

高等学校教材试用本

专门水文地质学

下 册

北京地质学院水文地质教研室编

只限学校内部使用

中国工业出版社

本书共分上下两册。下册是由沈照理、王恒純、郭竹第、李忠揚、林年丰、张人权等編写的。本书内容包括水文地球化学及其研究方法、金属矿床(包括铀矿床)水文地球化学找矿法、盐类矿床水文地质調查等部分。其中某些篇章是过去同类教科书中未曾有过的,另一部分内容較过去有比較显著的充实。

本书适于作为高等院校水文地质及工程地质专业的教材試用本以及有关专业的教学参考书,同时也可供水文地质工作人員参考之用。

专门水文地质学

下 册

北京地质学院水文地质教研室編

*

地质部地质书刊編輯部編輯(北京西四羊市大街地质部院内)

中国工业出版社出版(北京佟麟閣路內10号)

(北京市书刊出版事业許可証出字第110号)

中国工业出版社第四印刷厂印刷

新华書店北京发行所发行·各地新华書店 售

开本 $787 \times 1092\frac{1}{16}$ ·印张 $9\frac{1}{2}$ ·插頁1·字数228,000

1962年10月北京第一版·1962年10月北京第一次印刷

印数0001—1,539·定价(10—5) 1.20元

*

統一书号: K15165·1860(地质—191)

目 录

第五篇 水文地球化学及其研究方法

第一章 水文地球化学的概念及其任务与研究方法	1
§ 1. 水文地球化学的概念	1
§ 2. 水文地球化学的任务及研究内容	2
§ 3. 化学元素间的比例系数对研究地下水成分的意义	3
§ 4. 地下水的气体成分	4
§ 5. 水及水中元素的同位素成分	7
§ 6. 岩石的水文地球化学研究法的特点	7
第二章 地下水基本成因类型	9
§ 1. 地下水成因类型的概念	9
§ 2. 沉积水的形成过程及化学成分	9
§ 3. 溶滤水的形成过程及化学成分	12
§ 4. 关于再生水的概念	16
§ 5. 地下水的垂直分带	17

第六篇 金属矿床（包括铀矿床）的水文地球化学找矿法

第一章 金属矿区地下水的成分特征及其找矿意义	21
§ 1. 硫化物化学氧化作用对矿区地下水化学成分的影响	21
§ 2. 硫化物电化学溶解作用对矿区地下水化学成分的影响	24
§ 3. 找矿标志论述	28
第二章 铀矿床的水文地球化学找矿标志	39
§ 1. 有关放射性的基本知识	39
§ 2. 地下水富集放射性元素的条件	43
§ 3. 铀矿床的水文地球化学找矿标志	62
第三章 异常水量出露的某些特点	69
§ 1. 硫化物矿区表生带地下水成分的垂直分带	69
§ 2. 矿体位于包气带时异常水量的出露特点	70
§ 3. 矿体位于包气带及饱水带时异常水量的出露特点	72
§ 4. 矿体位于饱水带时异常水量的出露特点	72
第四章 金属矿床的水文地球化学调查法	76
§ 1. 水文地球化学法的优缺点及应用范围	76
§ 2. 野外工作准备	77
§ 3. 野外调查	78
§ 4. 资料整理及解释	82

第七篇 盐类矿床水文地质调查

第一章 盐类矿床水文地质概述	85
§ 1. 盐类矿床分布特征	85
§ 2. 盐湖水及盐矿床地下水的埋藏条件	86

第二章	盐湖水的化学成分	89
§ 1.	盐湖水的化学成分	89
§ 2.	盐湖水中某些元素的富集条件	92
第三章	盐矿床地下水的化学成分	94
第四章	盐类矿床水文地质调查	96
§ 1.	盐类矿床水文地质调查的目的、任务与内容	96
§ 2.	水文地质测绘	98
§ 3.	水文地质勘探	98
§ 4.	水文地质试验	100
§ 5.	水文地质长期观测	102

第八篇 油田水文地质调查

第一章	油田水概述	104
§ 1.	油田水的埋藏条件	104
§ 2.	苏林天然水的成因分类	104
§ 3.	油田水的成分特征	108
第二章	水文地质条件在天然油气藏形成、保存和破坏过程中的作用	109
§ 1.	地下水在油、气藏形成、保存和破坏中的作用	109
§ 2.	在开采过程中油气藏的边水推进	111
第三章	评价地区含油性的水文地质标志及水化学标志	112
§ 1.	评价含油性的水文地质标志	113
§ 2.	水化学标志	113
§ 3.	水中的有机质	117
§ 4.	物理性质标志	118
第四章	油田水文地质工作方法	122
§ 1.	石油普查阶段的水文地质工作	122
§ 2.	石油勘探阶段的水文地质工作	123
§ 3.	石油开采阶段的水文地质工作	128

第九篇 矿水及其水文地质调查

第一章	矿水的形成及其分布规律	132
§ 1.	矿水及其意义	132
§ 2.	矿水的化学特征	132
§ 3.	矿水形成与分布的地质条件	135
§ 4.	几种最主要的矿水	138
§ 5.	矿水的引水工程	142
第二章	矿水水文地质调查	143
§ 1.	矿水水文地质调查的目的、任务与内容	143
§ 2.	测绘工作	144
§ 3.	勘探工作	146
§ 4.	试验工作	149
§ 5.	长期观测工作	149
§ 6.	疗泥	150

第五篇 水文地球化学及其研究方法

第一章 水文地球化学的概念 及其任务与研究方法

§ 1. 水文地球化学的概念

水文地球化学是一门建立在水文地质学及地球化学基础上的新学科，地球化学的奠基人——В. И. 维尔纳茨基院士最先注意到地下水对很多化学元素迁移及积聚的作用。他着重研究了水从某种物理状态变成另一种物理状态时，其化学成分所发生的变化，维尔纳茨基认为，天然水乃是一种气体溶液，其中每一种水都含有一定数量及一定成分的气体。他还指出，水的循环可以在漫长的地质历史年代中进行。维尔纳茨基着重研究了天然水、固体、气体和生物之间的动平衡。他将生物圈看作是形成地下水化学成分的基本作用的进行场所。此外他还创立了放射性学，并指出了地下水中所含的放射性元素对测定地下水年龄的意义。维尔纳茨基所提出的这些观点，实际上便为水文地球化学的研究奠定了基础。

