

文章编号:0258-7106 (2001) 02-0181-09

论中国盐湖*

郑绵平

(中国地质科学院矿产资源研究所;国土资源部盐湖资源与环境开发研究实验室;
中国地质科学院盐湖与热水资源研究发展中心,北京 100037)

提 要 中国是一个多盐湖的国家,并有悠久的盐湖开发历史。第四纪盐湖主要分布于我国西部和东北部。笔者将中国盐湖划分为 4 个盐湖区和 13 个盐湖亚区。已知的 4 种盐湖化学类型在中国均已找到。这些盐湖化学类型以柴达木—塔里木东部干旱(极干旱)地区为中心,向外围发生有规律的变化。自第四纪以来,中国盐湖带反映出有 6 次以上干旱扩张期,该发现对于阐明中国乃至东亚第四纪古气候环境演变有重要意义。

关键词 中国盐湖 水化学类型分带 干旱扩张期

中图分类号: P641.4⁺64 **文献标识码**: A

我国是个多盐湖的国家,据 2000 年最新资料统计,我国有盐湖 1 500 多个。在占全国面积将近 1/2 的区域内,均有现代盐湖或地下孔隙卤水湖断续分布。由西往东,新疆、青海、西藏、甘肃、内蒙、陕西、山西、宁夏、河北、黑龙江、吉林、辽宁等地均有盐湖产出,在渤海湾南北两端也有滨海地下孔隙卤水湖分布(郑绵平等,1994)。已作过不同程度调查的(表 1)958 个盐湖(郑绵平等,1994)的总面积约 50 000 km²,对其大约 50 个盐湖作了较为详细的勘查研究。

中国盐湖开采历史悠久,最初是采石盐以食用。山西运城解池为最早开发的盐湖之一,据制盐工艺考古和¹⁴C 年代学研究(蔡克勤等,1993;李约瑟,1976;Zheng et al., 1993),该湖古代采盐后的“硝板”(芒硝:白钠镁矾)最厚可达 5.76 m,其底部粘土层¹⁴C 年龄为(4 653 ± 87)a. B. P.。在商

代后期(公元前 1395~1122 年)的殷墟,即今河南省安阳县小屯村发现的甲骨文中“卤”字的写法为“𩇛”,李约瑟(1976)认为,那是一个蒸发咸水的盐池的鸟瞰图。甲骨文“𩇛”字实为从解池盐湖引卤至盐池晒盐工艺的形象素描。公元前 2255 年,“南风”歌谣中歌颂了刮南风时卤水蒸发强烈,利于晒盐,可以阜财。北魏的《水经注》(公元前 311 年)中,对解池面积、卤水性状、盐田结构和采盐方法作了详细描述。综上所述,中国先民用日晒盐田法采盐应有 4 000 年的历史。

盐湖是湖泊中的一种重要类型,它是含盐量较高的咸化水体。众所周知,盐湖是按照其水体含可溶盐的浓度而介定的。地质学和生物学对盐度下限有不同的标准,而且同一学科的不同分支对盐湖盐度的下限也有不同的标准。原苏联和中国的很多盐湖地质研究者(Zheng et al., 1993)以

表 1 中国盐湖类型及其分布

Table 1 Chinese saline lakes and playas in China classified according to types of mineral deposits with potential commercial significance

盐湖区	钾镁盐湖 $w(\text{KCl}) \geq 1\%$		特种盐湖 $\rho(\text{KCl}) \geq 0.5\%$ $w(\text{LiCl}) \geq 300\text{mg/L}$ $w(\text{B}_2\text{O}_3) \geq 1\,000\text{mg/L}$		普通盐湖 (盐、碱、芒硝等)		硝酸盐-石盐湖		合计	
	个数	比率(%)	个数	比率(%)	个数	比率(%)	个数	比率(%)	个数	比率(%)
(I) 青藏高原盐湖区	6	50	80	93	248	29.1			334	34.8
(II) 西北盐湖区	4	33.3	2	2.3	237	27.8	8	100	251	26.2
(III) 东北盐湖区	2	16.6	4	4.7	303	35.6			309	32.3
(IV) 东部分散盐湖区					64	7.5			64 ^①	6.7
合计	12		86		852		8		958	

① 未计地下孔隙卤水湖。

* 国家自然科学基金重点基金(49833010)和国家科技项目“青藏高原盐湖潜力评价”项目(97-924-01-03)共同资助。

作者简介 郑绵平,男,1934年生,中国工程院院士,从事矿床学、盐湖学研究工作。

收稿日期 2000-12-03; 改回日期 2001-03-27。张绮玲编辑。

$w(\text{NaCl})_{\text{eq}} = 3.5\%$ 作为盐湖含盐度的下限^①；也有一些研究者以 $w(\text{NaCl})_{\text{eq}} = 5\%$ (或 $c(\text{NaCl})_{\text{eq}} = 0.5 \text{ kg/L}$) 作为下限(张彭熹等, 1987)。生物学者则多以较低的盐度作为盐湖含盐度的下限, 且根据研究属种的不同、单个物种或种群的耐盐能力及其生物适应能力的不同, 又有不同的盐度标准, 多数生物学者以 $w(\text{NaCl})_{\text{eq}} = 0.3\%$ 作为盐湖的盐度界限(威廉姆斯, 1996)。现代盐湖学是一门综合性学科, 越来越多的学科参与到这门新领域的研究中。为了促进不同学科间的交流, 制定一个相对统一的盐湖盐度界限是必要的。根据当前国际上地质、生物等学科研究盐湖的新进展, 笔者建议, 将盐湖分为狭义盐湖和广义盐湖。将狭义盐湖的含盐度下限定为 3.5% ; 广义盐湖的下限定为 0.3% ^①。

盐湖是多因素综合作用的产物, 是一种综合性的无机盐、嗜盐生物和旅游疗养资源(郑绵平, 1989)。在盐湖中, 不仅存在石盐、碱、芒硝和钾、锂、镁、硼、溴、硝石、石膏和医用淤泥等化工、农业、轻工、冶金、建筑和医药等重要原料, 而且赋存具有工业意义的氯化钙、钨、铯、铷、铀、镭、水菱镁矿、沸石、锂蒙脱石及天然气等。特别应指出, 盐湖中还发育大量具有重要经济价值与科学意义的嗜盐藻、盐卤虫等特异生物资源, 为人类获取蛋白质、天然食用色素、能源, 净化环境, 变盐湖为“良田”, 发展“盐湖农业”提供了良好的条件。另外, 盐湖卤水的储热特点, 已开始用于“太阳能盐水池”发电。

盐湖又是大自然的信息库和天然实验室, 它处于多层圈的结合部, 目前仍在不断地进行着成盐作用, 因而成为将今论古、以古类今的敏感指示体, 成为用于恢复古气候、古环境和地质构造事件及预测未来全球变化的重要研究对象, 并越来越引起学术界的重视。

