation catchments in the Sierra Nevada, California [J]. *Hydrological Process*, 2004, 18: 1721-1733
60. Hunt R A, Coplen T B, Haas N L, et al. Investigating surface water-well interaction using stable isotope ratios of water [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 302: 154-172.
61. IPCC. Climate Change: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Inter governmental Panel on Climate Change [R]. Cambridge University Press, 2001.195-205.
62. Ichiyanagi K, Yamanaka M. International variation of stable isotopes in precipitation at Bangkok in response of ElNino Southern Oscillation [J]. *Hydrological processes*, 2003, 19(17): 3413-3423
63. Ingraham N L, Taylor B E. Light stable isotope systematic of large-scale hydrologic regimes in California and Nevada [J]. *Water Resource Research*, 1991, 27: 77-90.
64. Jacob C Y, Knudsen N T, Ole B N. Glacier hydrochemistry, solute provenance, and chemical denudation at a surge-type glacier in Kuannersuit Kuussuat, Disko Island, West Greenland [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 300: 172-187.
65. Jacob H, Sonntag C. An 8-year record of the seasonal variation of ^2H and ^{18}O in atmospheric water vapor and precipitation at Heidelberg Germany [J]. *Tellus*, 1991, 43B: 291-300.
66. Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: implications for paleoclimate reconstructions [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 220: 365-377.
67. Jeanton H C, Gonfiantini R, Travi Y, et al. Oxygen-18 variations of rainwater

- during precipitation: application of the Rayleigh model to selected rainfalls in Southern France [J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 289(1-4): 165-177.
68. Jonesl M D, Leng M J, Arrowsmith C. Local $\delta^{18}\text{O}$ and δD variability in UK rainfall [J]. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2007, 4: 2403-2423.
69. Jouzel J, Merlivat L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: modelling of the isotopic effect during snow formation [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89: 11749-11757.
70. Jouzel J, Koster R D, Suozzo R J, et al. Simulations of the HDO and H_2^{18}O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: Sensitivity experiments for present-day conditions [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 7495-8507.
71. Jouzel J, Koster R D, Suozzo R J, et al. Stable water isotope behavior during the last glacial maximum: a general circulation model analysis [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99: 25791-25801.
72. Jouzel J, Froehlich K, Schotterer U. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: data and modeling [J]. *Hydrolog Sci J*, 1997a, 42(5): 747-763.
73. Jouzel J, Alley R B, Cuffey K M, et al. Validity of the temperature re-construction from water isotopes in ice core [J]. *J Geophys Res*, 1997b, 102 (C12): 26471-26478.
74. Kohn M J, Welker J M. On the temperature correlation of $\delta^{18}\text{O}$ in modern precipitation [J]. *Earth Planet Sc Lett*, 2005, 231: 87-96.
75. Krinner G, Werner M. Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores: a multi-model analysis [J]. *Earth Planet Sc Lett*, 2003, 216 (4): 525-538.
76. Kumar U S, Kumar B, Rai S P, et al. Stable isotope ratios in precipitation and their relationship with meteorological conditions in the Kumaon Himalayas, India [J]. *J Hydrol*, 2010, 391: 1-8.
77. Kumar K, Miral M S, Joshi S, et al. Solute dynamics of meltwater of Gangotri Glacier, Garhwal Himalaya, India [J]. *Environmental Geology*, 2009, 58: 1151-1159.

78. Kendall C, Coplen T B. Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States [J]. *Hydrol. Processes*, 2001, 15: 1363-1393.
79. Laudon H, Slaymaker O. Hydrograph separation using stable isotope, silica and electrical conductivity: an alpine example [J]. *Journal of Hydrology*, 1997, 201 (2): 82-101.
80. Ladouche B, Probst A, Viville D, et al. Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France) [J]. *Journal of Hydrology*, 2001, 242: 255-274.
81. Li Z Q, Wang W B, Zhang M J, et al. Observed changes in streamflow at the headwaters of the Urumqi River, eastern Tianshan, central Asia [J]. *Hydrological Processes*, 2009, 24: 217-224.
82. Li Y, Yu X L, Cheng H B, et al. Chemical characteristics of precipitation at three Chinese regional background stations from 2006 to 2007 [J]. *Atmospheric Research*, 2010, 96(1): 173-183.
83. Liu F J, Williams M, Sun J Y, et al. Hydrochemical processes and hydrological separation at the headwaters of the Urumqi River, Tianshan Mountains, China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(4): 362-370.
84. Longinelli A, Selmo E. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 270: 75-88.
85. Lee K S, Grundstein A J, Wenner D B, et al. Climatic controls on the stable isotopic composition of precipitation in northeast Asia [J]. *Clim Res*, 2003, 23: 137-148.
86. Lis G, Wassenaar L I, Hendry M J. High-precision laser spectroscopy D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements of microliter natural water samples [J]. *Anal Chem*, 2008, 80: 287-293.
87. Liu Z F, Tian L D, Yao T D, et al. Seasonal deuterium excess in Nagqu precipitation: influence of moisture transport and recycling in the middle of Tibetan Plateau [J]. *Environ Geol*, 2008, 55: 1501-1506.
88. Liu Y H, Fan N J, An S Q, et al. Characteristics of water isotopes and hydrograph separation during the wet season in the Heishui River, China [J]. *Journal of*