1936—1937年，А. М. 奥弗琴尼科夫等首次编著了苏联矿山水文地球化学分带及分场图。编著该图时，他们发现，有时仅将地下水与岩石作简单的对比，无法解释地下水成分的形成。因为，不同的岩石当长期处在相同因素（如大气降水的冲刷）的作用下，最后可以形成化学成分相似的地下水。由此，便提出了关于水文地球化学作用的概念，并认识到有更深入地研究这些作用的必要。就这样在苏联有关文献中出现了“水文地球化学”这个术语。目前，这个术语得到愈来愈广泛的承认与应用。

由于水文地球化学的理论对于寻找新矿床具有重要的指导意义，所以，在近十年来它在苏联得到极其迅速的发展。

不少苏联学者都为水文地球化学的发展作出了卓越的贡献。

А. Е. 费尔斯曼根据地壳运动及自然地理条件，把地壳划分成地球化学系，并提出了地球化学带、场、点和期的概念。奥弗琴尼科夫等卓有成效地运用了这些概念并划分了几种最主要成因类型的地下水，并研究了它们的分布规律。

А. Д. 阿尔汉格尔斯基在他的关于油田水的著作中，在实质上发展了Н. И. 安德鲁索夫提出的关于“化石水”或“埋藏水”的思想。这个观点以后在许多苏联水文地质学家和水文地球化学家（К. И. 马柯夫，Н. К. 伊格纳托维奇，А. И. 布涅耶夫）的著作中有了进一步的发挥。

Н. К. 伊格纳托维奇首先将地下水动力学及水文地球化学结合起来，研究了自流盆地，并提出了自流盆地的水化学分带的概念。这一概念以后在很多水文地质学家（Т. П. 阿法纳西耶夫，Ф. А. 马卡连科，А. И. 西林—别克邱林，Н. И. 托尔斯齐欣，В. А. 苏林，С. А. 沙戈扬茨等）的著作中得到应用与发展。

§ 2. 水文地球化学的任务及研究内容

水文地球化学与水文化学是有区别的。水文化学研究各种水池的水的化学成分，主要对象是地表水（河，湖，海，洋）。

水文地球化学则把主要注意力放于对地下水成分形成作用的研究上。

在普通水文地质学中已经指出过，在地壳中可以划分出三种主要成因类型的地下水：

（1）溶滤水——大气水，主要由岩石溶滤作用而形成；（2）沉积水或埋藏水——古代海及湖盆地的水（同生水或后生水）；（3）再生水或脱出水——高温时由岩石或矿物脱出的水，即由结合状态转为游离状态的水。当然，完全有可能存在由另外一些作用（如凝结，分子的合成，由有机物析出等）形成的少量的天然水，可是这不是主要的。上述各类型的水都具有各自特点。地下水往往是不同类型的水的混合物。所以水文地质学家的任务就在于认识各类型水的主要特征，并鉴别出各类型的水在某种地下水中所占的比重。

由此，奥弗琴尼科夫等人提出，水文地球化学有二个主要任务：一方面是要对包含在天然地下水中的元素作全面分析；研究离子，分子及气体的平衡，研究有机物质及微生物，尽可能的研究不同元素同位素的含量及水本身的结构；另一方面是要研究地下水的形成作用；为此应分析各种不同元素之间的比例关系，分析化学元素在各种成因类型的地下水中迁移的条件及历史；同时还要研究水与岩石相互作用时，促使水的成分发生改变及使水富集各种元素的作用。

为解决这两个任务，在进行水文地球化学研究时需要首先明确某些重要的观点。根据现代水文地质学的研究成就，不应该将地下水看为互相孤立、互不联系的，而应该将地下水看作为动的矿床。在研究地下水成分的形成作用时，必需考虑地下水盆地的地质发展历史，对地下水盆地进行古水文地质条件的分析。这就是说，仅仅对照地下水所在地的岩石往往不能解释地下水成分的形成。古老的希腊名言：“水流经的岩石怎样，水也就怎样”已经过时了，现在可以将上述名言修改如下：“地下水的化学成分反映着地区的地质发展史”。

为解决上述任务，对水及岩石进行的水文地球化学研究应包括以下内容（根据奥弗琴尼科夫等）。

1. 水

（1）水中元素含量测定：除简易分析包括的内容外，根据具体要求补充测定某些元素的含量，如分别测定Na及K以及Zn、Cu、Pb、Mn、Ni、Co、Ag、Br、I、As、Sn、Ba、Li等。

（2）研究元素在地下水中的存在形式：1）测定pH及Eh，2）计算离子在水中的活动度等。

（3）水中气体成分的研究。

（4）水及水中元素的同位素成分研究。

（5）水结构的研究。

（6）计算一些离子间（Cl/Br，Ca/Sr）及气体间（A/N₂，He/A）的比例系数。

2. 岩 石

- (1) 岩样的处理 (为保持湿度及避免氧化一般用腊封)。
- (2) 测定岩石的湿度及其中碳酸盐、硫化氢、有机碳、微量元素的含量。
- (3) 岩样的化学分析。
- (4) 岩样的岩石学研究。
- (5) 离子-盐类综合体的研究: 1) 压出液成分的研究; 2) 渍出液成分研究; 3) 吸附离子成分的研究。
- (6) 岩石中微生物的研究。

当然, 对水和岩石的研究内容决定于进行研究的目的是, 应该根据不同情况具体决定。
下面对上列研究内容中的某些问题作简要的叙述。

§ 3. 化学元素间的比例系数对研究地下水成分的意义

在水的化学成分中, 有很多组份彼此存在着一定的共生关系。有些组份作为主要元素的伴生者而存在。所以在研究水的化学成分时, 首先应分析出主要组份。然后, 在此基础上再研究每种水的各自的特点。