1 中国盐湖时空展布及其特点

盐湖在地球表层分布较广, 它是特定自然地理、地质环境下的产物, 其基本形成条件是适宜的气候、地形和水盐补给。现代和第四纪早、中期盐湖主要分布于第四纪不同阶段的干旱和半干旱气候带。控制干燥度和湿度的主要因素是洋流、纬度、地形、高度、风向和与海洋的距离等。全球盐湖可分为两带两区(郑绵平, 1989): 北半球盐湖带、南半球盐湖带, 赤道非洲盐湖区和南极盐湖区。中国盐湖位于北半球盐湖带欧亚盐湖域的东端。

中国盐湖带大致沿北纬 $28^\circ \sim 52^\circ$ 之间的区域延伸, 由南至北, 大致以近东西走向的喜马拉雅山脉、昆仑山—阿尔金山—祁连山—六盘山、北东向的贺兰山和太行山—大兴安岭为界, 可将我国盐湖带划分为四个盐湖区: 青藏高原盐湖区(I)、西北部盐湖区(II)、东北部盐湖区(或称中北部盐湖区)(III)和东部分散盐湖区(IV)(Zheng et al., 1993), 盐湖区内再分亚区和小区(图1)。

1.1 青藏高原盐湖区(I)

青藏高原平均海拔 4000 m 以上, 它以巨大的高差屹立于亚洲南部, 构成中国地貌上最高的“一级台阶”, 其南以喜马拉雅山脉为界, 北以昆仑山—祁连山与第II区相邻, 东部大致以羊八井—青海湖为界。星罗棋布的湖泊使本区自然景观独具特色。据初步统计, 该区湖泊总面积在 50900 km^2 以上(包括干盐湖), 其中各类盐湖约 334 个, 总面积约 22000 km^2 , 占湖泊总面积的近 $1/2$ (郑绵平等, 1989)。

本区盐湖水化学类型齐全, 成分复杂, 除赋存有巨量石盐、芒硝、镁盐和天然碱等的“普通盐湖”外, 还以“钾镁盐湖”(如察尔汗盐湖)和富硼、锂(铯)等“特种盐湖”(如扎布耶盐湖)而闻名。全区产大、中型钾镁盐湖 6 个, 特种盐湖 80 个(表1), 如按总面积计, 前者大于后者。

青藏高原盐湖的形成和化学组成的特殊性受其独特的地理、地球化学因素影响。首先, 高原冷干(暖干)与冷湿(暖湿)交替的气候条件, 使盐分得以在汇水区汇聚和浓缩。本区第四纪以来干旱气候的演化有自北往南逐渐扩展的明显特征; 而现代高原气候则有由南往北, 由高原亚寒带、高寒带亚干旱向干旱区—高原温带、极度干旱区变化的特点(林振耀等, 1981)。其次是构造地貌条件, 青藏高原是一个巨大的菱形断块(郑绵平等, 1989), 高原内部由一系列断块山地和断陷谷地、盆地构成。按照湖盆地貌及其演化特点, 将青藏盐湖盆地分为两大类:

(1) 发育在北部被大断裂控制的大型山间盆地(包括柴达木和库库里盆地), 其特点是喜马拉雅期活动强烈, 第四纪湖相沉积厚度逾 2000 m , 为青藏高原抬升的相对大型强烈沉降区。盆地海拔在 2650 m (察尔汗)~ 3876 m (阿牙克库木库里湖)之间。

(2) 高原面上分布着由断裂控制的规模不一的湖盆, 或由冰川和河流淤塞形成的小型湖泊。绝大多数大中型湖盆为断陷或断拗盆地(郑绵平等, 1989)。盐湖湖面海拔较高, 为 4300 m (错戛龙湖)~ 5057 m (宁湖)。高原上第四纪中期的湖泊沉积出露不多, 但晚更新世晚期沉积广布, 保存完好。研究表明, 约在 $40000 \text{ a} \sim 28000 \text{ a B.P.}$ 时, 青藏高原“泛湖”分布广泛, 并多为淡水沉积(郑绵平等, 1996)。至晚更新世末期, 特别是末次盛冰期 $20000 \text{ a} \sim 18000 \text{ a B.P.}$ 后, 青藏高原气候趋于干寒, 大部分湖盆变为内流, 湖泊成盐作用盛行。

另外, 盐湖化学组分同周围的地球化学背景密切相关。第四纪以来, 本区已属于典型的内陆环境, 因此盐湖物质来源与海水补给无关。钙、钠、镁、氯、硫酸根等组分主要与周围的岩石风化淋滤有关, 但是硼、锂(钾)、铯、铷以及钍、钷、铷等稀有元素在高原一些断陷盆地和微裂谷的盐湖中高度富集, 而有别于一般盐湖。据多年研究(Zheng et al., 1993; 郑绵平等, 1983, 1989, 1996; 林振耀等, 1981), 此类盐湖中某些特殊组分的来源与浅部岩浆地热活动有关。高原由南至北, 发育

