

5658055

QSG

全苏水文地质和工程地质科学研究院編

水文地质 和工程地质问题

电力工业出版社

全苏水文地质和工程地质科学研究所編

水文地质 和工程地质问题

胡世麟

王繼光譯

電力工業出版社

內 容 提 要

本論文集中刊載了有关野外調查和室內資料整理的論文共十二篇。这些論文大部分曾在中亞細亞及其他地区的調查工作中采用过，所以对水文地質和工程地質專家們在实际工作中会有很大的帮助。

本論文集可供水文地質專家、工程地質專家和科学研究人員用，同时也可供地質学院和高等学校的水利系师生使用。

ВСЕГИНГЕО
ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
ГОСГЕОЛИЗДАТ МОСКВА 1953

水文地質和工程地質問題

根据苏联国立地質書籍出版社 1953 年莫斯科版翻譯

胡世麟 王繼光譯

509S72

电力工業出版社出版(北京右西26号)

北京市書刊出版業營業許可証出字第082号

北京市印刷一厂排印 新华書店發行

787 × 1092 $\frac{1}{2}$ 开本 * 6 綫印張 * 153 千字 * 定价(第10类)11.00元

1957年4月北京第1版

1957年4月北京第1次印刷(0001—5,600册)

原 序

为实现苏联十九次党代表大会关于發展苏联第五个五年计划的指示，必須在短期內闡明苏联辽闊領域內的自然历史条件，为此就必须进行各种各样地規模龐大的調查工作。

因此苏联的水文地質專家和地質工程師們就面臨着一个迫切的任务，去研究和選擇最有效的地質和水文地質野外調查方法。因为在許多情況下野外的調查結果，將成为選擇建築物(水工的，灌溉的等)的結構及其正确的运用基础。

因为全苏水文地質和工程地質科学研究院 (ВСЕСИИТЕО) 面临着这样一个任务，所以在本論文集就刊载了有关野外調查法和室内資料整理的一些論文，並預計这些論文對於專家們在实际工作中会有很大的帮助。

本書所發表的諸方法，大部分在中亞細亞和其它地方为水利建設进行的調查中都曾經採用过，因而就有根据来推荐它們，以便做进一步地广泛利用。

目 录

原序

Г. Н. 卡門斯基 潛水动态水动力学原理的研究	3
A. A. 康諾浦涼采夫, B. Г. 西比尔采娃 關於中亞細亞潛 水按动态类型的分类問題	14
A. B. 列別捷夫 測定潛水在自然条件下借助於大气降水 滲入的补給与蒸發之試驗方法	21
H. K. 吉利斯基 根据淺坑灌水的資料, 測定砂和亞砂土 的滲透系数	31
E. Г. 卡丘金 为計算河流壅水时边岸再造的資料选择問題	72
E. П. 叶米列雅諾娃 滑坡作用的原因和因素	79
A. A. 布罗得斯基 一种研究地下水化学分析結果的圖解法	98
B. Д. 巴布斯金 有关进入無压水中鑽孔入流的某些問題 及其在水文地質勘查中的实际意义	140
A. П. 尼番托夫 粘土質悬浮体机械成分(顆粒成分)的比 重計分析法	156
E. B. 西蒙諾夫 全苏水文地質和工程地質科学研究院 (BCEГННГЕО) 鑽入式提土器	160
H. B. 列別甸采夫 測定鑽孔或鑽井中水位的新仪器 —— 具有感应器的电动水位計	167
E. B. 西蒙諾夫 包气帶中灌水試驗用的新設備	168

T. H. 卡門斯基

潛水动态水动力学原理的研究

緒 論

研究那些总合起来構成地下水动态学說的主体的各种現象，是为了解决許多具体問題，这些問題最近由於要实现苏联十九次党代表大会的指示而获得了新的發展。这里包括研究所設計的灌溉系数、水工建筑物、水庫和擋水堤等所在地区中最接近於地面的潛水水位的动态。此外还可結合着利用潛水和較深的地下水(自流水)於灌溉事業来拟定研究地下水的动态。由於防护林帶的营造就發生了研究潛水与树林間相互作用的問題。