A. II. 維諾格拉多夫 (1948) 的研究証明, 水中含有的一些物理化学性质相近的元素 (門捷列耶夫周期系中同族或同类的相邻元素) 间的比例系数对了解地下水的成因有着重要的意义。属于这类比例系数的有 $\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$ 、 $\frac{\text{Ca}}{\text{Sr}}$ 、 $\frac{\text{Nb}}{\text{Ta}}$ 、 $\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$ 、 $\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$ 、 $\frac{\text{Br}}{\text{I}}$ 。它們都以重量比

表示。維諾格拉多夫也強調指出下述原則: “在地壳中能破坏这对元素間正常比例关系的物理化学作用愈少, 那末, 我們根据这种比例系数的变化而作的地球化学結論就愈可靠”。

下面对一些常用的系数作简要的叙述。

Cl/Br 系数, 氯与溴的物理化学性质很相近, 因而这两个元素当它們进入海水后經常是在一起的。

海水的 Cl/Br 系数为 300 左右, 这个数值在不同的海水中几乎是稳定不变的 (有例外, 见后)。当进行沉积作用时, 与淤泥埋存在一起的海水的成分会发生变化, 可是 Cl/Br 系数一般保持不变; 只有当有机物分解时, 淤泥水中的溴可能会稍有增加。当氯化鈉自海水析出沉淀时, Cl/Br 发生变化; 由于氯化鈉中含溴很少, 所以溴聚积在残余海水中。

布涅耶夫首先应用 Cl/Br 系数来鉴别: 水是属于古代海水还是由于岩盐溶滤或溶解所形成的。

維諾格拉多夫也利用了 Cl/Br 系数来确定地下水是属于那一类的。如果 $\text{Cl/Br} = 300$, 則水属于正常海水; 如 $\text{Cl/Br} < 300$, 則水是富含溴的残余海水; 当 $\text{Cl/Br} > 300$ 时, 水与岩盐的溶解有关。

实际工作中应当注意, 在利用 Cl/Br 比数值作为一个重要的标志时, 必需以足够数量的分析資料为依据。其次应尽可能地考虑古代沉积盆地水的成分有无不同。因为一般說来, Cl/Br 的数值相当稳定, 但也还有例外。例如, 据 A. C. 謝利凡諾夫等人的研究資料, 有些海水的氯溴系数的数值如下: 地中海水为 277—334; 黑海水——295; 波罗的海水——

301; 亚速海水为2071—2187。亚速海水的氯溴系数就是比較特殊的。又如里海水的氯溴比值为715—743; 里海沿岸低地潛水的氯溴比值为700—750, 后者与里海是有关的。由此可見, 如仅仅根据地下水的分析資料发现氯溴比值大于300, 就作出与盐类溶濾作用有关的結論, 那是不恰当的。

Br/I系数, 碘与溴都属卤族元素, 可是这两个元素的地球化学历史很不相同。碘与氯、溴不同, 它在海水中含量很小, 仅为 5×10^{-7} 克/升。正常海水的Br/I比值为1300。現有的研究成果表明, 海生生物中含碘特別多, 因而海相沉积的淤泥水中碘含量很高, 这种水的溴碘系数很小。所以, 碘含量的增高常常表示与海成水有关。

Ca/Sr系数, Ca/Sr比值也能說明水的形成条件。在海生盐类的濃縮过程中, 鋇在石膏或硬石膏沉淀之前以天青石的形式沉淀。当有天青石存在时, 水能溶解这种矿物而富集鋇。

由此, 維諾格拉多夫指出:

1. 在沉积岩(碳酸盐类)溶濾水中, Ca/Sr值应大致为200;
2. 在海水中以及与海相盆地有一定关系的水中, Ca/Sr等于33;
3. 在天青石聚集的地段, Ca/Sr值降低到几或更小。

研究地下水化学成分时, 常常还利用水中某些主要組份間的比例系数, 借以系統分析資料, 并說明水的成分的改变或按化学成分将地下水分类。这类系数通常用毫克当量数(毫克当量或毫克当量百分数都可)的比例表示。如 rNa/rCl , $rSO_4/r(SO_4 + Cl)$ 等。关于这些系数将在下面有关各篇中提到, 这里不另叙述。

§ 4. 地下水的气体成分

所有天然水都是气体溶液, 从这观点看来, 气体是一个地区最好的地球化学环境的标志。

維尔納茨基首先注意到天然气体的重大作用。他認為地球上沒有一种水不含一定数量与一定成分的气体, 天然水不是单纯的水。天然水首先是水 $\rightleftharpoons$ 气体平衡系統。1929年他将天然水分为六种基本类型: (1) 氧气的; (2) 碳酸气的; (3) 氮气的; (4) 甲烷的; (5) 硫化氢的; (6) 氢气的。

B. B. 別洛烏索夫(1937)很有成效地系統整理了天然气体的地球化学資料。根据对自由逸出的天然气体的研究結果, 他提出了下述天然气体成因分类^①(表56)。

地下水中含有的主要气体是: (1) 大气起源的气体; (2) 生物化学起源的气体; (3) 变质起源的气体。放射起源的气体是伴同各种类型气体出現的。

大气起源的气体(氮气 N_2 、氧气 O_2 、惰性气体) 溶于水中的气体沿岩石孔隙或裂隙滲入是一种常見的現象。在条件适当的地区, 如喀斯特化的石灰岩地区和受裂隙与断裂所割切的花崗岩地区, 大气起源的气体, 能随地下水滲入到很深的地方。

水中的 N_2 , 除大气起源的以外, 还可以有别的起因, 所以, 如何鑑定所測得的水中的 N_2 的起源, 是水文地质工作者要解决的問題。通常利用水中的氮气与惰性气体(除氮以

① 1950年A. Л. 科茲洛夫补充了別洛烏索夫的分类, 并提出了更为詳細的天然气体的分类。对水文地质工作者說来, 別洛烏索夫的分类很适合, 所以在这里仍然介紹他的分类。