^① 文献(Zheng Mianping et al., 1993)中关于盐湖下限的标准, 因编辑有误, 应以本文为准。

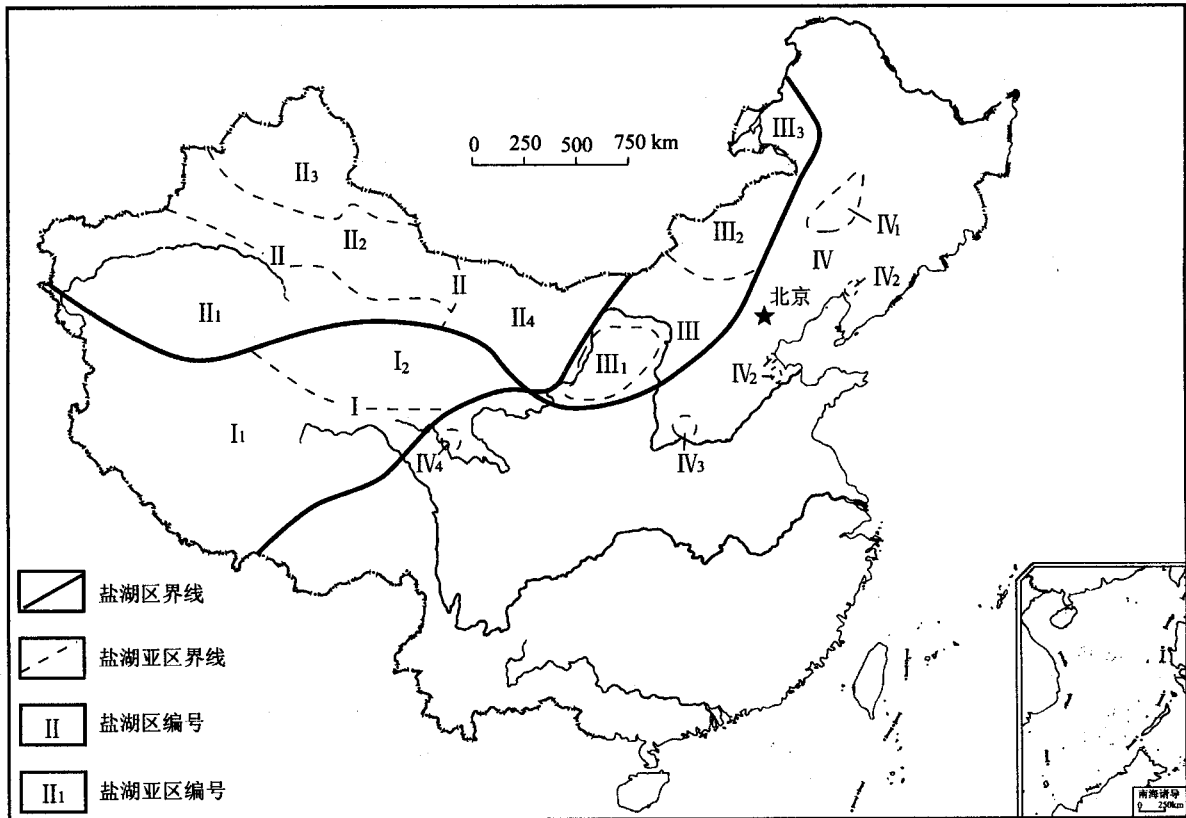


图 1 中国第四纪盐湖分区略图

I—青藏高原盐湖区; I₁—西藏盐湖亚区; I₂—昆祁盐湖亚区; II—西北盐湖区; II₁—塔里木盐湖亚区; II₂—天山盐湖亚区; II₃—准噶尔盐湖亚区; II₄—阿拉善盐湖亚区; III—东北盐湖区; III₁—内蒙古东部盐湖亚区; III₂—鄂尔多斯盐湖亚区; III₃—呼伦贝尔盐湖亚区; IV—东部分散盐湖区; IV₁—通辽嫩江盐湖亚区; IV₂—滨海地下水湖亚区; IV₃—运城盐湖亚区; IV₄—黄河源局部盐湖亚区

Fig. 1 Sketch map showing Quaternary saline lake regions in China

有 5 条地热带。迄今为止,这些地热带中仍有大量硼、锂、钾、铯、锶、钨、钼、钒、铀等组分由深部携出,有的直接流入盐湖中。如高原北部的大柴旦湖北温泉 [¹⁴C 年龄为 (24 720 ± 1 750) a. B. P.], 至今仍每年补给大柴旦湖 77.4 t 的 B₂O₃, 9.8 t 的 LiCl。该温泉早期古钙华沉积规模较现代为大,若仅以其目前流量和硼、锂含量计算,自 24 420 a. B. P. 迄今,该温泉输入大柴旦湖的 B₂O₃ 在 1.89 Mt 以上, LiCl 大于 2.4 × 10⁵ t。在高原南部,地热水补给盐湖特殊组分的数量及在天然水中所占比例更大。以藏北班戈湖南部布绝温泉为例,与现今布绝温泉形成的新钙华相比,古钙华的规模是现代钙华的数十倍。该温泉钙华分为三期,最早一期钙华 ¹⁴C 年龄为 (19 432 ± 1 782) a, 按目前该温泉 Li、B₂O₃、K 含量和流量推算,自 19 400 a. B. P. 以来,补给班戈湖 B₂O₃ 为 1.67 Mt, 锂为 5.43 Mt, 钾为 1.84 Mt。与班戈湖其他天然水(河水、地下水等)补给源比较,该温泉群 Li、B、K 补给量均占班戈湖输入量的 50% 以上。

然而,地热水仅是盐湖特殊组分锂硼等的载体。研究表明(郑绵平等 1983, 1989), 虽然西藏地热水的 δD 和 δ¹⁸O 同世界上绝大部分地热水一样,以天水补给为主,但是,其 w(B)/

w(Cl)、w(Na)/w(Cl)、w(As)、w(B)、w(Li)、w(Cs) 和硫同位素组成与热卤水、海水、油田水及一般淋滤水不同。地热水研究认为地热水属于岩浆成因(佟伟等, 1981; 黄尚瑶, 1986), 而惰性气体研究也得出了相同的认识。不同的地球物理方法研究都得出青藏高原地壳 20~40 km 处存在再熔岩浆囊, 并与地热田有密切的成因联系(孙克忠等, 1985; 李鸿青, 1987)。因此,虽然青藏高原盐类物质的来源多,但就含有大量富 B、Li、Cs 等组分的特种盐湖而言,却主要来自地壳深部的重熔岩浆,通过地热水和富硼岩石(主要是新生代火成岩、沉积岩等)的溶滤水携出,并在收缩的多级盐湖次盆地富集成矿。

1.2 西北盐湖区(II)

该区位于青藏高原盐湖区北东的“第二台阶”。盐湖盆地海拔 2 000~500 m, 个别盐湖盆地(吐鲁番艾丁湖)海拔降到 -154 m。该区在地貌上呈巨大的盆地、高山与浩瀚沙漠平原相间分布,包括塔里木盆地(海拔 800~1 000 m)、天山盆地(海拔 200~500 m)、准噶尔盆地(海拔 200~1 500 m)以及阿拉善高原沙漠带(海拔 1 000~2 000 m)。盐湖区北部和西部与吉尔吉斯斯坦、哈萨克斯坦、俄罗斯和蒙古相邻,东以贺兰山

为界。全区已知盐湖 251 个,其中钾镁盐湖 4 个,特种盐湖 2 个,硝酸盐盐湖 8 个(见表 1)。面积最大者为罗布泊,如按盐壳区计,其面积达 20 000 km²。该盐湖区属中温带—暖温带干旱、亚干旱和极干旱区(国家地图学编辑者学会,1999),部分盐湖已成沙下湖,调查工作程度较低。

区内盐湖以产石盐、芒硝和天然碱的“普通盐湖”为主,阿拉善西部—罗布泊及玛纳斯湖卤水含钾镁较高,尤其在罗布泊已形成规模较大的硫酸盐型钾镁盐湖,在罗布泊北缘及天山盆地的吐鲁番—哈密盆地等处。近期还发现了分布范围较广的硝酸盐盐湖和裂隙充填型硝石矿。

罗布泊成盐作用历史悠久,其盐类沉积空间演化分为三个阶段^①(郑绵平等,1991)。第一阶段,自早更新世中期(约 1.2 Ma)至全新世中期(4 000~3 000 a),盐沉积中心位于罗布泊东北—罗北凹地一带。约在 1.2 Ma,沉积石膏薄层;至 0.85 Ma 沉积 6.8 m 厚稳定钙芒硝层(S₁);0.65 Ma 至 0.1 Ma 前出现 4 层钙芒硝层(S₂~S₅);约距今 80 ka 沉积第 6 层钙芒硝(S₆);早全新世后进入石盐鼎盛沉积期。第二阶段,约 3 000 a B. P. 后,罗北凹地才进入干盐湖阶段,罗布泊成盐中心迁至西面。据统计,自 2 000 a B. P. 至 1972 年,该湖面积在 2 000~5 000 m² 范围内波动(表 2)^②。1972 年,由于孔雀河上游筑建水库,多年截水,使罗布泊全部干涸,遂使盐壳构成的“耳轮”最终形成。第三阶段,是罗布泊西端与孔雀河相接的“新湖”干涸,形成浅平干土湖,并由其截断“耳轮”盐壳,推想它是在 70 年代后洪水年份泛水干涸造成的。

