

目 录

传导方程在地下水系统中的应用.....	1
新墨西哥州热水地球化学特征的初步研究.....	12
水文学的基础研究及 C^{14} 和 H^3 测量.....	25
地下水年龄的确定.....	34
地下水水质保护的新要点.....	67
污染地下水自身净化的水文地质标准.....	91
德意志联邦共和国西北部由于人类因素引起的地 下水的化学变化	102
美国爱达荷州国家反应堆试验站的水化学研究	116

传导方程在地下水系统中的应用

[美] J·D·布雷德霍夫特 G·F·平德

摘 要

在复杂的水文系统中地下水质量变化的预测,通常要求通过确定的模型对野外问题进行模拟。在最普通的情况下,对运动的地下水完善的物理、化学描述,必须包括成分复杂的流体中的化学反应,并且要求与描述多孔介质中质量、动量和能量传导的微分方程进行联立求解。

对具体问题来说,求解这类方程所遇到的困难,迫使水文学家和水库工程师考虑对一般问题进行简化。描述含水层中压力变化传播速度的单一成分的地下水流动方程,对许多不同的初始条件和边界条件已有解答。为了描述不同密度的混合流体(例如咸水和淡水)的传导,联立质量传导方程和运动方程并用数值解答。尤其对于对流问题,热传导方程和运动方程也已获得数值解。

乔治亚州布伦斯韦克的地下水污染状况历史说明了质量和动量传导方程在预测和控制今后地下水污染物活动方面的应用。

将来有兴趣的问题是,联立处理多孔介质中水流的质量、动量和能量,并对完整的地下水系统进行模拟。

乔治亚州布伦斯韦克的含水层 污染(传导状况的历史)

设想传导方程的求解如何具体运用于野外实际问题是有困难的。

因此,我们试图通过分析乔治亚州布伦斯韦克主要自流含水层中的污染物的活动来说明我们的论点。美国地质调查所在布伦

斯韦克作了广泛的水文研究，其中包括含水层污染物活动资料的研究(Wait, 1965; Gregg, 1967)。

布伦斯韦克的水文条件

布伦斯韦克地区的主要自流含水层由欧卡拉渗透带和下伏的克莱博恩群灰岩组成。至少识别出三种或多或少为孤立的带：

(1) “上含水带”，厚度约100英尺，一般含淡水；

(2) “下含水带”，厚度约从20英尺到100英尺，一般说来这一带亦含淡水；

(3) “微咸水带”，在下含水带的下面。

这些渗透带被致密的灰岩分隔开，而致密灰岩对每一单元在水文上起围闭层的作用。这些单元作为含水层是高度渗透的，并在其中探测到空洞。

覆盖在欧卡拉灰岩上的是约500英尺厚的粘土质粉砂、粉砂质粘土、砂、砂质灰岩和含磷砂质灰岩组成的霍桑建造*。有一层粉砂质“绿”粘土在乔治亚沿海平原上推想起来似乎是连续的。这层的厚度可达200英尺并形成灰岩层系的主要围闭层。

灰岩出露于布伦斯韦克西北50—70英里的乔治亚中部高原，向东在大西洋底下，含水层的延伸情况实际上不清楚了。但佛罗里达的杰克逊维尔以东大约30英里左右，在相同层位的灰岩中发现了淡水。

含水层在布伦斯韦克地区广泛发育。1885年在萨瓦纳沿海区的主要自流含水层中打了第一批井。稍晚，布伦斯韦克与其他沿海村镇在含水层中打了些井。

1962年12月，布伦斯韦克造纸公司的抽水量总计从9400万加仑/日几乎成倍地增加到12500万加仑/日(193英尺³/秒)，并且直到目前这个抽水量大致保持不变。图1是1963年12月的上含水带水压面(Wait, Gregg, 1967)，它表示新的稳定流状态。