- Hydrology, 2008, 353: 314-321.
89. Lutz A, Thomas J M, Panorska A. Environmental controls on stable isotope precipitation values over Mali and Niger, West Africa [J]. *Environ Earth Sci*, 2011, 62: 1749-1759.
90. Merlivat L, Jouzel J. Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation [J]. *J Geophys Res*, 1979, 84: 5029-5033.
91. Matthew M U, Sharp J M. Tracing regional flow paths to major springs in Trans-Pecos Texas using geochemical data and geochemical models [J]. *Chemical Geology*, 2001, 179: 53-72.
92. McNamara J P, Kane D L, Hinzman L D. Hydrograph separations in an Arctic watershed using mixing model and graphical techniques [J]. *Water Resources Research*, 1997, 33(7): 1707-1719.
93. McCarthy J J, Canziani O F, Leary N A, et al. *Climate Change. Impacts, Adaptation and Vulnerability* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, 1-1031.
94. Meybeck M. Atmospheric inputs and river transport of dissolve substances [M]. *Proceedings of the Hamburg Symposium*, 141. IAHA Publ, 1983: 173-192.
95. Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers [M]. In: Drever J I (Ed.), *Treatise on Geochemistry, Surface and Ground Water, Weathering, and Soils*. Elsevier, 2003. 207-223.
96. Meybeck M. Riverine quality at t he Anthropocene: propositions for global space and time analysis, illust rated by the Seine River [J]. *Aquatic Science*, 2002, 64: 376-393.
97. Metz V, Kienzler B, Schubler W. Geochemical evaluation of different groundwater-host rock system for radioactive waster disposal [J]. *Journal of contaminant Hydrology*, 2003, (61): 265-279.
98. Mook W, Vries J J. *Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and Applications, Vol. I: Introductio-Theory, Methods, Review*. IAEA, 2005.
99. Numaguti A. Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model

- [J]. Journal of Geophysical Research, 1999, 104: 1957-1972.
- 100.Oxtobee J P A, Novakowski K. A field investigation of groundwater/surface water interaction in a fractured bedrock environment [J]. Journal of Hydrology, 2002, 269: 169-193.
- 101.Parkhurst D L. Geochemical mole-balance modeling with uncertain data [J]. Water Resources Research, 1997, 33(8): 1957-1970.
- 102.Pierrehumbert R T. Huascaran $\delta^{18}\text{O}$ as an indicator of tropical climate during the Last Glacial Maximum [J]. Geophysical Research Letters, 1999, 26: 1345-1348.
- 103.Qin J H, Huh Y, Edmond J M, et al. Chemical and physical weathering in the Min Jiang, a headwater tributary of the Yangtze River [J]. Chemical Geology, 2006, 187: 53-69.
- 104.Pang H X, He Y Q, Zhang Z L, et al. The origin of summer monsoon rainfall at New Delhi by deuterium excess [J]. Hydrol Earth Syst Sci, 2004, 8(1): 115-118.
- 105.Pearee A J, Stewart M K, Sklash M G. Storm runoff generation in humid headwater catchments, Where does the water come from? [J]. Water Resources Research, 1986, 22: 1263-1271.
- 106.Pfahl S, Wernli H. Air parcel trajectory analysis of stable isotopes in water vapor in the eastern Mediterranean [J]. J Geophys Res, 2008, 113: D20104, doi:10.1029/2008JD009839.
- 107.Price R M, Swart P K, Willoughby H E. Seasonal and spatial variation in the stable isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$ and δD) of precipitation in south Florida [J]. J Hydrol, 2008, 358: 193-205.
- 108.Poage M A, Chamberlain C P. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation: considerations for studies of paleo elevation change [J]. American Journal of Science, 2001, 301: 1-15.
- 109.Rao N S. Geochemistry of groundwater in parts of GunTur district, Andhra Pradesh, India [J]. Environmental Geology, 2002, (41): 552-562.
- 110.Reeder S W, Hitchon B, Levinston A A. Hydrogeochemistry of the surface waters of the Mackenzie river drainage basin, Canada: I. Factors controlling inorganic composition [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1972, 36: 825-865.

111. Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. Relationship between long-term trends of oxygen-18 isotope composition precipitation and climate [J]. *Science*, 1992, 258: 981-985.
112. Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. In *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysics Monograph, Swart PK, Lohmann KC, McKenzie J, Savin S (eds). American Geophysical Union: Washington, 1993, 78: 1-36.
113. Salati E, Dall'Olio A, Matsui E, et al. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study [J]. *Water Resources Research*, 1979, 15: 1250-1258.
114. Sarin M M, Krishnaswami S, Dili K, et al. Major ion chemistry of the Ganga-Brahmaputra river system: weathering processes and fluxes to the bay of Bengal [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53: 997-1009.
115. Singh A K, Hasnain S I. Aspects of weathering and solute acquisition processes controlling chemistry of sub-alpine proglacial streams of Garhwal Himalaya, India [J]. *Hydrological Processes*, 2002, 16: 835-849.
116. Singh A K, Hasnain S I. Major ion chemistry and weathering control on a high altitude basin-Alaknanda River, Garhwal Himalaya, India [J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1998, 43: 825-844.
117. Soulsby C, Malcolm R, Helliwell R, et al. Isotope hydrology of the Allt a'Mharcaidh catchment, Cairngorms, Scotland, implications for hydrologic pathways and residence times [J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14: 747-762.
118. Shanley J B, Kendall C, Smith T E, et al. Controls on old and new water contributions to stream flow at some nested catchments in Vermont, USA [J]. *Hydrological Process*, 2002, 16: 589-609.
119. Stallard R F, Edmond J M. Geochemistry of the Amazon River: The influence of the geology and weathering environment on dissolved load [J]. *J. Geophys. Res.*, 1983, 88: 9671-9688.
120. Sidle W C. Environmental isotopes for resolution of hydrology problems [J]. *Environ Monit Assess*, 1998, 52: 389-410.
121. Siegenthaler U, Oeschger H. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature

- and altitude [J]. *Nature*, 1980, 285: 314-317.
122. Sjöström D J, Welker J M. The influence of air mass source on the seasonal isotopic composition of precipitation, eastern USA [J]. *J Geochem Explor*, 2009, 102: 103-112.
123. Stewart M K. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotope exchange of falling water drops: application to atmospheric processes and evaporation of lakes [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1975, 80: 1133-1146.
124. Stuyfzand P J. Patterns in groundwater chemistry resulting from groundwater flow [J]. *Hydrogeology Journal*, 1999, 7: 15-27.
125. Su Y H, Feng G F, Zhu G F. Environmental isotopic and hydrochemical study of groundwater in the Ejina Basin, northwest China [J]. *Environmental Geology*, 2009, 58: 601-614.
126. Tian L D, Yao T D, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau [J]. *J Geophys Res*, 2003, 108: 4293-4302.
127. Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in west China: a consideration of moisture sources [J]. *J Geophys Res*, 2007, 112: D10112, doi:10.1029/2006JD007718.
128. Umar R, Absar A. Chemical characteristics of ground-water in parts of the Gambhir river basin, Bharatpur district, Rajasthan, India [J]. *Environmental Geology*, 2003, (44): 535-544.
129. Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294: 2345-2348.
130. Wang Y, Wai K M, Gao J, et al. The impacts of anthropogenic emissions on the precipitation chemistry at an elevated site in North-eastern China [J]. *Atmospheric Environment*, 2008, 42(13): 2959-2970.
131. Williams M W, Yang D Q, Liu F J, et al. Controls on the major ion chemistry of the Urumqi River, Tian Shan, People's Republic of China [J]. *Journal of Hydrology*, 1995, 172: 209-229.

132. Welker J M. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) characteristics of weekly precipitation collected across the USA: an initial analysis with application to water source studies [J]. *Hydrol Process*, 2000, 14: 1449-1464.
133. Xu H, Hou Z H, An Z S, et al. Major ion chemistry of waters in Lake Qinghai catchments, NE Qinghai-Tibet plateau, China [J]. *Quaternary International*, 2010, 212: 35-43.
134. Yde J C, Knudsen N T, Ole B N. Glacier hydrochemistry, solute provenance, and chemical denudation at a surge-type glacier in Kuannersuit Kuussuat, Disko Island, West Greenland [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 300: 172-187.
135. Yde J C, Riger-kusk M, Christiansen H H, et al. Hydrochemical characteristics of bulk meltwater from an entire ablation season, Longyearbreen, Svalbard [J]. *Journal of Glaciology*, 2008, 54(185): 259-272.
136. Yurtsever Y, Gat G R. Atmospheric waters. In: Gat J R, Gonfiantini R. (Eds.), *Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle*, Technical Report Series, No. 210, 1981, pp: 103-142, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.
137. Yao T, Masson-Delmotte V, Jouze J, et al. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and surface air temperature in the Urumiqi River Basin, east Tianshan Mountains, China [J]. *Geophys Res Lett*, 1999, 26(23): 3473-3476.
138. Yamanaka T, Shimada J, Miyaoka K. Footprint analysis using event-based isotope data for identifying source area of precipitated water [J]. *J Geophys Res*, 2002, 107: D22, doi: 10.1029/2001JD001187.
139. Yapp C J. A model for the relationship between precipitation D/H ratios and precipitation intensity [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87(C12): 9614-9620.
140. Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and air temperature and moisture origin on a south-north transect of the Tibetan Plateau [J]. *Atmos Res*, 2008, 87: 158-169.
141. Zhu G F, Li Z Z, Su Y H, et al. Hydrogeochemical and isotope evidence of ground-water evolution and recharge in Minqin Basin, Northwest China [J].