本区的硝酸盐盐湖主要分布于多级盐湖盆地的高、中阶湖和湖湾或低阶盐湖的边缘,常与其边缘冲洪积和残坡积充填型硝石矿相接。世界上硝酸盐盐湖均产于极端干旱和炎热地区,如新疆硝石矿床(郑绵平,1989),区内年降水量一般在 70 mm 以下,年平均气温≥10℃。关于氮的物质来源还没有定论,潘克耀等认为有如下几种来源^③: ① 来自石炭(二叠纪)的火山岩,其残坡积物 $w_{\text{NO}_3^-} = 0.1\% \sim 0.2\%$ 。② 部分源自侏罗纪煤系,其残坡积物 $w_{\text{NO}_3^-} = 30.1\%$ 。如库车的魁克苏“火烧岩”局部 $w_{\text{NO}_3^-} = 10\%$ 。③ 雷电离解空气产生氮,这也是对智利硝石成因的一种最早认识。潘克耀等人称,在新疆产硝石的物源山区,“每年都有 2~5 次雷暴天气,雷电现象更为频繁”。

本区在地质构造上分属于相对稳定的断块区(塔里木、阿拉善断块)和古生代褶皱带(天山地区、祁连山等)。塔里木盆地第四纪古气候大体上与柴达木盆地类似,但其第四纪湖相沉积较后者为薄(孔内 500~1 000 m),说明本区湖盆活动性较 I₂ 区弱。第四纪以来,本区处于内陆闭流区,已发现某些更新统盆地为大断裂所控制,其中发育大小不同的断陷或凹陷盆地,同时还发现下、中更新统盐层(河西走廊湾窝),说明第四纪早中期本区气候曾经历干旱期。因此,河西走廊西部—罗布泊一带还有找到第四纪钾盐湖的可能。

1.3 东北盐湖区(Ⅲ)

I、II 区之东北,北邻蒙古,东以太行山—大兴安岭为界的东北盐湖区(见图 1),包括鄂尔多斯高原(海拔 1000~

表 2 罗布泊盐湖距今 2000 年来水域变化表

Table 2 Variation of water areas in Lop Nur salt lakes since 2000 a B. P.

朝代及年份	水域范围	资料来源
西汉,公元前 206	广袤 300 里*	汉书 西域
东汉,25~220	同上	后汉书
魏,220~265	广轮 400 余里	《水经注》
唐,618~907	周广 400 里	沙州图经残卷
清朝(乾隆),1736~1795	东西 200 里,南北 100 余里	河源纪略
清初	周围 500 里	西域图志
清末(光绪),1874~1911	东西长八九十里,南北宽二三里或一二里	刘清和等探查图说
1914	2250 km ²	斯坦因
1931	2570 km ²	陈宗器
1942	2520 km ²	《新疆地貌》
1942	3000 km ²	《申报地图》
1959	5350 km ²	张丙乾等
1966	南北长 100 km 东西宽 3~16 km	《治沙研究》
1972	消失	美国卫星像片
1975	消失	保仰睦美
1980	消失	新疆分院考察组
1990	消失	郑绵平等考察

* 1 里=0.5 km, 资料主要引自曾明旋(1983)《历史地貌学浅说》,略有增补。

- ① 新疆地勘局第三大队杨谦,樊卫东,王新民,等. 1998. 新疆若羌县罗布泊地区钾盐资源调查地质报告(内部资料).
 ② 潘克耀,赵兴森,张义民,等. 1998. 新疆硝酸盐岩矿产资源能源及开发利用报告.

1 500 m)、内蒙高原(海拔 1 000~2 000 m)和呼伦贝尔盆地(海拔 200~500 m)。在大陆干旱带曾数次由塔里木—柴达木西部干旱成盐中心扩展到东部盐湖区。按气候区划(国家地图学编辑者学会,1999),本区属于中温带亚干旱至干旱区。

据初步统计,全区已知盐湖 309 个(见表 1),现代盐湖规模较 I、II 区为小,盐湖类型较为简单,以天然碱、芒硝和石盐等“普通盐湖”为主,其中天然碱湖的规模较大(察千里门诺尔)。有些盐湖卤水含 Br 相对较高,如二连诺尔卤水 $c(\text{Br}) = 300 \text{ mg/L}$ 。此外,特种盐湖 4 个,钾镁盐湖 2 个,但它们规模很小。

该区地质构造较为稳定,在鄂尔多斯地台区,第四纪沉积幅度较小,多发育风蚀或淤积成因盐湖,其盐湖面积小,盐沉积厚度很薄,仅数十厘米至一米余;而在地台区边缘的新生代断陷盆地中,第四纪沉积厚度可达 500~1 000 m,并见较厚的硫酸钠沉积。如鄂尔多斯地台北部河套的达拉特地区,在 3.4~2.25 Ma 湖相沉积中,发现厚芒硝层(厚 30~40 m)。

1.4 东部分散盐湖区(IV)

在中国东部温带,半干旱-半潮湿区至西南的高原亚寒带的鄂陵湖区局部存在滨海和山间闭流盆地或牛轭湖,零星分布有小范围地表盐湖水湖或地下孔隙卤水湖^①。全区有盐湖 64 个,全部为普通盐湖,主要分布于 4 个地区(见表 1):

① 通辽—嫩江盐湖小区,盐湖产于嫩江流域局部淤塞的洼地中,主要为矿化度较低的小型现代盐湖水湖(图 1, IV-1)。本区位于大兴安岭以东,属中温带亚干旱区(国家地图学编辑者学会,1999),平均年降水量 405~442 mm,年蒸发量 1 800 mm,年干燥度系数大于 4。该区处于西辽河与嫩江两大水系之间的局部内流水系区,而在低洼区形成大量小型湖泊,计有盐碱小湖(碱泡子)52 个。丰水期形成浅水盐碱湖,枯水期析出薄层片碱,较大的盐碱湖为大麻苏湖。② 滨海地下卤水亚区,沿渤海湾北岸下辽河流域及南岸山东省滨莱州湾海岸带分布(图 1, IV-2),系赋于滨海相碎屑层中的地下卤水湖,埋深 0~100 m,其组分与海水相近,其矿化度 50~218 g/L,在海岸淤泥质粉砂滩环境中形成,形成时代为晚更新世至全新世。③ 运城盐湖亚区(图 1, IV-3),是东部盐湖带最南端盐湖区,属暖温带亚湿润区(国家地图学编辑者学会,1999),年干燥度系数略大于 1。由于位于黄河东部中条山前局部闭流盆地,又有早期盐类沉积补给,而形成全新世盐湖。在构造上属于 NNE 向汾渭裂谷带西南的涑水小盆地。该裂谷带是晚第三纪以来,印度板块向青藏高原俯冲,与欧亚板块南北相互挤压,引起青藏高原东西向引张而形成的(Tapponniter, 1982)。由于地势较低,导致古海水间歇性入侵,可能是更新世盐层富含镁盐的重要原因。该盐湖下部有十余米更新世的钙芒硝和白钠镁钒芒硝层(蔡克勤等,1993)。芒硝层的下部