* 属美国佛罗里达州中渐新统一译者注。

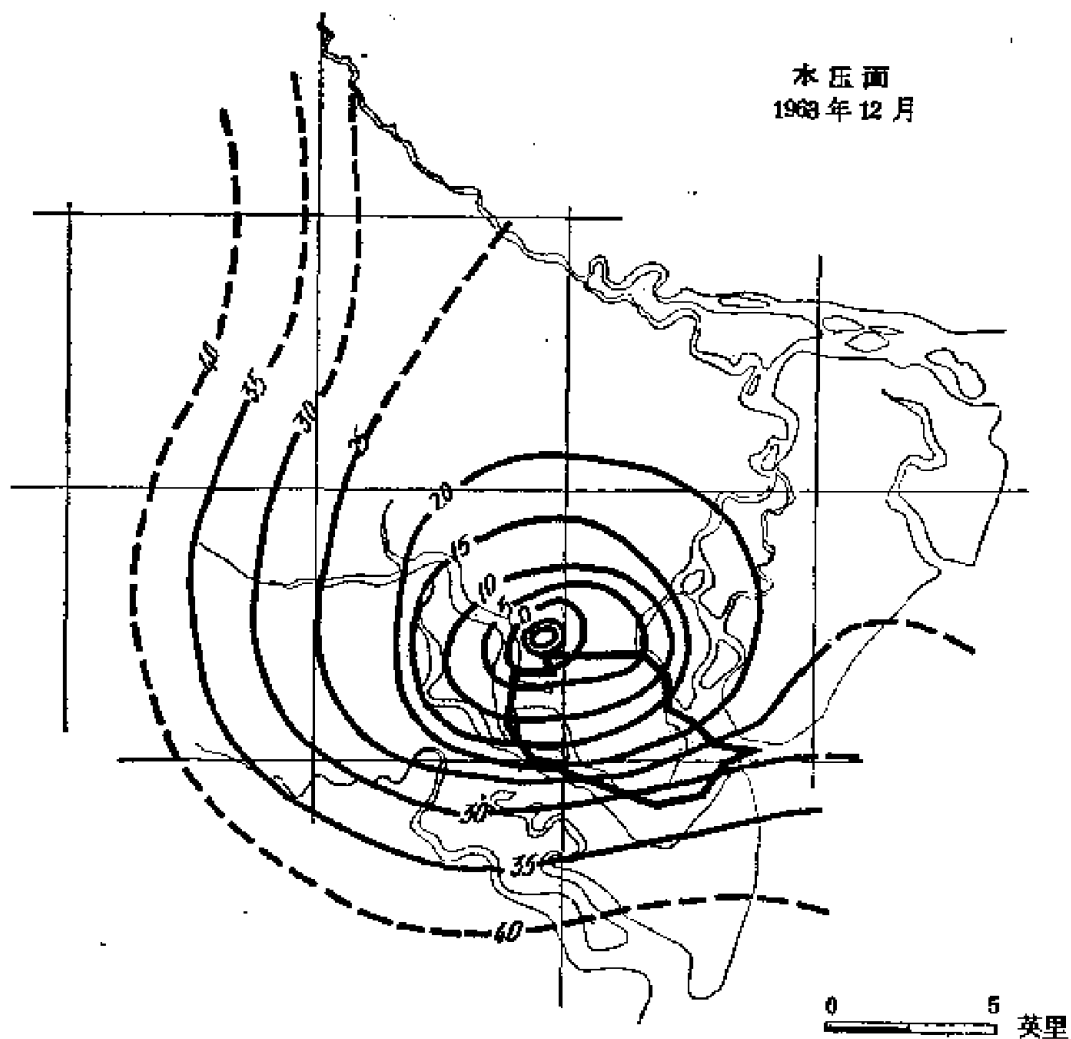


图 1 上含水带的水压面(英尺), 1963年
12月 (Wait, Gregg, 1967)

污 染

上含水带和下含水带都看出有咸水污染区。污染首先发现于六十年代初。十年来广泛的调查研究确定了污染地区及污染活动。图 2 示出了1970年上含水带的氯化物分布。

资料提示我们, 污染大体上发生在上含水带的两个点, 而下含水带的资料表明具有类似形式。人们直接可以想到, 海水可能从布伦斯韦克河通过没有填死的废井达到含水层, 但由于没有发现有这种井的迹象, 因此这种可能性被彻底排除。

感兴趣的是，被污染水的温度比周围地区水的温度高。现在发现这种水来源于下伏的微咸水带，水通过两个天然通道向上运移，这些通道可能与本地区的断层相连。

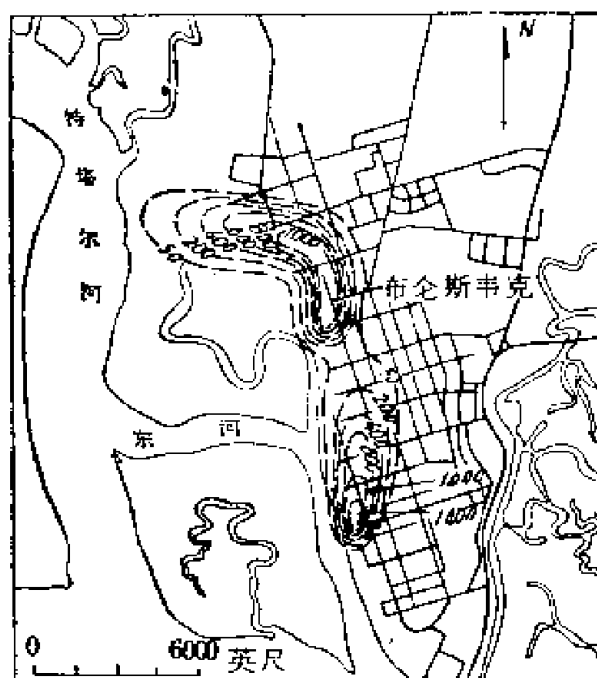


图 2 上含水带观测的氯化物分布 (1970)