- Journal of Hydrology, 2007, 333: 239-251.
142. Zhao H B, Yao T D, Xu B Q. Preliminary results on hydrological and hydrochemical features of Kartamak Glacier area in Mt. Muztag Ata [J]. Journal of Mountain Science, 2007, 4(1): 77-85.
143. Zhao Z P, Tian L D, Fischer E, et al. Study of chemical composition of precipitation at an alpine site and a rural site in the Urumqi River Valley, Eastern Tien Shan, China [J]. Atmospheric Environment, 2008, 42: 8934-8942.
144. Zhang X P, Nakawo M, Fujita K, et al. The variation of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in Langtang Valley, Himalayas [J]. Science in China (series D), 2001, 31(3): 206-213.
145. Zhang X P, Nakawo M, Yao T D, et al. Variations of stable isotopic compositions in precipitation on the Tibetan Plateau and its adjacent regions [J]. Science in China (series D), 2002, 45(6): 481-493.
146. Zhang Y H, Song X F, Wu Y Q. Use of oxygen-18 isotope to quantify flows in the upriver and middle reaches of the Heihe River, Northwestern China [J]. Environmental Geology, 2008, 58: 645-653.
147. Zhao L J, Yin L, Xiao H L, et al. Isotopic evidence for the moisture origin and composition of surface runoff in the headwaters of the Heihe River Basin [J]. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 406-416.
148. 陈静生, 夏星辉. 我国河流水化学研究进展[J]. 地理科学, 1963, 19: 290-293.
149. 陈静生. 中国河流水质原理[M]. 北京: 科学出版社, 2006: 13-17.
150. 陈静生. 河流水质原理及中国河流水质[M]. 北京: 科学出版社, 2007.
151. 陈霞, 魏文寿, 刘明哲. 近 50 年乌鲁木齐河流域垂直气候带的异同变化特征 [J]. 地理科学, 2010, 30(4): 606-612.
152. 冯芳, 李忠勤, 张明军, 等. 天山乌鲁木齐河源区径流水化学特征及影响因素分析[J]. 资源科学, 2011, 33(12): 2238-2247.
153. 董志文, 李忠勤. 天山高山区与郊区降水中粉尘颗粒物特征的比较[J]. 水科学进展, 2011, 22(1): 7-14.
154. 郭范, 胡再春, 张巽, 等. 潜水河暴雨后河水离子变化初探[J]. 水文, 1990(4): 37-40.

- 155.过常龄. 黄河流域河流水化学特征初步分析[J]. 地理研究, 1987, 6(3): 65-73.
- 156.顾慰祖, 谢民. 同位素示踪划分藤桥流域流量过程线的试验研究[J]. 水文, 1997, 1: 29-32.
- 157.郭宇宏, 高利军, 吕爱华. 乌鲁木齐市典型的冬季环境空气重污染过程剖析[J]. 环境化学, 2006, 25(3): 379-380.
- 158.韩添丁, 叶柏生, 李向应, 等. 乌鲁木齐河源径流电导率和 TDS 的变化特征[J]. 冰川冻土, 2009, 31(4): 759-765.
- 159.皇翠兰, 蒲健辰, 李忠勤, 等. DX100 型离子色谱仪用于冰雪样品中阴、阳离子的测定[J]. 环境化学, 1998, 17(2): 195-199.
- 160.翟远征, 王金生, 滕彦国, 等. 北京市不同水体中 D 和 ^{18}O 组成的变化及其区域水循环指示意义[J]. 资源科学, 2011, 33(1): 92-97.
- 161.侯典炯, 秦翔, 吴锦奎, 等. 乌鲁木齐大气降水稳定同位素与水汽来源关系研究[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(10): 136-142.
- 162.胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境化学出版社, 2004: 69-153.
- 163.胡汝骥, 马虹, 樊自力, 等. 新疆水资源对气候变化的响应[J]. 自然资源学报, 2002, 17 (1): 22-27.
- 164.侯书贵, 秦太河, 李忠勤, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的现代环境过程分析[J]. 地球化学, 1998, 27(2): 108-116.
- 165.侯书贵, 秦大河, 任贾文. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录气候环境意义的再探讨[J]. 地球化学, 1999, 28(5): 438-442.
- 166.侯书贵. 乌鲁木齐河源区大气降水的化学特征[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1): 80-84.
- 167.瞿思敏, 包为民, 石朋, 等. 同位素流量过程线分割研究进展与展望[J]. 水电能源科学, 2006, 24 (1): 80-83.
- 168.瞿思敏, 包为民, McDonnell J, 等. 同位素示踪剂在流域水文模拟中的应用[J]. 水科学进展, 2008, 19(4): 587-596.
- 169.康世昌, 丛志远. 青藏高原大气降水 and 气溶胶化学特征研究进展[J]. 冰川冻土, 2006, 28(3): 371-379.
- 170.乐嘉祥, 王德春. 中国河流水化学特征[J]. 地理学报, 1963, 29 (1): 2-11.