为了解决上述各种具体問題，只是像以前的調查家那样局限於求得找到各种因素对潛水动态的影响之这种或那种的解釋是不够的。現在就必须确定形成潛水动态(大气降水的滲透、地下逕流、蒸發等等)的这些因素在量上的表示，就有必要来假設，在自然和人工的(潛水的迴水，灌溉等等)作用因素的綜合影响下，潛水动态可能發生的变化。

解决上述任务的主要方法在於拟定研究潛水动态的水动力学的原則。为了这个目的我們要利用潛水的不稳定运动之終極差值方程式，应用这些方程式於研究迴水情况下潛水动态的問題时，已經証明是正确的。

M. M. 克雷洛夫以平衡方程式为基础，完成了很有意义的分析潛水动态的工作。他在他的博士学位論文中举出許多具体的数字計算烏茲别克灌溉地区潛水均衡的范例。

潛水的均衡方程式

潛水的均衡是由下列主要因素構成的：潛水的补給是借助於大气降水的滲透(包括凝結水)、潛水通过水流的上方橫断面而流入、潛水

通过下方横断面而流出。如果潛水深度不大，可能發生蒸發作用而代替了滲透作用。

如果对上述流入和流出因素从量的表示上来比較，就可以得出所划分出来的这个潛水水流区水的均衡关系。同时，在不同的時間間隔內，可能在含水層中發生貯水量的增加或減少，而这一点則和潛水水位的升高和降低是分不开的。