在原始情况下，上含水带、下含水带、微咸水带几乎具有相同的水头。在大规模抽水的情况下，水头曾一度显著降低，以致各层间的水头产生差异。正是这种水头差异引起水从微咸水带向下含水带及上含水带流动。两个污染区的南段，微咸水带水头比下含水带水头高出 8 英尺以上。此外，在所关心的两污染区内微咸水带的水大约含 2000 毫克/升的氯化物。

传 导 模 型

布伦斯韦克的水质问题是氯化物污染的结果，能量传导和化学反应可以忽略不计，而其体系则用质量守恒方程和运动方程模拟。含水层中观测到的浓度足够低，以致可以假定为密度稳定的流体。

用通过整个含水层厚度的二维流动水头，我们可以写出运动方程：

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} + Q - \frac{K_z}{m} (H_{WT} - h) \quad (1)$$

式中 Q ——源或汇函数的强度 (LT^{-1})，由下式确定：

$$Q(x, y) = \sum_{i=1}^r Q_w(x_i, y_i) \delta(x - x_i) \delta(y - y_i)$$

Q_w ——源或汇的排泄或补给量 (L^3T^{-1})；

r ——互相独立的点或结点数；

h ——水力水头 (L)，由下式给定：

$$h = \frac{P}{\rho g} + z$$

z ——任意基准面以上高度 (L)；

$\frac{K_z}{m} (H_{WT} - h)$ ——通过上覆的围闭层的稳定渗漏项；

K_z ——围闭层的垂直水力传导率 (LT^{-1})；

m ——围闭层的厚度 (L)；

H_{WT} ——假定不随时间变化的压力水位 (L)；

\bar{T} ——含水层的导水系数，可表示如下：

$$\bar{T} = \int_0^b \bar{K} dz$$

b ——含水层厚度 (L)；

\bar{K} ——水力传导率 (LT^{-1})；

S ——贮水系数，由下式给定：

$$S = bS_1$$

S_1 ——含水层的单位贮水量 (L^{-1})；

δ ——狄拉克德耳塔函数。

通过含水层的质量平均流速由下式给出：

$$\vec{V} = \frac{\vec{q}}{\varepsilon} = -\frac{\bar{K}}{\varepsilon} \nabla h$$

式中 ε ——孔隙度。

在二维情况下，我们假定流动的垂直分量可以忽略不计，则通过整个含水层厚度的质量平均通量由下式给出：

$$\vec{q} = -\bar{T} \cdot \nabla h \quad (2)$$

式中 \vec{q} 是质量平均通量* (L^2T^{-1})

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j}$$

在自流含水层系统中，假设孔隙度的变化不著，由此作了进一步的简化。根据这一假定，氯化物的局部质量密度变化由下式给出：

$$-\nabla \cdot \rho_{cl} \vec{q} + \nabla \cdot \bar{D} \cdot \nabla \rho_{cl} = \varepsilon \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial t} + Q' \rho_{cl} \quad (3)$$

式中 ρ_{cl} ——每单位体积溶液中氯化物的质量 (ML^{-3});

$\hat{\rho}_{cl}$ ——每单位体积源或汇溶液中氯化物的质量;

Q' ——源或汇单位体积的产量 (T^{-1});

\bar{D} ——扩散系数 (L^2/T)。

比较方程 (1)，对于氯化物质量密度的变化可写成为：

$$-\nabla \cdot \rho_{cl} \vec{q} + \Delta \cdot \bar{D} \cdot \nabla \rho_{cl} = \varepsilon \frac{\partial b \rho_{cl}}{\partial t} + Q' \hat{\rho}_{cl}$$

该方程能改写成为：

$$\begin{aligned} & -\left\{ \hat{q}_x \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial x} + \hat{q}_y \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial y} \right\} - \rho_{cl} \left\{ \frac{\partial \hat{q}_x}{\partial x} + \frac{\partial \hat{q}_y}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \hat{D}_{xx} \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial x} + \right. \\ & \left. + \hat{D}_{xy} \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \hat{D}_{yx} \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial x} + \hat{D}_{yy} \frac{\partial \rho_{cl}}{\partial y} \right\} = \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (b \rho_{cl}) + \\ & + Q' \hat{\rho}_{cl} \end{aligned} \quad (4)$$

* 这里通量的意思是每单位含水层宽度的流量。

式中 $\hat{D} = \bar{D} b$ ——整个含水层的有效扩散系数 ($L^2 T^{-1}$)。

把描述布伦斯韦克上含水带氯化物运动的偏微分方程 1, 2 和 4 联合成方程组。

一般说来, 流体动力扩散系数被认为是速度的函数; 对大多数野外具体问题来说, 同流体动力扩散比较, 分子扩散可忽略不计。纵向和横向扩散都必须考虑。 \hat{D} 是一个张量, 其主要分量的方位随速度场变化而改变, 这意味着我们必须把向量积的所有各项都引进方程 (3) 的解。这方面的问题我们在研究中是遵循雷德尔和森纳德 (1970)* 的。