- 171.鞠建廷, 朱立平, 汪 勇, 等. 藏南普莫雍错流域水体离子组成与空间分布及其环境意义[J]. 湖泊科学, 2008, 20(5): 591-599.
- 172.李翠林, 侯书贵, 秦大河. 天山乌鲁木齐河源径流水文化学空间差异及其控制因素[J]. 冰川冻土, 2003, 25(1): 72-76.
- 173.李甜甜, 季宏兵, 江用彬, 等. 赣江上游河流水化学的影响因素及 DIC 来源[J]. 地理学报, 2007, 62(7): 764-775.
- 174.李军, 刘丛强, 李龙波, 等. 硫酸侵蚀碳酸盐岩对长江河水 DIC 循环的影响[J]. 地球化学, 2010, 39(4): 305-313.
- 175.李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 117-123.
- 176.李忠勤, 沈永平, 王飞腾, 等. 冰川消融对气候变化的响应—以乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 冰川冻土, 2007, 29(3): 333-342.
- 177.李忠勤, 李开明, 王林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.
- 178.李江风. 乌鲁木齐河流域水文气候资源与区划[M]. 北京: 气象出版社, 2006: 3-71.
- 179.刘忠方, 田立德, 姚檀栋, 等. 中国大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布[J]. 科学通报, 2009, 54 (6): 804-811.
- 180.李亚举, 张明军, 李忠勤, 等. 表层雪中稳定同位素季节变化及其与水汽输送的关系—以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区为例[J]. 地理研究, 2011, 0(5): 953-962.
- 181.李念杰. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川区的径流特征[J]. 冰川冻土, 1985, 7(2): 163-170.
- 182.李向应, 秦大河, 韩添丁, 等. 中国西部冰冻圈地区大气降水化学的研究进展[J]. 地理科学进展, 2011, 30(1): 3-16.
- 183.李宗省, 何元庆, 贾文雄, 等. 中国典型季风海洋性冰川区“冰川-径流”系统的全球变化敏感性研究[J]. 地理科学, 2008, 28(2): 229-234.
- 184.李真, 姚檀栋, 田立德, 等. 慕士塔格冰川地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化特征[J]. 中国科学(D 辑), 2006, 36(1): 17-22.

- 185.刘昌明, 何希吾. 中国 21 世纪水问题方略[M]. 北京: 科学出版社, 1996.
- 186.刘亚传. 石羊河流域的水文化化学特征分布规律及演变[J]. 地理科学, 1986, 6(4): 348-356.
- 187.刘相超, 宋献方, 夏军, 等. 东台沟实验流域降水氧同位素特征与水汽来源[J]. 地理研究, 24(2): 196-205.
- 188.刘风景, Williams M, 杨大庆. 天山乌鲁木齐河融雪径流的“离子脉冲”现象初探[J]. 科学通报, 1997, 42(4): 417-419.
- 189.刘风景, Williams M, 程国栋, 等. 天山乌鲁木齐河融雪和河川径流的水文化学过程[J]. 冰川冻土, 1999, 21(3): 213-219.
- 190.刘光琇, 安黎哲, 陈桂琛, 等. 乌鲁木齐河上游植被与环境关系研究[M]. 甘肃: 兰州大学出版社, 2004: 19-34.
- 191.柳鉴容, 宋献方, 袁国富, 等. 西北地区大气降水 ^{18}O 的特征及水汽来源[J]. 地理学报, 2008, 63(1): 12-22.
- 192.吕玉香, 胡伟, 罗顺清, 等. 流量过程线划分的同位素和水文化学方法研究进展[J]. 水文, 2010, 30(1): 7-13.
- 193.骆鸿珍. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的水化学特征[J]. 冰川冻土, 1983, 5(2): 55-64.
- 194.潘红云. 巴丹吉林沙漠南部水化学特征及其水文学意义[D]. 硕士学位论文, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2009.
- 195.庞洪喜. 南亚季风海洋型冰川区水体中稳定同位素研究[D]. 博士学位论文, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 2006.
- 196.蒲焘, 何元庆, 朱国锋, 等. 玉龙雪山周边典型河流雨季水化学特征分析[J]. 地理科学, 2011, 31(6): 734-740.
- 197.曲耀光, 骆鸿珍. 乌鲁木齐河流域地表水与地下水转化及水质演变[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2): 139-146.
- 198.孙俊英, 秦大河, 任贾文, 等. 乌鲁木齐河源区水体和大气气溶胶化学成分研究[J]. 冰川冻土, 2002, 24(2): 186-191.
- 199.沈照理, 朱宛华, 钟佐桑. 水文地球化学基础[M]. 北京: 地质出版社. 1993 年 5 月第 1 版.