多层含有孔虫化石^②。④ 黄河源局部盐湖亚区(图 1, IV-4),地处黄河水系上游的过水湖——扎陵湖-鄂陵湖区,属高原亚寒带亚干旱草原区。由于干燥系数较大,在两湖周围局部河成积水洼地,逐渐形成小型咸水湖和盐湖,如哈姜盐湖。

2 盐湖卤水的水化学类型

关于盐湖卤水的水化学类型划分,目前在国际上仍不统一。中国和前苏联多数盐湖研究者多应用库尔纳可夫-瓦良什科分类法(Valyashk, 1955)。笔者等人又将碳酸盐型再细分为强度、中度、弱度三种亚型(郑绵平等,1983,1989)。用 KC 值 [$\text{KC} = \frac{w(\text{Na}_2\text{CO}_3) + w(\text{NaHCO}_3)}{w(\text{总盐})} \times 100\%$] 作为划分依据, $\text{KC} > 29$ 为强度; $\text{KC} = 8 \sim 29$ 为中度; $\text{KC} = 0.1 \sim 8$ 为弱度。据古今盐湖的物理化学研究^③,还提出特征系数 $R = \frac{\gamma(\text{SO}_4^{2-})}{\gamma(\text{Mg}^{2+})}$,把硫酸盐和氯化物型卤水分成硫酸钠 ($R > 1.5$)、钠-镁硫酸盐 ($R = 1.5 \sim 0.5$)、氯化物过渡亚型 ($R = 0.075 \sim 0.01$) 以及氯化物型 ($R = 0.01 \sim 0$)。此外,根据智利和中国等国发现的硝酸盐盐湖,又增加了硝酸盐型盐湖(郑喜玉,1995)。

限于篇幅,本文仅据已取得的 350 个盐湖卤水化学数据,扼要讨论中国盐湖的水化学类型的空间分布特征(图 2)(Zheng et al., 1993)。

(1) 中国盐湖类型齐全,包括氯化物型、硫酸镁亚型、硫酸钠亚型、碳酸盐型和硝酸盐型。

(2) 从柴达木—塔里木的干旱中心往外,依次有氯化物-硫酸盐带或含硝酸盐型硫酸镁亚型带→含氯化物硫酸镁亚型带或硫酸钠亚型带→碳酸盐型和硫酸钠亚型带或高盐度碳酸盐带、低矿化度碳酸盐带。此分布规律恰与中国盐湖带中不同亚区成盐地质历史和古今气候差异性相一致。新生代以来有很长的成盐历史,现代仍为中国大陆干旱中心的柴达木—塔里木东部,其现代盐湖水型“变质程度”最高,形成柴达木氯化物-硫酸镁亚型(IV₃)和塔里木含硝酸盐型硫酸镁亚型(IV)(应指出,塔里木北缘—天山盆地形成硝酸盐盐湖还与该区全新世炎热、极干旱气候有密切关系)。由中心往外,成盐历史缩短,现代干燥度依次变小(III、II 带或 II、V 带)。在西藏高原递变为碳酸盐型带(I₁和 I₂),而西藏南部地热水富 CO₂。东部由 II₂ 至 I₂ 或 V₁、V₂,以及东部分散盐湖区,也是低矿化度碳酸盐型(I₁)。

(3) 局部出现例外,恰好反映了地理地质复杂性的影响。如在东部外围的渤海湾孔隙卤水湖为硫酸钠亚型,其成因同海水补给密切相关;而在青藏高原的 III 带西北部出现碳酸盐