解这些方程需要谨慎。对流动方程, 我们应用有限差分法和交替方向叠代法求解所得到的联立方程组。(Pinder and Bredehoeft, 1968; Bredehoeft and Pinder, 1970)。水头曾被计算过, 质量平均通量 \bar{q} 可直接从方程 (2) 计算。

质量平衡方程 (3) 提出了其他问题。只要速度项有效, 方程 (3) 表现出双曲型方程的特点, 而有限差分法导致用数字表示扩散。为此, 我们应用特征曲线法解这一方程 (Pinder and Cooper, 1970)。

一般说来, 这种求解方法是和平德以及库珀 (1970), 雷德尔以及森纳德 (1970) 应用的方法相类似。但因我们忽视了流动方程中的密度变化, 故无需在方程间叠代。

布伦斯韦克模拟结果

为了解答质量传导, 必须从流动方程中求得质量平均通量。这同样要求计算出水头绝对值而不是降深。

初次尝试了对于原始条件的稳定流分析。模型中的下列参数假定已知:

- (1) 模拟范围内变化的含水层传导率;
- (2) 模拟范围内变化的粉砂质“绿”色粘土围闭层的厚度;

* 见他们1970年的著作《Numerical simulation of dispersion in groundwater aquifer》。

(3) 水位高度。

被模拟的那部分含水层，从佛罗里达州的杰克逊维尔以南伸展到佐治亚州的萨凡纳以北，并从乔治亚州中部的露头到大西洋之内约70英里。要模拟如此大的面积，需要远自格林县起采用增加格栅距离的方法进行。

应用上述输入并假定露头水位不变的边界，就能够计算上部含水带的原始水头分布。水头计算对围闭层垂直水力传导率是相当灵敏的。用来作初始推测的值为 1.7×10^{-8} 英尺/秒，这个值是实