表 56 天然气体分类表(根据别洛烏索夫)

类	型	化 学 成 分
A. 生物化学起源的气体: 微生物分解有机物与矿物盐类而生成		CH ₄ 、CO ₂ 、重烃、N ₂ 、H ₂ S、H ₂ 、O ₂
B. 大气起源的气体: 大气圈的空气渗入岩石圈而成		N ₂ 、O ₂ 、惰性气体
C. 化学起源的气体: a. 变质起源的气体, 岩石在高温高压影响下产生 b. 在正常温度与压力下进行的天然化学反应产生的气体		CO ₂ 、H ₂ S、H ₂ 、CH ₄ 、CO、N ₂ 、HCl、HF、NH ₃ 、 B(OH) ₃ 、SO ₂ 硫化物、Cl、S、氯化物、CO ₂ 、可能还有其他 气体(r)
D. 放射起源的气体		He、镭与钍的射气

外)量的比例与空气中的进行比较。空气中的氩氮比为0.0118,以百分数表示之为1.18%●。

这样,根据 $a = \frac{A(\text{气体}) \times 100}{N_2(\text{气体}) \times 1.18}$ 这一比例数可以确定气体中的氮的起源。当 $a = 1$ 时,表示氮全部为大气起源的;当 $a < 1$ 时,表示有其他起源的氮存在。

生物化学起源的气体 (CH₄、H₂S、重烃、N₂、H₂、O₂) 是生物化学作用的产物,与微生物的活动有关。这一类天然气在很多情况下与石油及煤有关。但是只要有有机物存在,它们可以在各种不同的地质条件下产生,并不取决于成煤及成油作用。只是当有石油存在时,气体中会出现重烃而已。

微生物的研究表明,在嫌氧条件下,微生物活动可以产生甲烷并常伴以碳酸气。植物有机体的纤维素分解作用极为广泛。这种作用可在氧进入较少的情况下产生;既可在土壤中、淤泥中、水池底部、即在比较近地表的条件下产生;也可以在岩层中有微植物群的深逾1000米的地方产生。在脱硫酸细菌影响下硫酸盐还原并产生硫化氢是一种很常见的作用(特别在油田区)。由于硫化氢易与铁化合,且在地表条件下不稳定,所以虽然它原来的含量很大,但却经常仅成为少量的混合物出现。

在脱硝酸细菌作用下,硝酸盐被分解并产生氨。这一还原反应释出氧,因而发生有机物质的氧化,结果产生碳酸气与水。

应该指出,脱硫酸细菌的还原活动,可以在正常温度下进行;但以温度40—50℃,氯化钠浓度在180克/升以下(最好为20—70克)为最适宜。

脱硝酸细菌分解硝酸盐的作用在温度为65—70℃时进行。这些微生物曾在总矿化量达300克/升的水中发现过。

由生物化学反应可释出氧,但是它很快消耗于有机碳的氧化上;所以,一般情况下生物化学起源的气体组中是不含氧的,发现有氧存在时,一般用有大气气流的混入来解释。只有在个别情况下,认为它是由水生植物的光合作用产生的。

变质起源的气体 (碳酸气、CO₂、H₂S、H₂、CH₄、CO、N₂以及HCl、HF、NH₃、

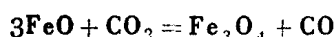
● 这里的氮指重惰性气体 (A + Kr + Xe) 的总数。

$B(OH)_3$ 、 SO_2) 这些气体是岩石受高温影响分离出来的。正是由于这一原因, 区域性发育的变质起源的气体经常分布在构造复杂并发育有火山作用的地区。

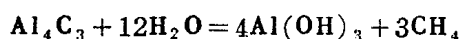
虽然火山口分泌的气体温度很高, 难于研究, 但根据现有研究成果已经可以确定, 在火山气流里有两类气体: “游离的”—— CO_2 、 CO 、 CH_4 、 N_2 、 H_2S 及 H_2O ; “酸性的”—— Cl 、 HCl 、 HF 、 S 、 SO_2 及硫化物、 $B(OH)_3$ 、 NH_3 以及某些金属的氯化物与氟化物。

碳酸气在比较不热的气流中发现, 常为火山源碳酸气喷出期的特征(火山活动歇止区)。

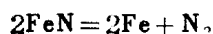
一氧化碳是二氧化碳在铁的低价氧化物、金属铁或氢(当 $t > 400^\circ C$ 时)影响下还原而成的:



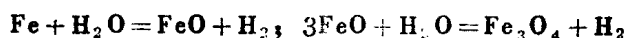
甲烷可以由水对金属碳化物的作用生成:



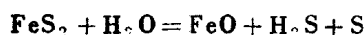
氮气可由金属氮化物生成:



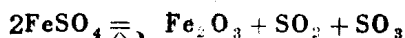
氢气可由水蒸汽与铁或其盐类作用而生成(当 $t = 500^\circ C$ 时):



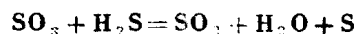
有水蒸汽存在时, 黄铁矿加热分解可产生硫化氢:



二氧化硫可由含黄铁矿岩石加热而得。黄铁矿氧化成为硫酸铁, 后者加热分解:



三氧化硫可被硫化氢、氢气、低价氧化铁或硫还原而生成二氧化硫:



根据实验结果, 深层岩石所分泌出来的气体中, 二氧化碳与氢几乎一般多。地壳表层岩石中二氧化碳占优势。

Д. С. 科尔仁斯基研究了变质作用下分泌碳酸气的问题。他作了 13 个反应, 在变质壳中都分泌出 CO_2 , 这些反应在高温下发生并且是可逆的。他还注意到, 所有变质作用都产生 CO_2 , 完全不取决于在变质层中是否有碳酸盐岩石存在。

根据以上对地下水气体成分的研究, 奥弗琴尼科夫将地下水圈分为三个地球化学环境: 1) 氧化的; 2) 还原的; 3) 变质的。变质环境往往在岩浆侵入地区形成, 并与前二种环境复合在一起。处在不同地球化学环境中的地下水, 具有各自不同的溶解气体的成分。