① 指洼地碎屑层孔隙中赋存的卤水层。

② 李彩光,王强,刘椿,等. 1991. 山西省运城盐湖芒硝矿床地质(晚新生代地层研究)(内部报告)。

③ 韩蔚田. 1979. 形成钾盐沉积卤水类型及其特征. 地质科技资料(3): 88—98(内部发行)。

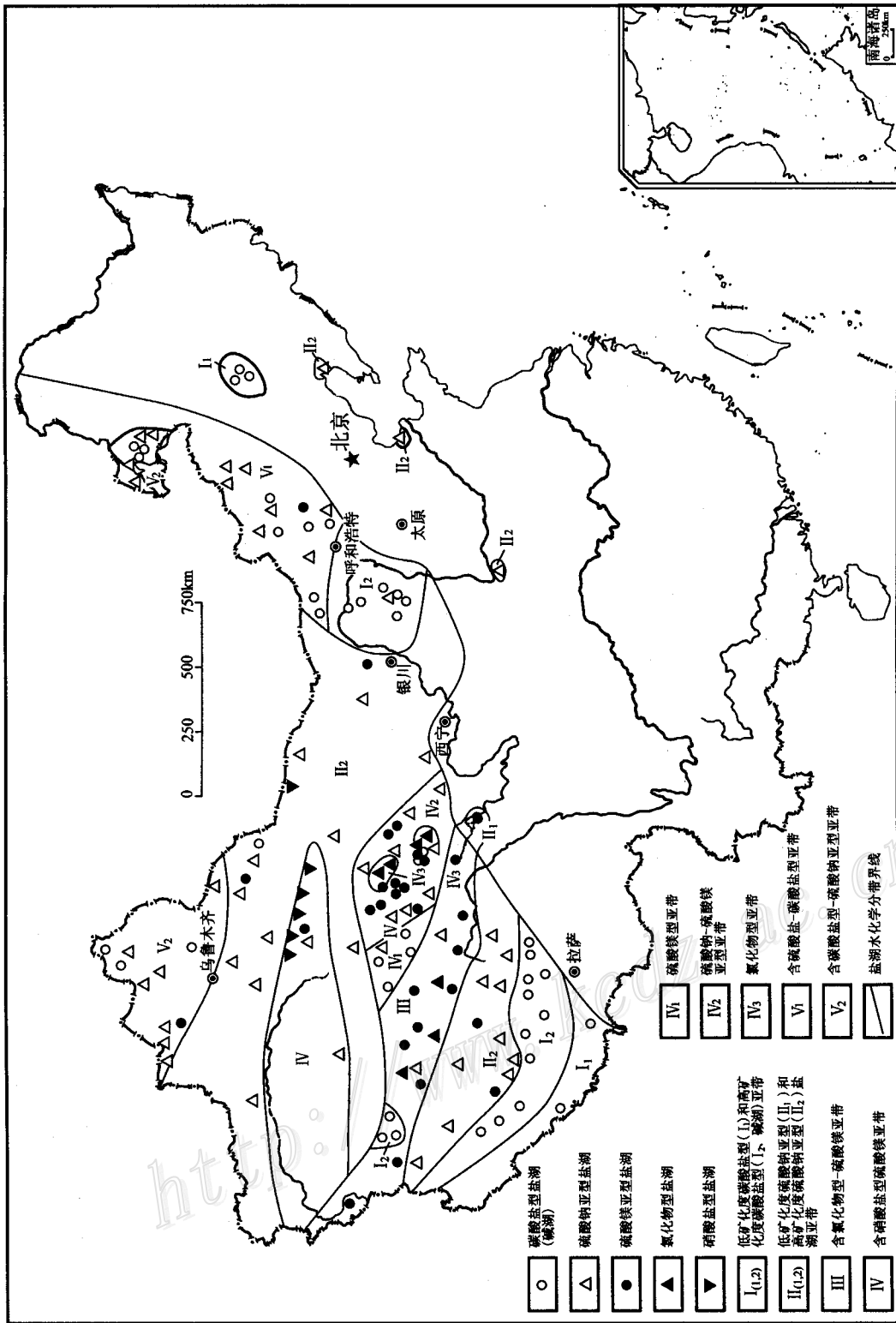


图 2 中国现代盐湖化学类型分布
Fig. 2 Distribution of salt lakes in China according to types of chemical composition

型区(I_2),与该区近代火山和热水发育有关;在阿拉善断块(河套)近代浅成小盐湖以碳酸盐型为主,以地处草原可以得到合理解释,该区盐湖近代多为风蚀和淤塞成因,盐湖卤水是在草原和补给水以 $\text{HCO}_3\text{-Na}$ 或 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ 型水占绝对优势情况下形成。至于运城亚区硫酸钠亚型的形成则与其更新世硫酸盐沉积背景有关。

3 第四纪成盐期和干旱扩张期

迄今为止,已对我国36个盐湖进行了 ^{14}C 年代学研究,14个盐湖进行过古地磁测年研究,对个别盐湖(察尔汗、大浪滩、昆特依等)还作了热释光和铀系测年分析,同时还不同程度地进行了微体古生物(孢粉、介形虫、轮藻)沉积学和地层地球化学研究。

柴达木—塔里木东部是我国第四纪干旱中心,是新第三纪上新世4~5 Ma B.P.以来西部干旱史的继续和发展。大量资料显示,位于第四纪干旱中心——柴达木西部大浪滩盐湖,早更新世早期2.48 Ma,自 $Q_1 \rightarrow Q_2 \rightarrow Q_3 \rightarrow Q_4$,每个时期均有可溶盐沉积。总的趋势是,盐层平均厚度、盐岩比值和易溶盐量逐渐增大(郑绵平等,1989)。罗布泊地区也在早更新世中晚期有大量钙芒硝沉积。从干旱中心往外,第四纪成盐期趋于缩短和变新。从第四纪开始,由干旱中心往外有6次以上的干旱(成盐)扩张期(图3)(郑绵平等,1998)。

第1次干旱(成盐)扩张期(2.36~2.00 Ma B.P.) 从2.48 Ma B.P.大浪滩石盐沉积和荒漠草原出现起(沈振枢等,1993),约至2.36 Ma B.P.,向东扩展至内蒙古达拉特旗,有稳定芒硝层沉积(2.36~2.18 Ma B.P.,芒硝厚13.7 m)(闵隆瑞等,1995)。山西临汾见有2.37~2.35 Ma B.P.和2.10~2.00 Ma B.P.石膏薄层(王乃樑等,1996),泥河湾的薄层石膏约2.0 Ma B.P.,也可能与此期相当(袁宝印等,1996)。

第2次干旱(成盐)扩张期(1.62~1.00 Ma B.P.) 在大浪滩于1.84~1.79 Ma B.P.有芒硝沉积,厚层石盐层出现在1.70~1.60 Ma B.P.。由此向西北至罗布泊,新近发现至1.20 Ma B.P.仍有石膏夹层(钻孔未穿含膏盐层),向东至达拉特旗(1.67~1.07 Ma B.P.),砂质粘土中含较多芒硝晶粒(闵隆瑞等,1995)。临汾(1.67~1.07 Ma B.P.)也有石膏晶粒产出,而泥河湾也见及约1.3 Ma B.P.和1.0 Ma B.P.膏晶和钙板(王乃樑,1996;袁宝印等,1996;周廷儒等,1991;王齐等,1998)。

第3次干旱(成盐)扩张期(0.90~0.60 Ma B.P.) 在大

浪滩和察尔汗斯拉图,0.75~0.72 Ma B.P.均有稳定芒硝沉积,往东至达拉特,见有大量芒硝晶粒断续出现在0.73~0.61 Ma B.P.时。在临汾,发现0.87~0.86 Ma B.P.的石膏晶粒(王乃樑等,1996)。

第4次干旱(成盐)扩张期(34 000或31 000~21 000 a B.P.) 在大浪滩,(35 100±194) a B.P.有含钾卤水的厚度石盐层,向东至察尔汗,于(31 431±1 782) a B.P.该湖出现第1层石盐层,由此往西南至藏北扎布耶湖,在34 000 a B.P.和32 000 a B.P.,发现两个钠硼解石结核层(齐文等,1995),从大浪滩往西北至天山凹陷乌尊布拉克,笔者发现(22 120±430) a B.P.盐层底部5 m泥层之下,还有一层厚达10 m的石盐层,也可能是此期产物(Zheng et al., 1993)。在艾丁湖(24 900±1 240) a B.P.始有一层无水芒硝层沉积;巴里坤湖(21 200±860) a B.P.之下也有一层含无水芒硝沉积。由此证明这期扩张是以暖干事件为特征。此外,由柴达木向东至大同盆地发现水菱镁矿层(27 700 a B.P.)(王乃樑等,1996)。

第5次干旱(成盐)扩张期(18 000 a B.P.断续至5 000 a B.P.) 这次扩张期范围较广,在干旱中心柴达木察尔汗,21 300~7 800 a B.P.有厚层石盐沉积。据石盐包体流质研究,在21 000~15 000 a B.P.期间,平均温度比现代约低6~7℃(张保珍等,1995)。并波及西北艾丁湖、乌尊布拉克,南部直至班戈错(含芒硝淤泥层下部为(16 800±210) a B.P.)(郑绵平等,1989)。最近作者又在扎仓茶卡湖底发现(17 560±150) a至(14 590±140) a B.P.之间有一层镁硼矿层^①。向东至内蒙古查干诺尔,在(16 913±604) a至(16 309±121) a B.P.之间(齐文等,1995)有厚层冷相泡碱沉积,证明此次扩张为寒冷干旱气候。