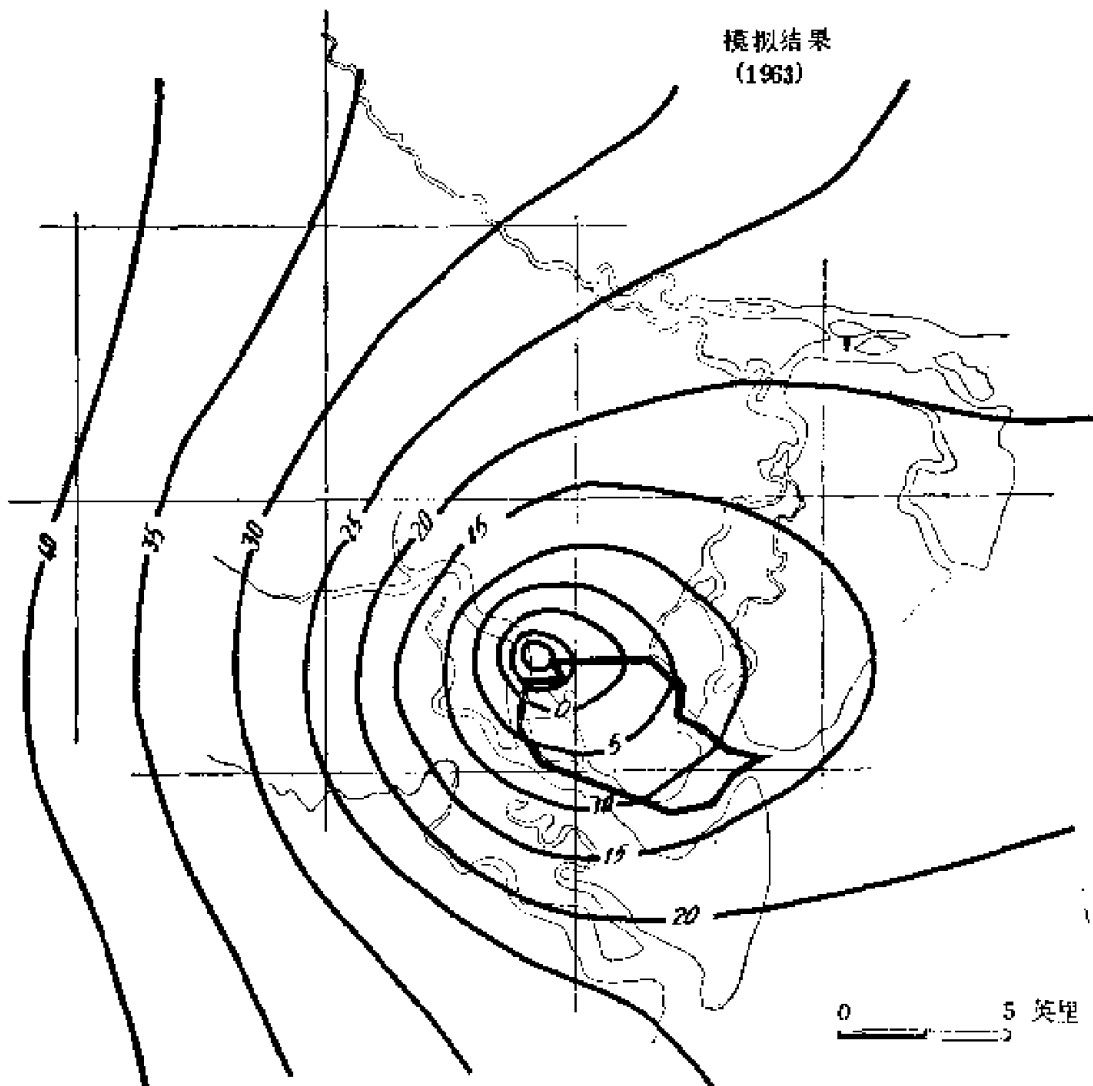


图 3 上部含水带计算势位 (英尺) (1963)

实验室里分析获得的，结果表明这一值显然偏高，而沃伦(Warren, 1944)报告中 1.0×10^{-9} 英尺/秒的数值结果接近于初始势位面。

当水文系统迅速达到稳定流时，可以近似为两个稳定流动时期：(1) 1962年12月以前；(2) 1962年12月以后。所以这样做的目的是简化水文模拟计算，而模型是为水头和浓度连续变化较普遍的情况而设计的。

模拟了1962年12月前和12月后两个时期，后一时期的结果如图3所示。

模拟结果和观测值比较表明稍有差异。似乎在布伦斯韦克和圣西蒙斯岛之间，往东有一弱渗透带。但对我们感兴趣的污染区附近的模拟结果是好的。

在最终分析中，可变的导水系数以1.8英尺/秒的数值直接应用于布伦斯韦克区；围闭层的厚度是变化的；纵向水力传导率为 0.9×10^{-9} 英尺/秒。

水质模拟结果

显然，因为流体的质量平均通量是质量传导方程的积分部分，水文模型必须准确才有希望模拟水质。曾经得到过满意的水文模型，我们试图加进氯化物的活动。图4表示计算的1970年氯化物的分布。该图可以和观测的氯化物分布(图2)比较。我们认为计算结果和观测资料吻合尚好。

在水质模拟中下列三个参数是未知的：

- (1) 孔隙度 ϵ ；
- (2) 扩散系数公式所必须的特征混合长度 α ；
- (3) 两个污染区的渗漏量。

获得最优结果的参数如下：

- (1) 孔隙度 $\epsilon = 0.35$ ；
- (2) 特征混合长度 $\alpha = 200$ 英尺；
- (3) 水的渗漏量 0.5 英尺³/秒，含氯化物 2000 毫克/升，这个污染程度从1958年一直保持到1970年。模拟了几个 α 值(特征

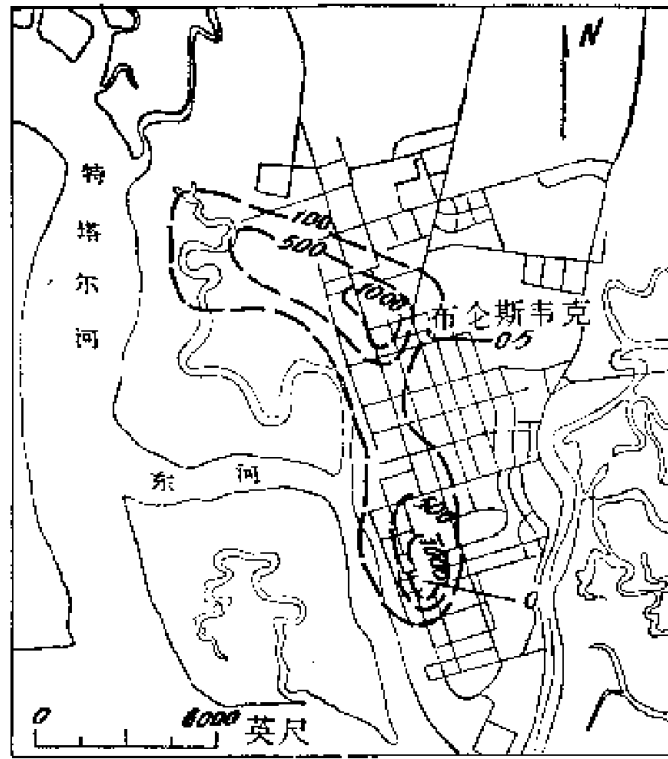


图 4 计算的氯化物分布 (毫克/升) (1970)