- 200.申献辰, 刘玲花, 赵炳成, 等. 天然水化学[M]. 北京: 中国环境科学出版社. 1994年2月第1版.
- 201.施雅风. 乌鲁木齐河山区水资源形成与估算[M]. 北京: 科学出版社, 1992.
- 202.施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估[J]. 科学通报, 2000, 45 (4): 434-438.
- 203.施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 220-226.
- 204.盛文坤, 朱守森. 天山乌鲁木齐河中上游的水化学特征[J]. 环境科学, 1987, 8 (4): 12-18.
- 205.宋献方, 刘相超, 夏军, 等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37(1): 102-110.
- 206.宋保平, 张先林, 方正, 等. 长江河口地区第四系地下水化学演化机制[J]. 地理学报, 2000, 55(2): 209-218.
- 207.田立德, 姚檀栋, Stievenard M, 等. 中国西部降水中 δD 的初步研究[J]. 冰川冻土, 1998, 20 (2): 175-179.
- 208.田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的关系及水汽循环[J]. 中国科学(D 辑), 2001a, 31(3): 214-220.
- 209.田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原中部降水稳定同位素变化与季风活动[J]. 地球化学, 2001b, 30(3): 217-222.
- 210.田立德, 姚檀栋, 沈永平, 等. 青藏高原那曲河流域降水及河流水体中氧稳定同位素研究[J]. 水科学进展, 2002, 13(2): 206-210.
- 211.田立德, 姚檀栋, White J W, 等. 喜马拉雅山中段过量氙与西风带水汽输送有关[J]. 科学通报, 2005, 50(7): 669-672.
- 212.天山冰川观测试验站. 天山冰川站年报, 1-19 卷[R]. 兰州: 中国科学院兰州冰川冻土研究所, 1980-2008.
- 213.王双合, 胡兴林, 赵治文, 等. 甘肃省河流天然水化学特征的分布规律及控制因素分析[J]. 冰川冻土, 2010, 32(2): 373-380.
- 214.王宁练, 张世彪, 蒲建辰, 等. 黑河上游河水中 $\delta^{18}O$ 的季节变化特征及其影响因素研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30: 914-920.

- 215.王建, 许君利, 张世强, 等. 天山南坡科其喀尔冰川流域水化学侵蚀及大气 CO₂ 沉降量分析[J]. 环境科学, 2010, 31(4): 903-910.
- 216.王靖泰, 张振栓. 天山乌鲁木齐河源的冰川沉积[J]. 冰川冻土, 1981, 3(增刊): 49-56.
- 217.王德辉, 张怀远. 天山乌鲁木齐河谷气候特征. 冰川冻土, 1985, 7(3): 239-248.
- 218.王璞玉, 李忠勤, 李慧林. 气候变暖背景下典型冰川储量变化及其特征—以天山乌鲁木齐河源 1 号冰川为例[J]. 自然资源学报, 2011, 26(7): 1189-1198.
- 219.王亚平, 王岚, 许春雪, 等. 长江水系水文地球化学特征及主要离子的化学成因[J]. 地质通报, 2010, 29(2-3): 446-456.
- 220.吴锦奎, 杨淇越, 叶柏生, 等. 同位素技术在流域水文研究中的重要进展[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6): 1024-1032.
- 221.武小波, 李全莲, 贺建桥, 等. 黑河上游夏半年河水化学组成及年内过程[J]. 中国沙漠, 2008, 28(6): 1190-1196.
- 222.武小波, 王宁练, 李全莲. 七一冰川消融末期融水化学日变化特征[J]. 冰川冻土, 2009, 31(6): 1080-1085.
- 223.吴素芬, 刘志辉, 韩萍, 等. 气候变化对乌鲁木齐河流域水资源的影响[J]. 冰川冻土, 2006, 28(5): 703-706.
- 224.效存德, 姚檀栋, 秦大河, 等. 青藏高原雪冰电导率与降水碱度以及大气粉尘载荷变化的关系[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(5): 362-371.
- 225.杨大庆, 康尔泗. 天山乌鲁木齐河源高山区的降水特征[J]. 冰川冻土, 1992, 14(3): 258-266.
- 226.杨新元, 韩添丁. 乌鲁木齐河源气候特征及冰川融水径流[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2): 147-155.
- 227.杨针娘. 中国冰川水资源[M]. 甘肃: 甘肃科学技术出版社, 1991: 72.
- 228.杨针娘, 胡鸣高, 王强, 等. 天山乌鲁木齐河源空冰斗多年冻土区山坡水文过程[R]. 天山冰川观测站试验年报, 1996, 13: 13-22.
- 229.杨针娘, 刘新仁, 曾群柱, 等. 中国寒区水文[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- 230.姚檀栋, 施雅风. 乌鲁木齐河气候、冰川、径流变化及未来趋势[J]. 中国科学, 1988, 18 (6): 657-666.