上述的比較，其数学表达式可用水的均衡方程式来表示，这个方程式對於划分出来的潛水水流地段或盆地以下列形式示出

$$\Delta H \frac{\mu}{\Delta t} = \frac{Q_1 - Q_2}{\omega} + W, \quad (1)$$

式中 ΔH ——在時間 Δt 內潛水水位的变化，当水位增高时它是正的，当水位降低时是負的；

μ ——土的排水或飽和的不足，即在水位降低时單位体积的土所排出的水量；

ω ——划定的潛水水流地段面积；

$Q_1 - Q_2$ ——在單位時間內潛水的流入和流出量；

W ——滲入量，即滲透水由上方的流入量；这个数值在它为負数时表示潛水消耗在蒸發上的数量。

为了与所划分出来的陆地地段总的水均衡相結合，我們列出另一个方程式，表示在地面同一地段及潛水水面以上的土層的水的均衡关系：

$$W = N - v + \frac{A_1 - A_2}{\omega} \pm (D_1 + D_2), \quad (2)$$

式中 N ——大气降水量(包括凝結水)；

v ——由土壤表面，表面积水地，包气帶及散發帶的土壤帶中之总的蒸發量；

$A_1 - A_2$ ——地表水的流入量和流出量；

D_1 ——地面上貯水量的变化；

D_2 ——土層中自其表面至潛水面間貯水量的变化。

后一个方程式能提供關於潛水補給与大气降水、蒸發、表面逕流等間的精确的数字关系，而方程式(1)則表示潛水的动态和其均衡的

相互关系，因为这个方程式同时表示出了潛水水位是根据其动态、补給及地下逕流等的变动。

潛水不穩定运动之終極差值方程式及其在 潛水动态分析上的应用

我們將方程式 (1) 应用於潛水水流的因素，这个潛水水流的側方由順着流綫方向的垂直面所限制，在一般的情况下我們会有一个寬度 b 的可变水流 (徑向流)。

我們繪出水流的許多橫断面 (見圖)，表示以 $n-1, n, n+1$ 並引用下列符号：

b_{n-1}, b_n, b_{n+1} —— 分別是每个断面的潛水水流的寬度；

h_{n-1}, h_n, h_{n+1} —— 上述断面中含水層的厚度 (由隔水層至潛水水位)；

ΔX —— 断面間的距離；

k —— 滲透系数；

H_{n-1}, H_n, H_{n+1} —— 各該断面中潛水水位的标高。

此外，为了表示随着時間而变动的潛水水位，我們还引用指标 $S, S+1$ 以標誌同一断面中經過時間間隔 Δt 的潛水水位。

每个断面上，不同瞬間的水位將用字母 H 来表示，並註以两个指标，例如，對於断面 n 來說則：

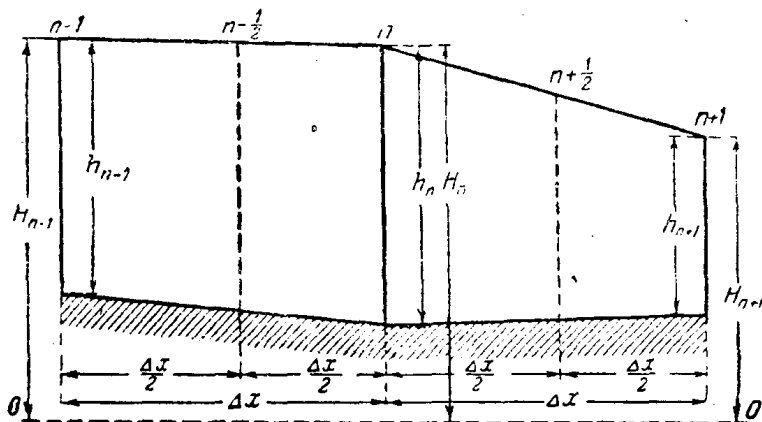


圖 1

$$H_{n,s}; \quad H_{n,s+1}.$$

如果在上述三个先后相联的水流断面間繪以中間断面 $n - \frac{1}{2}$, $n + \frac{1}{2}$, 我們在后者两个断面間就分出了潛水流的因素長为 ΔX , 其水流消耗量可以下列形式来表示:

$$Q_1 = k \frac{b_{n-1} \cdot h_{n-1} + b_n \cdot h_n}{2} \cdot \frac{H_{n-1} - H_n}{\Delta X};$$

$$Q_2 = k \frac{b_n \cdot h_n + b_{n+1} \cdot h_{n+1}}{2} \cdot \frac{H_n - H_{n+1}}{\Delta X}.$$

所划分出来的这一区段其表面积的大小 ω 可通过 ΔX 与中間断面水流宽度 b_n 的乘积来表示, 即 $\omega = b_n \cdot \Delta X$.

將这些数值代入方程式 (1) 並考虑所引用的符号, 我們就能得到潛水之不稳定运动或潛水水位变动的方程式.

$$H_{n,s+1} - H_{n,s} = \frac{k \cdot \Delta t}{b_n \cdot \mu \cdot \Delta X} \left(\frac{b_{n-1} \cdot h_{n-1} + b_n \cdot h_n}{2} \cdot \frac{H_{n-1} - H_n}{\Delta X} - \frac{b_n \cdot h_n + b_{n+1} \cdot h_{n+1}}{2} \cdot \frac{H_n - H_{n+1}}{\Delta X} \right) + \frac{W \cdot \Delta t}{\mu}. \quad (3)$$

現在我們由这个一般的方程式轉入到層流的个别情形, 即轉入到宽度固定的水流情形. 研究这种水流具有重大的实际和理論上的意义.

在所謂層流情况下, 即流綫在平面中彼此是平行的而在运动途中水流的宽度恆为常数的情况, 則問題就可能归結於研究宽度为 1 个單位的水流. 因为这时 $b_n = b_{n-1} = b_{n+1}$, 所以这些数值在方程式 (3) 中就可削減, 而對於層流的情形我們就能得出較為簡單的表达式:

$$H_{n,s+1} - H_{n,s} = \frac{k \cdot \Delta t}{\mu \cdot \Delta X} \left[\frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot \frac{H_{n-1} - H_n}{\Delta X} - \frac{h_n + h_{n+1}}{2} \cdot \frac{H_n - H_{n+1}}{\Delta X} \right] + \frac{W \cdot \Delta t}{\mu}. \quad (4)$$

这个方程式表示潛水水位依据滲入水补給的改变而变动的关系. 假設有一系列連續的潛水水流地区, 其水流是由出口流至河流或表面积水地, 則我們借助於一系列相当的方程式就能得到潛水水位依据河流或积水地的动态而变动的关系.

这样一来, 潛水的运动之終極差值方程式就能作为分析潛水动态和具体闡明潛水与其均衡間的相互关系之用.