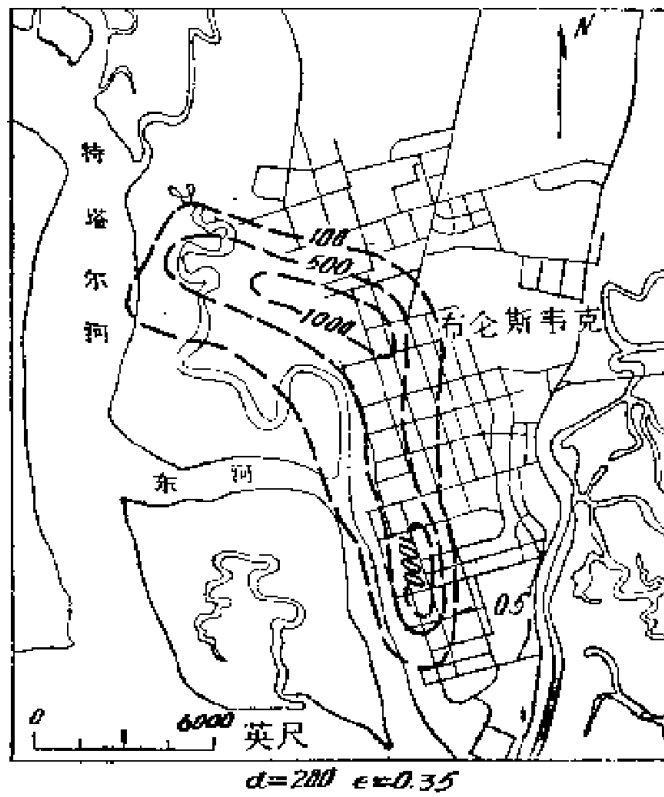


图 5 计算的氯化物分布 (毫克/升) (1980)

混合长度)。计算结果对 α 值是灵敏的。虽然差别微小，模型对 α 变化的反应能从对孔隙度变化的影响中分离出来。

一旦达到与历史资料的吻合，就制订 1975 年和 1980 年的计划。计算得到的 1980 年氯化物分布如图 5 所示。该图表明，到 1980 年主要井场的氯化物浓度显著增加。

切实可行的保护井场的方法是：在污染源和抽水中心之间对含水层进行拦截抽水。我们模拟的保护性抽水效应为 10 英尺³/秒。模拟结果的比较表明，这样的抽水是有效的。虽然 10 英尺³/秒好象是相当大的抽水量，平均一个井可以生产这样多的水（布伦斯韦克纸浆公司的一个井的试验抽水量为 29 英尺³/秒）。在比较大的面积上，保护性抽水的布置，采用 2 或 3 眼井，或许最为有效。

胡安邦译

新墨西哥州热水 地球化学特征的初步研究

[美] W·K·萨默斯 R·A·德居

摘 要

本文论述了新墨西哥州从火成岩中涌出的九个温泉的地质及水文条件。

这些泉区的展布恰好构成了横切火成岩体的一个有代表性的剖面。对每个地区的岩石标本进行了一系列实验室研究,实验时使岩石颗粒在不同条件下进入用蒸馏水稀释的 HCl 溶液。这些实验证明下列因素影响水所得到的化学成分。

- (1) 溶液的初始 pH 值;
- (2) 进行实验时的气压;
- (3) 外来的或游离的离子例如硫的存在; 以及
- (4) 岩石颗粒的表面积。

发现进入溶液的单价阳离子和钙及镁离子总量的增长与基岩中同类组份的增长成正比。注意并讨论了其间的定量关系。

在蓬塞-德-里翁 (Ponce de Leon) 温泉、里欧-圣安东尼奥 (Rio San Antonio) 热泉及里欧-圣安东尼奥温泉的水中 Ca:Na+K:Mg 的比值与各泉的岩石中的基本一致。而在研究区的其它地方未见到类似的关系。看来在这三个地区,水与岩石已趋近于离子平衡,而在别处并非如此。

希望通过这一研究能对热水的水化学有进一步的了解。这是很重要的,因为水化学是地热调查中最有价值的一种手段。

绪 言

过去几年中，对美国西部地热资源的综合开采利用已更多地予以注意了。新墨西哥州已知的地热区有50处以上。其中只有热麦兹-卡耳德腊 (Jemez Caldera) 地热区已广泛地勘查过。萨默斯和罗斯 (Summers and Ross, 1971) 曾报导，在此区中打了5口井。最近打的一个孔深达2900米，据报导，在达到湿蒸汽带以前曾泄出干蒸气。除了热麦兹地热区外，新墨西哥州另有少数地带也具有地热远景。

新墨西哥州的许多温泉其矿物组份就地热生产来说是有害的，因为这些组份使溶液腐蚀性增强并难于处理。但从另一方面来说，如果某种矿物组份，例如锂，达到一定含量，那么从水中提取矿物可能是合算的。

当水在饱和带中运移时，水与岩石会发生化学反应。这些反应左右着井水和泉水 (温热的或冷的) 的成分。然而，其它因素对水的化学特征也有一定影响。其中包括溶解气体的性质与来源、水进入含水层时的化学成分、水在含水层中停留的时间以及水在含水层中的流经途径。