- 231.姚檀栋, 盛文坤, 杨志红. 青藏高原的冰雪化学研究[A]. 青藏高原冰川气候与环境[C]. 北京: 科学出版社, 1993, 8-15.
- 232.姚檀栋, 孙维贞, 蒲健辰, 等. 内陆河流域系统降水中的稳定同位素—乌鲁木齐河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系研究[J]. 冰川冻土, 2000, 22(1): 15-22.
- 233.杨秋. 黑河流域水循环的同位素和水化学研究[D]. 博士学位论文, 中国科学院研究生院, 2010.
- 234.叶宏萌, 袁旭音, 葛敏霞, 等. 太湖北部流域水化学特征及其控制因素[J]. 生态环境学报, 2010, 19(1): 23-27.
- 235.殷秀兰, 李文鹏, 王俊桃, 等. 新疆柴窝堡盆地地下水化学及稳定同位素研究[J]. 地质学报, 2010, 84(3): 439-448.
- 236.尹观, 范晓, 郭建强, 等. 四川九寨沟水循环系统的同位素示踪[J]. 地理学报, 2000, 55(4): 487-494.
- 237.张立成, 赵桂久, 董文江, 等. 湘江水系河水的地球化学特征[J]. 地理学报, 1987, 42(3): 243-251.
- 238.张寅生, 康尔泗, 杨大庆. 乌鲁木齐河流域高寒区蒸发量观测实验研究[A]. 乌鲁木齐河山区水资源形成和估算[C]. 北京: 科学出版社, 1992, 79-89.
- 239.张寅生, 康尔泗, 刘潮海. 天山乌鲁木齐河流域山区气候特征分析[J]. 冰川冻土, 1994, 16(4): 333-341.
- 240.张应华, 仵彦卿, 丁建强, 等. 运用氧稳定同位素研究黑河中游盆地地下水与河水转化[J]. 冰川冻土, 2005, 27(1): 106-110.
- 241.张应华, 仵彦卿, 温小虎, 等. 环境同位素在水循环研究中的应用[J]. 水科学进展, 2006, 17(5): 738-747.
- 242.章新平, 姚檀栋. 大气降水中氧同位素分馏过程的数学模拟[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2): 156-165.
- 243.章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征[J]. 中国科学(B 辑), 1995, 25(5): 540-547.
- 244.章新平, 姚檀栋. 青藏高原东北地区现代降水中 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系研究[J]. 冰川冻土, 1996, 18(4): 360-365.
- 245.章新平, 姚檀栋. 我国降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布特点[J]. 地理学报, 1998, 53(4): 356-364.

- 246.章新平, 中尾正义, 姚檀栋, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的时空变化[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(5): 353-361.
- 247.章新平, 姚檀栋, 焦克勤, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川夏季积雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化[J]. 冰川冻土, 2002, 21(1): 57-62.
- 248.章新平, 姚檀栋, 田立德, 等. 乌鲁木齐河流域不同水体中的氧稳定同位素 [J]. 水科学进展, 2003, 14(1): 50-56.
- 249.周尚哲, 焦克勤, 赵井东, 等. 乌鲁木齐河河谷地貌与天山第四纪抬升研究 [J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(2): 157-163.