以上所演算出来的方程式，能以解决两种基本的问题：

1. 根据观察潜水水位变动的数据来确定渗入量 W ；
2. 根据指定的渗入量，特别是根据在灌溉时所产生的渗入量来计算潜水水位的变动。

利用以上所演算出来的方程式 (3) 和 (4)，我們就能确定渗入量 W 。

例如，由方程式 (4) 可得：

$$W = \frac{H_{n+1} - H_n}{\Delta t} \mu - \frac{k}{\Delta x} \left[\frac{h_{n-1} + h_n}{2} \cdot \frac{H_{n-1} - H_n}{\Delta x} - \frac{h_n + h_{n+1}}{2} \cdot \frac{H_n - H_{n+1}}{\Delta x} \right]. \quad (5)$$

由所得到的这个方程式中，可推出下列的方法来确定年度中最主要季节中的渗入量。为了确定这个渗入量，就必需在三个沿着潜水流方向布置成一个基准线之鑽井中进行的全年的观察潜水水位变动的资料。在潜水水位变动圖上將水位的上升或下降較為均匀的那些区段划分出来；这些区段可認為是週期性的，而在这些週期变化的过程中，渗入量是保持不变的。

在中央黑土地地区的情况下，作为这些週期的就是，例如：(1) 由於冰雪的融化使得渗入量增大而引起的水位在春季的上升；(2) 由於在干燥时期潜水停止补給，在某些情况下是由於潜水直接的蒸發而發生的水位的夏季下降；(3) 由於雨水滲入的增大和蒸發的減弱而發生的水位的秋季上升；(4) 由於潜水在雪的复盖下停止补給和潜水的貯存量消耗於地下水流所引起的冬季下降。

上述的这种划分，在具体情况下，会根据当地的水文地质和气象条件而变得复杂並改变形式。

按照上述的方法来計算其渗入量可以轉入到确定一年中潜水的总补給量，也就是說，轉入到确定其均衡中的收入部分。为此渗入量的大小要乘以每个週期的持續時間，並將所得到的每年的总渗入量相加。

为了說明上述的計算中所包括的各项数字起見，茲由运用上述公式的實踐中举出两个实例。

例 1. 确定莫洛卡河河谷(雷宾斯基水库的淹没带中)某一个观察井基准线的 W 值, 时期是 1937—1938 年。渗入量的计算及原始资料列于表 1。

表 1

鑽井間的距离: $\Delta x_{1-2} = 365$ 公尺; $\Delta x_{2-3} = 501$ 公尺。

含水層的厚度: $h_3 = 13.5$ 公尺; $h_2 = 10.5$ 公尺; $h_1 = 6.0$ 公尺; $k = 1.5$ 公尺/晝夜;
 $\mu = 0.06$ (根据冬季观察水位下降的资料算出的)。

观察日期	鑽井中水位的绝对标高, 公尺			Δt 晝夜	ΔH 公尺	W 公厘/晝夜	$W\Delta t$ 公厘
	H_3	H_2	H_1				
25/III 1938	105.62	103.52	98.73				
25/IV 1938	106.60	104.05	99.16	30	+0.53	+1.3	+39.0
1/VI 1938	106.34	104.24	99.35	35	+0.19	+0.5	+17.5
20/X 1938	105.28	103.55	98.96	140	-0.69	-0.1	-14.0
10/XII 1938	105.86	103.77	98.90	50	+0.22	+0.5	+25.0
8/IV 1939	105.19	103.38	98.80	118	-0.39	0.0	0

一年当中 $\Sigma W\Delta t = +81.5 - 14.0 = 67.5$ 公厘

例 2. 根据 1946—1947 年的观察资料确定卡馬河河谷中观察井基准线的 W 值(表 2)。

表 2

鑽井間的距离: $\Delta x = 200$ 公尺。

含水層的厚度: $h_3 = 12.5$ 公尺; $h_2 = 7.5$ 公尺; $h_1 = 4.5$ 公尺; $k = 18$ 公尺/晝夜;
 $\mu = 0.18$ (根据观察潜水在冬季时期水位降低的资料算出的)。

观察日期	鑽井中水位的绝对标高, 公尺			Δt 晝夜	W 公厘/晝夜	$W\Delta t$ 公厘
	H_3	H_2	H_1			
10/V	93.95	92.37	89.88			
10/VI	94.06	92.65	90.17	30	+1.23	+36.90
10/VIII	94.14	92.73	90.07	60	+0.59	+35.40
20/X	94.00	92.74	90.25	70	+0.86	+60.20
20/XII	94.08	92.77	90.24	60	+1.08	+64.80
1/III	93.72	92.43	89.81	70	0	0
20/IV	93.70	92.37	89.68	50	+1.04	+52.00
10/V	93.96	92.38	89.88	20	+1.36	+27.20