氧化环境的特征为水中有大气起源的气体存在, 最可作为特征的是有氧气存在。这种环境里的水含气体一般不多, 当水流出地表时, 不产生自由逸出的气泡。

还原环境的特征是地下水中不含氧, 可是该环境中可以有含大量大气起源的氮气存在(氧已经耗尽)。这里分布得最广的是含有生物化学起源气体(甲烷、硫化氢)的水。其中经常还伴有生物起源的碳酸气。

变质环境的地下水含有大量的碳酸气。一些含气量很大, 出露于地表时, 气泡大量逸出的碳酸泉, 可以作为这类地下水的例子。

根据溶于水中的气体 He、A 的比例, В. П. 薩甫欽科提出了测定水的绝对年龄的方法。

但是，地下水年龄这个概念是有条件的，因为每种地下水都是各种年龄的水的混合物。按照薩甫欽科的公式：

$$\text{水的绝对年龄} = \frac{\text{He}}{\text{A}} \times 7.71 \times 10^7.$$

§ 5. 水及水中元素的同位素成分

水的同位素分析及水中元素同位素成分研究得甚少，可是，現有資料已經說明，該項研究不仅有助于闡明不同岩石及矿物的成因，而且对水的形成条件的了解也有很大帮助。所以近年来这种研究有了进一步发展。

对地表水的同位素分析結果表明，不同的水，如海水、河水、雨、雪、水中， H^1/H^2 及 $\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ 的比例数都略有不同。海水的硫酸盐与河水的硫酸盐相比較，二者的 $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ 比例数亦有不同。地下水的同位素成分研究得很少。火山作用地区对高温水的研究說明，它的同位素成分与地表水的一致。这有助于作出高温水与地表水有着同样来源的結論。

应该指出，地下水中的同位素含量是可以变化的。因为水与岩石間以及水与溶于水中的組份之間可能产生同位素的交换作用。例如吉依斯（Тенсс, 1958）曾指出过，含有大量碳酸气及硫化氢的水与这些溶解气体之間，可以发生氧及氢的交换作用。

据推断，研究地下水中碳的同位素，可有助于查明碳酸水中碳酸气的起源。兰卡瑪認為，在地壳的无机物质中 C^{13} 积聚較多，而在有机物质中 C^{12} 积聚較多。他的研究結果如下，

	$\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ 比值
隕石	89.8—92.0●
无机物	87.9—90.2
有机物	90.3—93.1

由此可見，研究碳酸水的气体成分中的 $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ 可以帮助解决水中碳酸气的成因問題。

§ 6. 岩石的水文地球化学研究法的特点

研究地下水的形成問題时，不仅要仔細研究地下水的化学成分，而且要研究岩石的成分以及該地下水形成地区的发展史。

为了說明对地下水化学成分有什么影响，对岩石本身的研究不能仅限于对岩石的矿物成分或进行水漬出液的研究。为此布涅耶夫引用了岩石的离子—盐类綜合体这个概念。

离子—盐类綜合体是岩石的易溶部分，它为地下水成分的形成提供了物质来源。岩石的离子—盐类綜合体可以包括以下各种組份：

A. 溶 液

1. 在地下水圈中存在于岩石中的天然水溶液。在任何一种沉积岩中都含有，但含量变化很大，由低于1%至20—30%或更高。

B. 易溶于溶液的組份

2. 易溶盐类： NaCl 、 Na_2SO_4 、 Na_2CO_3 、鉀盐。一般情况下在沉积物中不多見。

● 兰卡瑪認為，隕石的 $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ 比值与地球上碳的原始的同位素成份是一致的。

3. 易于交换的吸附状阳离子；沉积岩中经常存在。

C. 难溶的组份

4. 难溶的组份，当洗蚀作用长期进行时能渐渐转入溶液的：石膏、硬石膏、碳酸钙及镁。这些组份转入溶液的速度取决于具体条件（如对碳酸盐来说，取决于当地水中 CO_2 含量）。

5. 难溶的组份，只有当介质的氧化 - 还原电位改变后才转入溶液的：如黄铁矿（氧化以后转入溶液）。

D. 参与生物化学作用的组份

6. 在一定条件下能起作用的微生物。

7. 有机物质。

8. 某些无机物质：硫酸盐、硝酸盐、硫化物、铁等。

应该指出，上述各种组份的活动性很不一致。岩石与水相互作用时水的化学成分渐渐改变，同时该岩石的离子 - 盐类综合体本身亦发生变化。

在渗入水进入以前，岩层本来充满着古代沉积水，或在成岩作用后期进入岩石的其他起源的水，这些水受到渗入水的排挤。随后，这些岩石被溶滤，在一定条件下可发生岩石的全部溶解，因而岩石的离子 - 盐类综合体在风化带及在构造的深部可以很不相同。当不同岩石长期受到洗蚀时可能形成成分相近的水。

由于参与地下水成分形成作用的岩石组份转入溶液的难易程度可以很不相同，并在很大程度上取决于当地的条件。因而对这些组份的研究方法亦应不同。进行研究时，应该尽可能地在实验室中模拟并重视这些自然条件。

根据上面所述，对存在于岩石中的溶液以及当溶滤作用进行时能转入溶液的组份分别进行研究将是比较正确的。

对存在于岩石中的溶液进行研究时，首先遇到的困难是如何将它由岩石中取出并且保持原有的成分。遗憾的是，目前实践中普遍应用的水渍出液法无法得到关于岩石中这部分水溶液成分的真实情况。因为这时岩石中一部分易溶盐类亦转入溶液。所以为获得存在岩石中的水溶液的真实情况最好进行压出液的分析。

对压出液进行分析的方法，在布涅耶夫、П. А. 克留科夫及 E. B. 林加尔登的著作中都有说明。这一方法所依据的原理是：当海与大陆盆地的沉积物成为成层岩石时受的压力大致可达 3000 公斤/厘米²。目前在实验室条件下，可造成 10000 公斤/厘米² 以上的压力，这样就可以将存在于岩石中的溶液全部压出，以便研究它的数量和成分。●