第6次干旱(成盐)扩张期(4500 a B.P.~迄今) 其范围囊括青海柴达木、内蒙古中西部、新疆中东部和甘肃以及藏北,东至呼伦贝尔盆地和东北嫩江盆地,西至西准噶尔盆地玛纳斯湖。此次干旱成盐断续至今,而在中心东北部塔日根于(2 292±105) a B.P.以后气候转向暖湿(Zheng et al., 1993)。应着重指出的是,在4 600~2 300 a B.P.存在一次区域性芒硝或泡碱稳定沉积,它是笼罩中国西部远至呼伦贝尔、藏北的一次强降温的极端干冷事件。在对内蒙古鄂尔多斯的一些盐湖的高分辨率研究中,还识别出1 500~(2 200±50) a B.P.为特别寒冷的时期(罗建育等,1997)。

以上简略地概括了中国盐湖的部分地质研究情况,并未涉及盐湖的构造地球化学、矿床学和水文地质学以及盐湖生物学等研究成果,这些内容将在后续文章中讨论。工作期间,承蒙李道珉等同志协助统计有关数据,特致感谢。

① 测定单位:国家地震局地质研究所 ^{14}C 实验室(实验室编号:G-3896和G-3897)

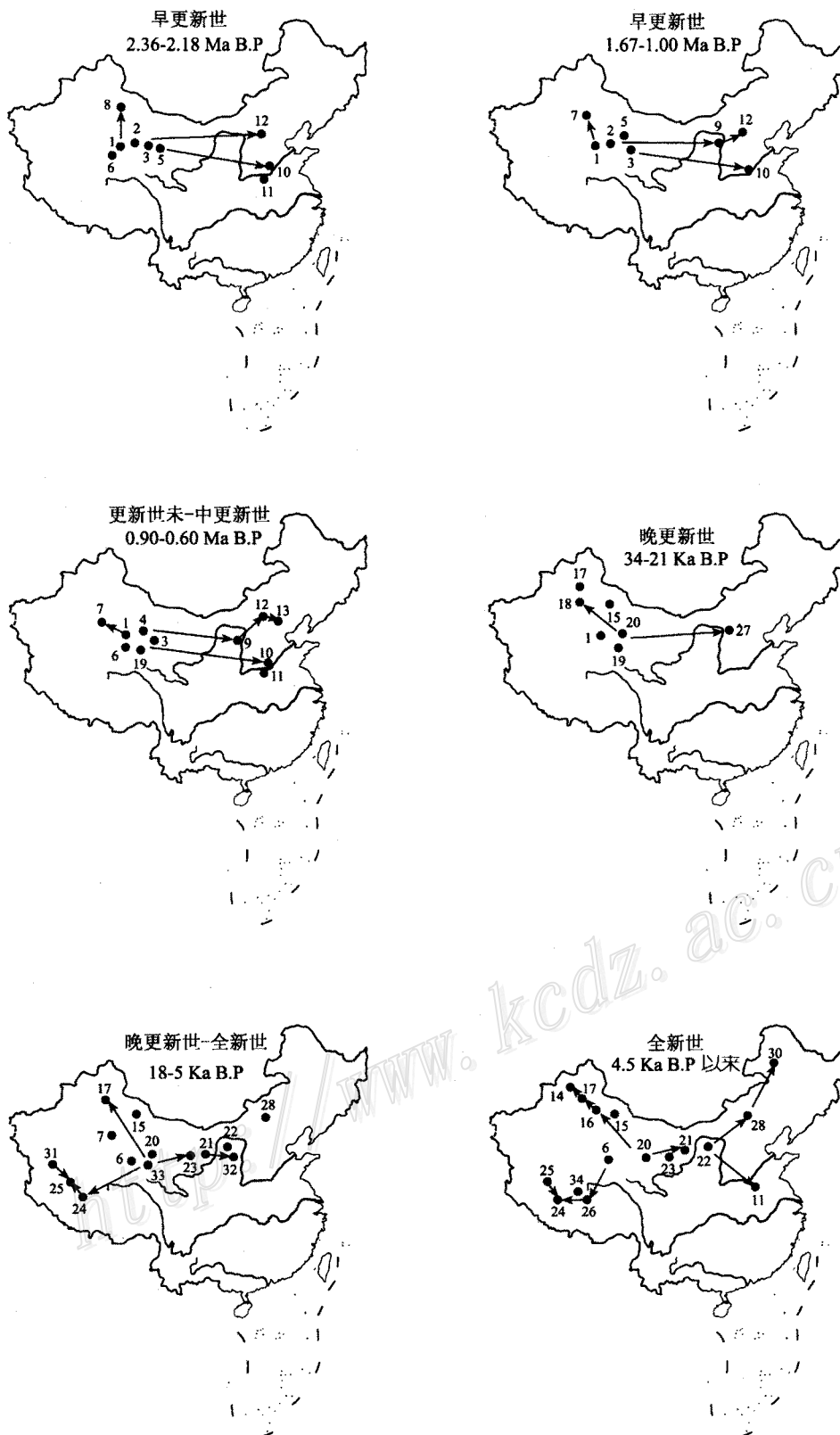


图3 中国第四纪成盐干旱扩张期发展图

Fig. 3 Spreading stages of arid climate of Quaternary salification in China

参考文献

- 蔡克勤, 杨长辛. 1993. 山西运城盐湖开发史及其古代制盐技术成就[J]. 化工地质, 15(4): 261~267.
- 国家地图学编辑者学会. 1999. 中华人民共和国国家地图集[M]. 北京: 地图出版社. 64.
- 黄尚瑶. 1986. 火山、温泉、地热能[M]. 北京: 地质出版社. 102~103.
- 李鸿青. 1987. 对喜马拉雅地区地壳热水系的初步估算[J]. 地球物理学报, 26(3): 241~255.
- 李约瑟. 1976. 中国科学技术史, 第五卷第二分册[M]. 北京: 科学出版社. 435~436.
- 林振耀, 吴祥定. 1981. 青藏高原气候区划[J]. 地理学报, 36(1): 22~31.
- 罗建育, 陈镇东. 1997. 从盐湖谈到古气候[J]. 科学月刊(中国台北), 325: 15~23.
- 闵隆瑞, 曲一华, 等. 1995. 内蒙古达拉特芒硝矿研究[M]. 北京: 地质出版社. 19~20.
- 齐文, 郑绵平. 1995. 西藏扎布耶湖 ZK91(2) 钻孔沉积特征与气候环境演化初探[J]. 湖泊科学, 7(2): 133~140.
- 沈振枢, 程果, 乐昌硕, 等. 1993. 柴达木第四纪含盐地层划分及沉积环境[M]. 北京: 地质出版社. 12~24, 30~46.
- 孙克忠, 滕吉文. 1985. 由长周期地震面波研究西藏高原地区的地壳和上地幔的速度分布[J]. 地球物理学报, 28(1): 43~44.
- 佟伟, 章铭陶, 张知非, 等. 1981. 西藏地热[M]. 北京: 科学出版社. 115~117.
- 王乃樑, 杨景春, 夏正楷, 等. 1996. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌[M]. 北京: 科学出版社. 12~25, 156~191.
- 王齐, 谢飞. 1998. 泥河湾研究论文选编[M]. 北京: 文物出版社. 560~568.
- 威廉姆斯 W D. 1996. 盐湖中盐度对生物群落构成的重要性[A]. 郑绵平主编. 盐湖资源环境与全球演化——第六届国际盐湖学术讨论会论文集[C]. 北京: 地质出版社. 103~114.
- 袁宝印, 朱日祥, 田文来, 等. 1996. 泥湾组的时代、地层划分和对比问题[J]. 中国科学(D辑), 26(1): 67~73.
- 张保珍, 张彭熹, Lowenstein T K, 等. 1995. 西藏高原末次冰期盛冰阶的时限与干盐湖地质事件[J]. 第四纪研究, (3): 193~201.
- 张彭熹, 等. 1987. 柴达木盆地盐湖[M]. 北京: 科学出版社. 77~79.
- 郑绵平. 1989. 全球盐湖地质研究与展望[J]. 国外矿床地质(国外盐湖地质专辑), 3(4): 1~34.
- 郑绵平, 高炳奇. 1994. 中国盐湖资源远景和发展战略[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊(3): 89~100.
- 郑绵平, 刘俊英, 齐文. 1996. 在盐湖沉积探讨 40 ka B.P. 以来青藏高原古气候交替[A]. 郑绵平主编. 盐湖资源环境与全球演化——第六届国际盐湖学术讨论会论文集[C]. 北京: 地质出版社. 6~20.
- 郑绵平, 刘文高, 向军, 等. 1983. 论西藏盐湖[J]. 地质学报, 57(2): 185~194.
- 郑绵平, 齐文, 吴玉书, 等. 1991. 晚更新世以来罗布泊盐湖的沉积环境和找钾前景初析[J]. 科学通报, (23): 1810~1813.
- 郑绵平, 向军, 魏新俊, 等. 1989. 青藏高原盐湖[M]. 北京: 北京科学技术出版社. 1~431.
- 郑绵平, 赵元艺, 刘俊英. 1998. 第四纪盐湖与古气候[J]. 第四纪研究, (4): 297~307.
- 郑喜玉, 刘建华. 1995. 新疆的硝酸盐盐湖[J]. 盐湖研究, 3(2): 20~25.
- 周廷儒, 李华章, 刘清泗, 等. 1991. 泥河湾盆地新生代古地理研究[M]. 北京: 科学出版社. 1~162.
- Tapponnier P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia, New insights from simple experiments with plasticine[J]. Geol., 10: 611~616.
- Valyashk M G. 1955. Basic chemical types of natural waters and the conditions producing them[J]. Records of the Academy, USSR, 102: 315~318 (in Russian).
- Zheng M P, Tang J Y, Liu J Y, et al. 1993. Chinese saline lakes[J]. Hydrobiologia. 267: 23~36.

On Saline Lakes of China

Zheng Mianping

(Institute of Mineral Resources, CAGS; Open Research Laboratory of Saline Lake Resources and Environment, MLR;
Research & Development Center of Saline Lake and Epithermal Deposit, CAGS, Beijing 100037)

Key words: saline lakes of China; regionalization of the hydrochemical types; saline lake-dryness spreading stages

Abstract

With many saline lakes, China has a long history of salt lake exploitation. According to the archaeology of salt-making technology and radiocarbon chronology, the use of salt is thought to have begun more than 4000