一年当中 $\Sigma W\Delta t = 276.5$ 公厘

由潛水不穩定運動方程式的研究中得出的結論

根據以上所舉的關於運用潛水終極差值運動方程式的實例可得出一系列的結論。

解決確定滲入量的問題本身就是解決潛水動態的分析和潛水均衡的問題。因為其結果就會得出潛水均衡的基本要素的數據——即得出在各季中潛水的補給及其變化的大小。如果把這一數值和潛水水位的變動加以對比並兼顧到含水層的厚度、岩石的滲透系數、排水量等各值的話，就能給出在該種具體的水文地質條件下，分析潛水動態所需用的原始資料。

由方程式(4)可見，由它左部($H_{n,s+1} - H_{n,s}$)的值所確定的潛水水位的變動幅度決定於補給量(滲入量 W ，更準確些是 $\frac{W}{\mu}$)和地下水流量的相互關係，水流量的影響是以方程式右方複雜的第一項表示的。如果滲透系數、含水層的厚度及水流的坡度很小，則地下水量也將是小的。在這種情況下，潛水水位的變動將會接近於滲入量除以排水量的數值，即接近於 $\frac{W}{\mu}$ ；在潛水水位下降的情況下，則將會發生潛水消耗於蒸發作用，而表示以 $-W$ 。如果滲透系數、厚度及潛水水流的坡度等值都很大，則地下水逕流也將是很大的。在這種情況下，潛水水位的變動幅度和 $\frac{W}{\mu}$ 值相比將要降低，也就是說一般地比第一種情形為低。

在第二種情況下，潛水水位之巨大的變動，可能是因為河水水位的變動或者是由於除了大氣降水的滲入外，還吸收地面水所造成地方性滲入量的提高所產生。研究這項相互關係就有根據來評定各種水文地質條件所決定的動態特性。這些水文地質條件是由導水性、岩層的厚度、坡度、逕流等各值所決定的。

根據這些相互關係，就能對於潛水補給量在人工灌溉條件下，變動其動態可能發生的影響範圍給予評價。

第二個基本結論是由補給量 W 而得出的，而 W 是根據觀察潛水的變動來確定的。

如果具備了適當的觀測井系，我們就不須要對蒸發作用、逕流、

包气帶中含水量的变化等进行复杂而不很肯定的系統的調查，仅仅观测潛水水位变动的結果，就能确定在自然条件下或人工灌溉条件下潛水的补給情形。

由以上所举的运用方程式(3)的实例中可以見到，观测潛水动态須在至少由三个沿着水流方向所布置的鑽井組成的观测基準綫中来进行，如果水流是徑向式的，則观测用的基準綫还要包括附設的，測定在其各断面处水流宽度变化用的旁側井。

这样的鑽井系形式的观测基準綫，可以作为研究調查地区中潛水动态的基础。

在埋設鑽井时，須考虑到确定方程式(3)中所包括的各项数值的要求，即含水層的厚度和渗透系数，排水量或饱和差系数 μ ，水位的标高等值。

對於中央黑土地帶，面积比較不大，一般最大以数百公頃計的灌溉地区來說，上述的观测綫系統乃是最适宜的，而且实际上是切实可行的。同时我們也並不否定那种形如鑽井網的比較复杂的观测系統。其比較均匀的分布在被灌溉的全部土上，以便更充分、更全面地估計潛水均衡因素，包括蒸發、表面逕流、灌溉水等等。

潛水动态的类型及其按水动力特征的分类

潛水的动态是在大气和其它作用在地表以上和岩層中的包气帶的各种因素的影响下構成的。

这些因素在各种地質的、地貌的和气候的条件的影响下，会引起潛水动态之無穷复杂的表现。但是根据我們對於潛水动态类型的概念，就可以在这个無穷复杂的表现中拟定出某种系統概念。