附 录

参加野外考察与学术交流情况

1. 2009 年 7-9 月, 参加新疆天山博格达峰、托木尔峰与天山冰川观测试验站进行野外考察;
2. 2009 年至今, 每年 3-5 个月在天山冰川观测试验站对乌鲁木齐河流域山区, 特别是乌鲁木齐河源冰川作用区进行连续的科研观测;
3. 2010 年 6 月, 参加新疆乌鲁木齐召开的“第三届干旱区生态水文过程与环境协调发展国际学术研讨会”;
4. 2009-2011 年 11-12 月, 参加中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室学术年会。

主要参与的科研项目:

1. 国家自然科学基金项目“天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化预测和加速消融机理的研究及应用”(批准号: 40631001);
2. 国家重点基础研究发展计划资助项目“我国冰冻圈动态过程及其对气候、水文和生态的影响机理与适应对策”(批准号: 2007CB411500);
3. 国家重点基础研究发展计划(973 项目)第三课题“气候变化对西北干旱区水资源的影响及未来趋势分析”(批准号: 2007CB411500);
4. 中科院方向性项目“新疆水资源的形成、转化与调控研究”(课题编号: KZCX2-YW-127);
5. 中国科学院重要方向性项目“新疆天山冰川对气候变化响应的机理与模拟预测”(项目编号: KZCX2-EW-311)。

博士期间发表(或接收)及撰写的学术论文

1. **Feng Fang**, Li Zhongqin, Zhang Mingjun, et al. Deuterium and oxygen 18 in precipitation and atmospheric moisture in the upper Urumqi River Basin, eastern Tianshan Mountains [J]. Environmental Earth Sciences (accepted).
2. **Feng Fang**, Li Zhongqin, Jin Shuang, et al. Hydrochemical characteristics and solute dynamics of meltwater runoff of Urumqi glacier No.1, eastern Tianshan, northwest China [J]. Journal of Mountain Science, 2012(4): (accepted).
3. **Feng Fang**, Li Zhongqin, Jin Shuang, et al. Stable isotope techniques in catchment hydrograph separation: a review [J]. Frontiers of Earth Science (in revised).
4. **Feng Fang**, Li Zhongqin, Jin Shuang, et al. Hydrological characterization of glacial and non-glacier river water at the headwaters of Urumqi River Basin, Northwestern China [J]. Journal of Environmental Sciences (in revised).
5. 冯芳, 李忠勤, 张明军, 等. 天山乌鲁木齐河源区径流水化学特征及影响因素分析. 资源科学, 2011, 33(12): 2238-2247.

致 谢

在论文完成之际,首先向辛勤培养和教导我的导师李忠勤研究员致以崇高的敬意和衷心的感谢!本文是在导师的悉心指导下完成的。三年来,从论文的选题、设计到具体实施及撰写和修改,无不倾注了恩师的大量心血。李老师严谨的治学态度,精益求精、兢兢业业的工作态度,求真务实、不懈追求的科学精神,以及严于律己、宽厚待人的处世哲学将使我终身受益,在耳濡目染和潜移默化中,不仅让我树立起严谨的科研态度,掌握到科学研究的基本方法和思维方式,而且还明白了许多待人接物与为人处世的道理,给我的人生留下了一笔可贵的财富。李老师高尚的师德和认真、谦虚的学术作风是我学习的榜样,并将永远鼓舞和激励着学生在科学的道路上奋发图强。欣慰之余,更多的是对恩师由衷而真诚的感激,这份感激与敬重之情将永远留存在我心中。

攻读博士期间,感谢中科院寒旱所和冰冻圈实验室的任贾文研究员、王宁练研究员、效存德研究员、叶柏生研究员、何元庆研究员、高前兆研究员、赵林研究员、陈拓研究员、杨梅学研究员和段克勤研究员等各位老师和西北师范大学的张明军教授在学习和工作中给予的指导和帮助;感谢研究生处蔡英、张明娟、刘晓东和陈辉等老师在这博士三年期间给予的无私帮助和服务。

本研究得到了天山冰川观测试验站全体观测人员和研究人员的的大力支持和帮助,感谢天山站项目组的王飞腾、王文斌、周平、金爽、李慧林、赵淑惠、尤晓妮、张晓宇、董志文、王璞玉、王林、李开明、孙美平、王晓艳、高文字、王立伟、白金中、折远洋等在平时学习和野外工作中给予大量的帮助和支持!

感谢天山冰川站实验室的朱宇漫和包秋月老师在试验分析方面给予的大力支持;感谢图书馆的甘玉梅等老师在文献资料查询是给予的帮助;刘文杰、杨秋、李宗省、朱国锋和蒲焘等同学和朋友,在此也一并表示感谢,正是他们无私的帮助和鼓励,使我非常愉快地度过了这段博士研究生学习生活!

最后,感激我挚爱的家人,他们在我学习和生活上给予的无限关怀和巨大支持始终鼓励着我,也正是他们的这种无私的爱让我的学习和生活充满了动力,对他们的爱和奉献,我将用我的一生去回报。

论文的完成在很大程度上得益于前人所做的工作,对文献中引用的作者和没

有提到的贡献者，表示鸣谢，正是你们的工作基础和积累，才使得论文得以顺利完成。由于本人水平有限，错误和遗漏之处在所难免，恳请各位专家、同行给予批评指正。

冯 芳

二零一二年五月于兰州