(下转第 128 页)(to be continued on p. 128)

The Gacun VHMS Deposit in Sichuan Province: from Chemical Analysis of Ores to Geochemical Model

Li Youguo

(Chengdu College of Technology, Chengdu 610059)

Hou Zengqian

(Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037)

Key words: VHMS deposit, ore chemistry, chemical structure, enrichment regularity, metallogenic model

Abstract

The Gacun deposit in Sichuan Province is a typical auriferous Ag-rich polymetallic deposit in the intra-rifting zone developed in the Triassic Yidun Island-Arc, whose major ore-forming metallic elements such as Cu, Zn, Pb, Ag and Au unexceptionally assume nonnormal distributions composed mostly of double or multiple parent bodies, suggesting the existence of more than two times of ore-forming processes. Ore-forming elements are generally concentrated in the massive sulfide ore belt; nevertheless, base metals like Cu, Zn and Pb fail to show obvious zoning characterized by Cu + Zn in the lower part and Pb + Zn in the upper part, and noble metals Ag and Au do not display evident horizontal preference. The tectonic reconstruction and chemical structural images of the ore deposit demonstrate that the spatial distribution and enrichment mechanism of metallic elements are strictly controlled by basement tensional fractures and hydrothermal fluid spouting vents in the submarine depressed basin. There are at least four nearly SN striking basinal basement faulted zones that make up the migration-draining channelways of submarine lower hydrothermal fluids and the host space of stockwork ore belts; the intersections of EW-striking faults with four SN-striking faults serve as the major vents or black smokers of upward draining hydrothermal fluids at the ancient sea floor, which control the spatial distribution of metallic elements at the submarine depression. Due to the positive landform, the hot-water vents at the eastern and western edges of the depressed basin formed mound-style orebodies; in contrast, the hot-water vents in the central part of the depressed basin, having accumulated large quantities of hydrothermal fluids, formed brine pools and precipitated sheet-style massive sulfide orebodies.

(上接第 189 页)(Continued from p. 189)

years ago in the Xiechi Lake, Yuncheng, Shaanxi province. Most Quaternary saline lakes occur in West and Northeast China. Four main saline lake regions can be distinguished: Qinghai-Tibet Plateau, Northwest region, Northeast region and East region of scattered lakes, which consists of thirteen saline lake districts. All the hydrochemical types in the world have been found in saline lakes of China, which include carbonate type (strong, moderate and weak subtypes), sodium sulfate subtype, magnesium sulfate subtype, chloride type and nitrate type. From the Quaternary arid center of the Qaidam Basin-Eastern Tarim Basin outwards, there are successively a chloride (nitrate)-magnesium sulfate subtype zone, a magnesium-sulfate subtype zone or sodium-sulfate zone, and a carbonate type + sodium-sulfate subtype or carbonate type zone.

According to Quaternary saline lake records, since the beginning of the Quaternary, there have been more than six stages of arid climate (salinization): Stage I (2.36~2.00 Ma B.P.), Stage II (1.62~1.00 Ma B.P.), Stage III (0.90~0.60 Ma B.P.), Stage IV (31 000~21 000 a B.P.), Stage V (18 000~5 000 a B.P.) and Stage VI (4 500 a B.P. ~ the present day).