当岩石在自然条件下已经遭受着溶滤作用时，则对此岩样可以在实验室条件下进行溶滤试验。

● 取得压出液的仪器结构及方法说明，可参阅奥弗琴尼科夫著“普通水文地质学”一书中译本第231页地质出版社1960年。

第二章 地下水基本成因类型

§ 1. 地下水成因类型的概念

上一章中已经提到奥弗琴尼科夫将地下水按成因分为下列三类^①：

1. 溶滤水——大气起源，其成分由水与岩石作用而形成。
2. 沉积水（同生水或后生水）——埋藏于地质构造封闭部分，其成分在一定程度上反映了形成沉积物的那些盆地的特点。

3. 再生水——当岩石受热时（特别在岩浆源附近）发生，是由结合状态的水（结构水、结晶水、沸石水等）转为自由状态而进入现代地下水圈的。

每一类地下水的化学成分、气体成分和微量元素都有各自的特征。

提出以上分类的基础在于：沉积物在某种盆地中堆积及成岩过程中，总会保存一定量的水，而后，当这种储水构造在地质时期中出露地表时，这些保存在沉积物中的水，开始为大气起源的或地表渗入水排挤。这种作用在不同地质环境及不同地质时期中交互进行着。根据此观点将地下水分为溶滤水及沉积水两大类。再生水是在特殊的地质作用（变质作用、岩浆活动）进行的地区产生，它与前两类水复杂地结合在一起。

因此，下面将首先叙述沉积水，然后叙述溶滤水的形成过程及化学成分，最后讨论关于再生水的概念。

§ 2. 沉积水的形成过程及化学成分

由于海相岩石在地壳上部分布甚广，所以对保存在这种沉积物中的地下水成分的形成作用研究较多。海相沉积物有陆源泥沙物质的堆积，有海水沉淀的化学沉积以及生物堆积。其中对地下水成分的形成而言，胶体状的淤泥沉积物最有意义。这种沉积物中有机物质多，它们沉积时能保存有大量的海水（达50—60%），这些水可以二种形式存在：（1）在粘土沉积物中呈毛细水；（2）在孔隙较大的岩石中可以是层状水（可移动的重力水）。这种保存在岩石圈中的水是地下水成分形成的一个主要因素。

海相淤泥沉积物本身是一个十分有利于生物化学及与此有关的物理化学作用进行的场所。因为这种淤泥一般含大量有机物及各种微生物；淤泥的半液状稠度亦有利于这些作用的进行。

在海底淤泥中只有缺氧的地球化学环境。对淤泥溶液成分的改变有影响的生物化学作用主要有：细胞的分解；蛋白质的分解；硫酸盐的生物化学还原；脱硝酸作用。

细胞分解结果最终产生甲烷、氢及碳。

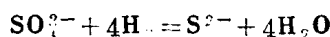
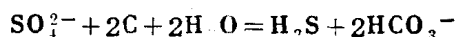
蛋白质逐渐分解时，形成氮基化合物、有机酸盐及其他有机物等。在嫌氧条件下继续

① 卡明斯基的观点与此相同。不过它引用了费尔斯曼在地球化学中提出的“成因循环”这个术语，并将地下水按成因分为三种成因循环，即：渗入或大陆成因循环，海相或沉积成因循环以及变质或岩浆成因循环。“成因循环”应看作为“与一定顺次相联系着的成因作用的总和”。

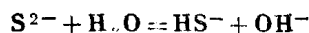
分解时产生甲烷及氨。

有机物的分解会使水富集溴及碘，溴及碘本身浓集于动植物体中。

对淤泥水的变质影响最大的是生物化学还原作用。这种作用可以由二种作用产生：因有机物或分子状态的氢的作用而产生：



上述二作用进行时，淤泥水的 pH 值会增大，特别是第二种作用进行时，因为进入水中的 S^{2-} 能水解而生成 HS^- 及 OH^- ，反应式如下：



硫化氢与铁化合，首先形成水限硫铁 ($\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$)，最后成为黄铁矿 (FeS_2)。如淤泥中没有铁存在时，硫化氢才聚集起来。

由于上述诸作用的结果，淤泥水的成分发生改变： SO_4^{2-} 将减少，而重碳酸盐有时候硫化氢将增多。同时，由于溶液的 pH 值增大，部分重碳酸盐将沉淀而成为石灰岩 (CaCO_3) 或白云岩 ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$)。

作用至此并未终止，因为 Ca 及 Mg 以碳酸盐形式沉淀这一作用，会引起水与岩石间阳离子吸附平衡的破坏，结果有一部分 Ca 由岩石转入溶液，而岩石又重新吸附一部分 Na，因此，水溶液的 $r\text{Na}/r\text{Cl}$ 减小。

应该指出：按 $\text{NO}_3^- + 2\text{C} \rightarrow \text{N}_2 + 2\text{CO}_3^{2-}$ 式进行的脱硝酸作用，同样会使水溶液的 pH 值增高。但是，淤泥水中硝酸盐含量一般不大，所以该作用不能发生很大的影响。

上述诸作用的结果可综合如表 57 所示。

表 57 成岩作用中淤泥溶液成份改变一览表（与海水相比）

组 份	淤 泥 溶 液 中 化 含 量 变 化	作 用 因 素	组 份	淤 泥 溶 液 中 化 含 量 变 化	作 用 因 素
阴离子			钙	减少	碳酸盐沉淀
氯	无变化	——	"	增大	交替吸附作用
硫酸根	消失	生物化学的脱硫酸作用	镁	减少	白云岩沉淀
重碳酸根	增加	"	硫化氢	出现	脱硫酸作用
"	减少	碳酸盐沉淀	"	消失	与铁化合
溴	稍有增高	} 由有机物分解而转入溶液	氮	出现	脱硝酸作用
碘	增大很多		甲烷	出现	细胞及蛋白质分解
阳离子			pH 值	增高	脱硫酸作用
钾	增大很多	蛋白质分解	$r\text{Na}/r\text{Cl}$	减低	
钠	减少	交替吸附作用	Cl/Br	略有减低或无变化	