德居和巴布 (Deju and Bhappu, 1965, 1966) 研究了硅酸盐矿物在水溶液中的表面化学作用。萨默斯 (1965) 曾研究了新墨西哥州温热地下水的产状及其化学成分。在本文中萨默斯和德居分析了各种参数对新墨西哥州温泉水化学成分的影响。本文的目的在于进一步了解各种矿物组分进入水中的途径。

水 文 地 质

新墨西哥州有50多个地区流出温度为32℃或温度更高的水。其中差不多有一半地区的水是从火成岩中流出的 (或与火成岩有密切的关系)。

研究用的岩石标本是由以火成岩为主的地区取得的。在这些地区，水直接从火成岩裂隙中流出，或通过薄层冲积覆盖层，或从掩覆岩石的岩屑堆积下由岩石中流出。这些岩石由富硅的到贫硅的，由晶质的到玻璃质的，由侵入的到火山的，跨越很广的地质时期，其中两个是前寒武纪的，三个是第三纪的，四个是第四纪的。其中两个地区的水都是从孤立的出水口流出的，七个地区

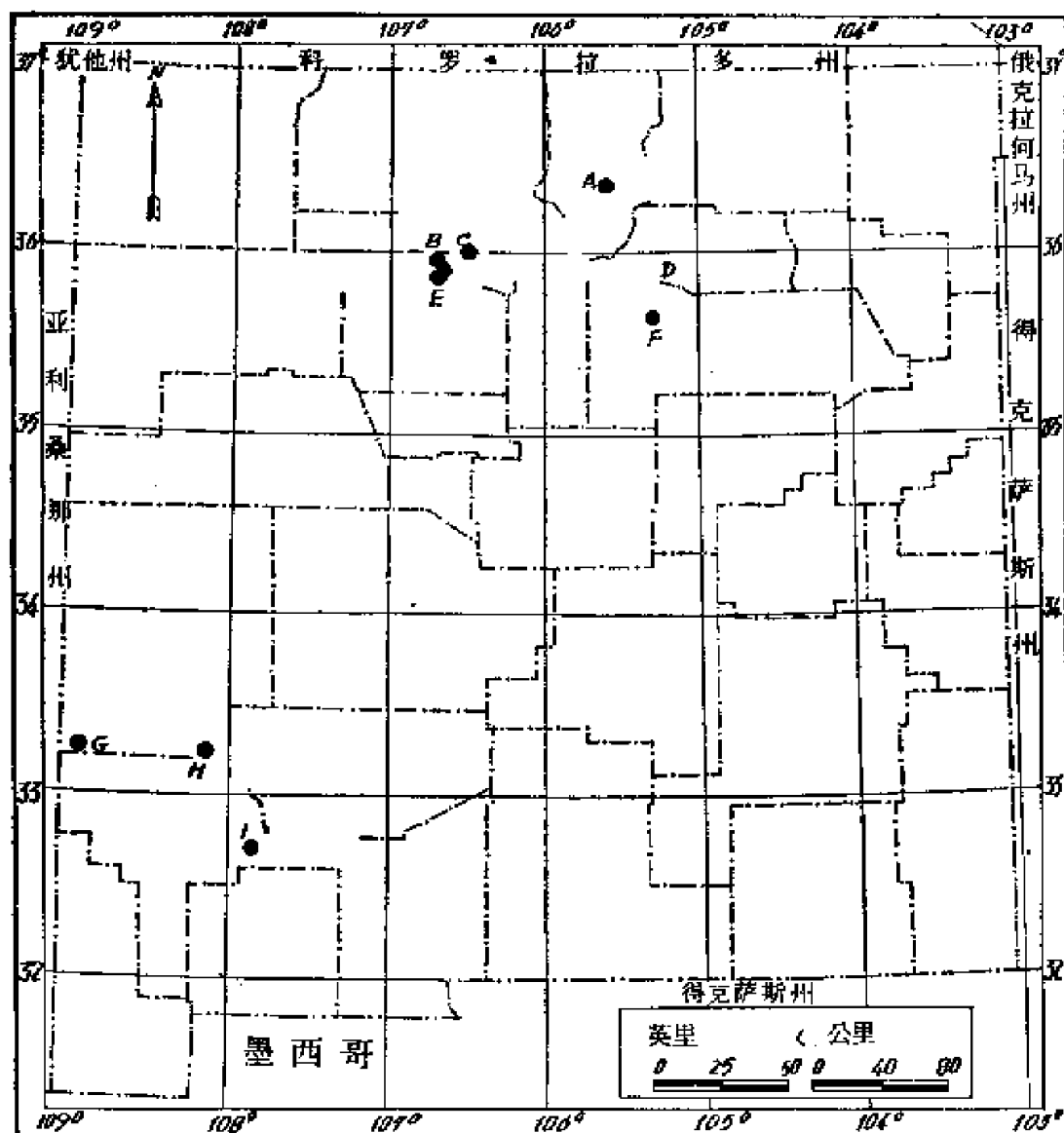


图 1 新墨西哥州取样的温泉分布图

A—蓬塞-德-里翁温泉；B—圣安东尼奥热泉；C—圣安东尼奥热泉；D—萨尔弗热泉群；E—斯宾斯热泉；F—蒙特祖马热泉群；G—下弗里斯格热泉群；H—基拉河中岔点热泉；I—明布列斯热泉群