海水的平均成分为：

$$\text{M}_{85} \quad \text{Cl}_{190} \quad \text{Na}_{77} \quad \text{Mg}_{18} \quad ; \quad \frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0.85; \quad \frac{\text{Cl}}{\text{Br}} = 293$$

上述生物化学作用随着沉积物被压实及陈化而逐渐减弱以致消失。

当淤泥沉积物受到上复沉积物的压力而压实时，一部分淤泥水溶液被压出而进入孔隙较大的岩石，成为层状水。而有些水溶液仍保存在淤泥沉积物中，甚至当变成沉积岩以后仍保存在它们中间。

这种被埋藏下来的水的成分，在随后漫长的地质年代中很难设想会不发生变化，特别当上复岩层愈来愈厚，而这些水与包含它们的岩石一起进入高温高压的新条件时。可是目前对这些作用尚无研究。

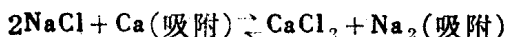
根据已有资料，埋藏在深部海相沉积岩层中的层状水，一般是氯化物—钠—钙质卤水，其中溴、硼、碘、铍及其他微量元素的含量较高，气体成分中有氮、甲烷，有时含硫化氢。

假如将海水，淤泥溶液及深部的氯化物—钠—钙水的成分作一对比，可以发现，淤泥溶液的成分似乎表示由海水至氯化物—钠—钙卤水的过渡阶段。氯化物—钠—钙卤水具有下列二个特点：

1. 氯化物—钠—钙卤水中的阳离子成分中钙的含量较高；
2. 它的矿化度通常很高，超过正常海水的很多倍。

氯化物—钠—钙卤水中钙离子含量较高这一事实很多学者用水与岩石间的阳离子交替作用来解释。很多学者认为，这个作用是在沉积岩已经形成后发生的。与此相反，布涅耶夫认为这个作用是在海侵时期的浅海盆地中就完成了。

布涅耶夫发现，被河流携入海中的陆源物质的成分有很大的意义。陆源碎屑由于经常与陆地上的重碳酸钙质淡水相互作用而富集了钙离子。他通过实验证明，这种陆源碎屑（粘土）进入海中时，就与钠离子占优势的海水相互作用，产生以下交替吸附反应，

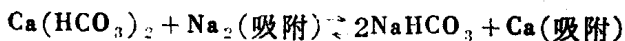


这一作用使海水富集钙离子，这就成为氯化物—钠—钙卤水中钙的来源。

对于氯化物—钠—钙卤水矿化度很高这一点，不同学者有着不同的解释。可是不能认为问题已经得到阐明了。

此外，布涅耶夫还研究了上述陆缘海中的水在海退时发生的变质作用，并且认为与海侵时不同。

通常富含钙离子的陆地水，在海退不久的地方与富含吸附状钠和镁的新的海相粘土质沉积物起相互作用。其反应如下，



结果陆地上的海相沉积物重新又富集钙，而流向海的水富集了钠盐。因而在海退后留下来的残余海水，也富集了钠，按成分来说主要为氯化物、硫酸盐、钠水或氯化物重碳酸钠水。

布涅耶夫认为，在气候干燥的大陆湖及近海湖中也可以观察到与上述类似的作用。

布涅耶夫在确定交替吸附作用的方向时，是以离子平衡方程式为根据的。此外还根据下述法则，每一对阳离子的交替和别的离子的存在无关。

对等价离子来说，例如 Mg^{2+} 及 Ca^{2+} ，这一方程式的形式为，

$$\frac{x \text{ Mg}^{2+}}{x \text{ Ca}^{2+}} = K' \frac{o \text{ Mg}^{2+}}{o \text{ Ca}^{2+}}$$

对异价离子来说，例如 Na^+ 及 Ca^{2+}

$$\sqrt{\frac{x \text{ Na}^+}{x \text{ Ca}^{2+}}} = K' \frac{o \text{ Na}^+}{o \text{ Ca}^{2+}}$$

式中 $x \text{ Mg}^{2+}$ 、 $x \text{ Na}^+$ 、 $x \text{ Ca}^{2+}$ ——吸附的阳离子的量（通常用 100 克土或粘土中所含的毫克当量数表示）；

$c \text{ Mg}^{2+}$ 、 $c \text{ Ca}^{2+}$ 、 $c \text{ Na}^+$ ——平衡溶液中的离子浓度（毫克当量/升）；

K' ——平衡系数或平衡常数。

阳离子的交替吸附作用可用图解表示（图150）。图中横座标表示（未按比例）河水 A 与海水 B 的溶液中的 $\frac{c \text{ Na}^+}{\sqrt{c \text{ Ca}^{2+}}}$ 比值，纵座标表示粘土的吸附离子的 $\frac{x \text{ Na}^+}{\sqrt{x \text{ Ca}^{2+}}}$ 比值，直线 K' 相当于平衡常数。

在这一直线上可以找到二点：与淡水中的平衡相应的 A' 和与海水中平衡相应的 B' 。

粘土从陆地转移到海中用自点 A' 移至 A'' 来表示。这一系统与实际平衡相差很远，结果就发生了阳离子的重新分配作用，在分配过程中 $\frac{c \text{ Na}^+}{\sqrt{c \text{ Ca}^{2+}}}$ 减少，而 $\frac{x \text{ Na}^+}{\sqrt{x \text{ Ca}^{2+}}}$ 则增加，直到点 A'' 向左上方移动至直线 K' 为止。掺入水中的粘土物质愈多，则平衡点自 B' 向 A' 移动的路径就愈远，而取 a_1 、 a_2 等位置。

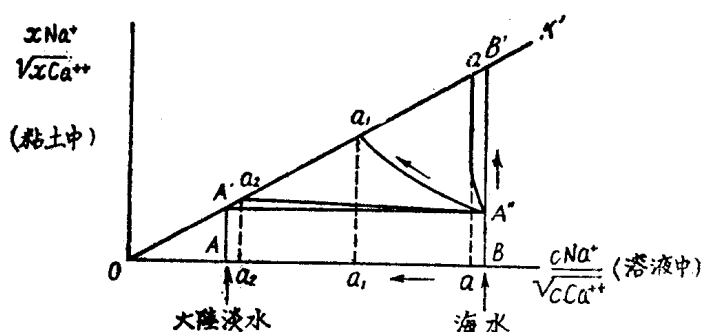


图 150 海水成分在阳离子交替过程中的变化

在海相沉积层中形成的沉积水与含水层达到一定的物理化学平衡后，便以埋藏水的状态存在，经历一定地质时期，直到含水岩层出露于陆地上被侵蚀或被构造裂隙揭露时为止。这时，沉积水受溶滤水排挤，大气起源的水开始渗入含水层。结果可以发生下列各种作用：

1. 渗入水与沉积水的混合作用，结果溶解在水中的各种化合物相互反应；
2. 渗入水和岩石间的阳离子交替作用；
3. 氧化作用，这一作用是因为富有氧气的渗入水进入缺氧的沉积层而发生的；
4. 盐类的溶解作用。

这些作用的结果使地下水的化学成分发生改变。

§ 3. 溶滤水的形成过程及化学成分

溶滤一词的涵义与溶解相近，有时用这两个术语表示同一种作用。然而，严格说来，所谓溶滤应指矿物中某一元素在不破坏矿物的结晶格架的情况下转入溶液的作用。而溶解则是矿物中的一切元素按照相应于原来的比例全部转入溶液的作用。根据这一观点，对岩石而言，则其中部分物质溶解于水的作用就称为溶滤。

溶滤作用在地壳上部由于水的活动而广泛进行着。水的侵蚀性在很大程度上与其中所含的来自空气及土壤的二氧化碳及氧有关。由于溶滤的结果，岩石中的某些组份转入水中随之迁移。这些组份的溶解度取决于本身的性质，水溶液的特性及环境（温度等）。

毫无疑问，对溶滤水而言，大气水和地表水的渗入起着主要作用。只有在某些地方，凝结水对潜水的补给起较大作用。这些水渗入地下，经过饱气带，达到含水层后即转为地下逕流，亦即变成为各种地下水流（层状的，喀斯特状的和裂隙状的）。

地下逕流可以有各种不同的形式；它取决于地质条件及含水层的排洩条件。可以有三种情况。

第一种情况——浅部潜水中地下逕流一般在离补给区不远的地方即告结束，地下水以下降泉形式流出地面。在干旱地区的平原中情况有所不同，由于在这里蒸发占优势，所以地下逕流很不发育，一般很少有泉，而潜水则大部分通过蒸发排走，因此，在这里发展着潜水的大陆盐化作用。

第二种情况——地下水循环较深，溶滤水补给自流水盆地。经过较长的渗透途径，水便以上升泉流出。

第三种情况——溶滤水进入在成因上不同的深层的沉积水而排挤后者。这些作用在漫长的地质年代中进行。同时沉积水在其他适宜的地方以上升矿泉的形式流出，水可以保持原有的矿化度，或在其出露处与浅处的溶滤水相混合。

如上所述，可以分出下列各种类型的溶滤水（按卡明斯基）。

1. 溶滤潜水 溶滤潜水是在大气降水渗入作用足够强烈的条件下，即在气候足够潮湿的条件下产生的。这里的溶滤水分布很广。溶滤水也可能在气候干旱带于渗入作用和地下逕流适宜的地段中形成。

2. 大陆盐化潜水 大陆盐化潜水是在干旱的草原和荒漠平原，由于强烈蒸发以后与盐渍化的土壤相互作用而形成的。

3. 溶滤自流水或深层循环水 此类型的水可分成二个亚类：a) 陆台型大的自流盆地水，其特点是流速小，循环路径长，补给区比逕流区稍为高些；b) 山地褶皱区构造中的深层循环水，这种水的特点是循环比较强烈，有时出现上升温泉。

每一种类型的水中化学成分亦很不同，这与岩石成分和地球化学作用的特点有关。这些类型的水有些在普通水文地质学以及本书前面篇章中已经提到，不再一一叙述。这里仅就其中某些方面作为代表加以说明：

1. 海相含盐岩层的溶滤；

2. 不含盐的海相岩层的溶滤；

3. 高温条件下晶质岩石的溶滤（碱性硅质热水成分的形成）。

海相含盐岩层的溶滤 在一定条件下当海盆地趋于干涸时，可以堆积起很厚的盐层。此时盐类是按一定顺序自海水析出的。这顺序取决于每一种盐的溶解度及它在溶液中的浓度。自海水析出的盐类主要为氯化钠及硫酸钙（镁、钾）它们占全部盐类的70%左右。

析出的氯化钠晶体中溴的含量很低，溴主要聚积于原卤中。这从 Cl/Br 系数的比较可以看出：在正常海水中 Cl/Br 为 300 左右；在石盐沉积中 Cl/Br 达 1000 或更高；而在原卤中它可以降低至 50 或更低（这已为 M. Γ. 瓦里亚什科的实验研究所证实）。

在地质年代中，盐层可以埋藏在其他沉积岩系下面而保存得很长久，但它与渗入水（或其他起源的水）发生联系时，就能形成矿化度很高的水，有时为卤水。

按其化学成分，此类水最典型的为氯化物钠质水；硫酸根离子含量较高；此外，它们在大多数的情况下还有以下特征： $\frac{rNa}{rCl}$ 接近 1， $\frac{Cl}{Br}$ 系数远超过 300，碘、溴、铍等微量元素含量很低；气体成分主要为大气起源的氮。

由此可见，含盐沉积的溶滤水，虽然看起来与变质海水很相似（主要离子成分，矿化度），而事实上却存在着很大区别。

不含盐的海相岩层的溶滤 海相岩层是十分复杂的沉积物。这些岩层溶滤的性能取决