表 1 温泉水的部分化学分析结果

来 源	浓 度 (毫当量/升)						pH
	Na ⁺	K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Fe ⁺⁺	温度 (°C)	
A. 蓬塞-德-里翁温泉	7.61	0.12	0.04	0.60	—	35	—
B. 圣安东尼奥热泉	1.57	0.05	0.00	0.15	—	41	8.2
C. 圣安东尼奥温泉	2.48	0.11	0.00	0.30	—	32	7.9
	6.31	0.01	1.03	6.79	10.03	33	2.3
	1.15	0.95	0.66	6.69	1.97	35	1.5
D. 萨尔弗热泉	0.63	1.89	0.94	11.63	5.77	56	2.3
	0.19	0.70	0.23	31.39	1.18	49	2.0
	0.21	0.10	2.57	12.28	1.50	52	1.6
E. 斯宾斯热泉	2.61	0.04	0.06	0.48	—	41	8.2
	5.31	0.08	0.09	0.50	—	34	8.2
	7.61	0.19	0.08	0.20	—	39	8.4
	8.35	0.20	0.08	0.40	0.08	43	8.9
	7.05	0.16	0.31	2.89	0.08	5	7.4
F. 蒙特祖马热泉	5.00	0.11	0.14	1.30	—	22	8.2
	7.83	0.21	0.03	0.50	0.06	52	7.9
	8.00	0.18	0.08	0.25	—	47	8.3
	7.35	0.19	0.08	0.25	—	39	8.2
	8.70	0.18	0.00	0.25	—	55	8.8
	7.56	0.18	0.08	0.30	—	50	7.5
	8.40	0.42	0.74	2.65	0.04	37	7.7
	9.35	0.41	0.57	2.50	—	39	7.7
	11.96	0.49	0.95	2.89	0.09	41	7.7
	11.53	0.58	0.85	4.99	0.11	45	7.9
G. 下弗里斯格热泉群	13.05	0.50	0.53	3.24	—	47	7.9
	13.36	0.56	0.47	3.24	—	50	7.9
	15.23	0.60	0.66	5.14	0.04	46	7.7
	6.35	0.10	0.08	0.70	—	66	7.2
H. 基拉河中含点热泉	6.4	0.13	0.03	1.35	—	66	—
	9.35	0.16	0.02	0.40	—	29	9.0
	4.92	0.03	0.00	0.20	—	59	8.5
	6.00	0.03	0.00	0.15	—	62	8.6
	I. 明布列斯热泉	5.00	0.03	0.00	0.15	—	58
5.53		0.07	0.02	0.50	0.13	54	8.0
4.87		0.02	0.00	0.15	—	45	—

的水是从多个出水口流出的。因此图 1 所示的九个取样地点情况各不相同。看来，这些地区的火成岩多半是含水层，而不只是热水的局部“逸出通路”。

新墨西哥州采矿及矿产资源局 (Summers, 1965) 已经详细讨论了这些地区的地质、水文及水化学问题，这里仅作概略介绍。表 1 是泉水的部分化学分析成果。表 2 列举了此次实验所用岩样的部分化学分析成果。

表 2 岩石标本的部分化学分析结果

取样地点，地层及岩石类型	重 量 百 分 数				
	Fe	Mg	Na	K	Ca
A. 蓬塞-德-里翁温泉，埃姆布多花岗岩，花岗闪长岩	0.84	0.06	2.80	3.34	0.51
B. 圣安东尼奥热泉，斑状流纹岩	0.88	0.10	3.66	3.80	0.58
C. 圣安东尼奥温泉，多孔石英-透长玻(基)斑岩	0.50	0.04	2.94	3.88	0.33
D. 萨尔弗热泉群，蚀变硅化凝灰岩	1.96	0.06	0.40	0.22	0.11
E. 斯宾斯热泉群，玻(基)斑岩	1.56	0.21	4.22	3.32	0.76
F. 蒙特祖马热泉群，花岗岩	1.96	0.13	3.36	3.52	0.84
G. 下弗里斯格热泉群，多孔玄武岩	3.20	1.20	3.58	1.60	3.34
H. 基拉河中岔点热泉，铁质安山岩	6.80	1.40	2.18	1.86	4.74
I. 明布列斯热泉群，尼林嫩流纹岩(?)，石屑晶质凝灰岩	1.80	0.49	3.60	3.92	1.59

蓬塞-德-里翁温泉群

这一泉群在 sec. 7, T. 24N., R. 3E., 水从埃姆布多花岗岩断裂带的裂隙以及冲积层中流出。泉附近的埃姆布多花岗岩以钾长石及石英为主，并含少量角闪石及黑云母。