潛水动态的类型是根据成因上的特征，也就是根据構成动态的因素来确定的。至於潛水动态类型的区域变态，則首先決定於当地气候的以及地質的和地貌的特点。

以下所談到的一些划分，由潛水水位变动之水动力学原理的观点来看，是有明确的解釋和依据的，这一点在下面將有敘述。因此，以下所提出的關於潛水动态成因类型的分类，就可以看作是以水动力学

原理为基础的分类。

我們划分出下列4种潛水动态的基本类型：

1. 分水嶺型的：这是分水嶺的或河谷間地塊的潛水所固有的；这里，潛水动态是在大气降水的滲入的影响下，並与地下逕流以及部分的蒸發作用相配合而形成的。

2. 沿岸型的：这是河流附近地帶的潛水所固有的；这里，动态的基本特点是由於河水水位的变动而造成的。

3. 山前型的：或喀斯特型，这是山前的冲积扇或阶地，以及喀斯特地塊等所固有的；这里，在潛水动态的構成中，除了大气降水的滲入作用参与以外，还有河水，总之是由山地附近的地塊流下来的地表逕流水的强烈的吸收作用；这项吸收作用与山前的孔道中及孔隙中的强烈地下水流相配合就会使潛水水位有很大幅度的变动。

4. 冰冻型的：这是全部或部分季节冰冻的冻结層上的水所固有的；冰冻作用和其它因素相配合就在冻结層上的水中造成特殊的一种动态，譬如表現在水位之冬季的上升。

以上以3和4形式所述的有关潛水的运动終極差值方程式，是潛水水位变动过程最普通和最准确的表达方式，並包括着控制其动态的基本因素。在本質上，这些方程式乃是个别划分出来的潛水水流区段中潛水平衡的数学表达式。

方程式右部第一复杂項包括在 Δt 時間內潛水的入流和出流間的差，第二項 $W\Delta t$ ——是在同一時間內由上方滲入的入流；这个入流可能是正的也可能是負的，在第二种（即負的）情況下，我們將会有水消耗在蒸發上的損失而不是滲入。

以上關於方程式的論述表明，在应用这个方程式分析我們的觀測井系的潛水水位的变动时，也就是我們在应用平衡法来分析潛水的动态。

如果在所区划出来的潛水水流断面中的水位最初数值及边际断面中的水位随時間的变化，以及滲入量的变化等为已知，則借助於我們这个方程式通过依次的計算，我們就能推算出潛水水位的变动。

这个方程式还能以根据觀察一系列沿着水流布置的鑽井中之潛水

水位的变动所得的資料，来确定相反的問題——即解决确定渗入量及其在各季节中的变化問題。

借助於潛水不稳定运动終極差值方程式来处理第二個問題乃是調查潛水水流平衡的一个新方法。

我們这个方程式中包括一切構成潛水动态的基本因素。因此，利用这个方程式时，我們就能对以上所談到的潛水动态的类型給予水动力的解釋，並由这个方程式中推导出这些类型。为了这个目的，我們必須假設，我們这个方程式，适合於我們所研究的潛水水流被划分成的每三个隣近的断面。

这些方程式表示着潛水水流的一切因素間的水动力学关系；它們提供了水动力学作用的明确概念，其作用乃是在滲透作用時間內水流变化的影响下进行的；在沿着潛水水流末端水位进行的（即在排水的河流中）；和在各別水流区段的水位下进行的（例如当抽水或人工排水时等）。可見上述的各方程式是構成潛水动态之基本現象的数学表达式。要想得到这种或那种潛水动态类型，我們對於構成水流边际断面中水位（河水水位）及滲入作用的动态的那些基本因素就須採取其这种或那种数值或函数表达式。

如果取边际断面（在河流中或在水流的出口处）的水位为固定的，則我們就会得出在滲入量的变化影响下並与地下逕流相配合所構成的分水嶺类型的潛水动态。

在 W 增加时期，潛水水位是增高的，同时，正如由方程式系統中可見，水位是由含水層的出口处之边际断面的零位上昇到分水嶺处的最大值。当 $W=0$ 时，水位將由於潛水儲量之逐漸消耗而下降。如果潛水水位距地表不深，則在干旱时期， W 可能是負值，也就是說將會發生蒸發作用，而这也会使潛水水位降低。

当 $h_0=f(t)$ 时，即当河中的水位發生变化时，我們所得的潛水水位的变动，是随着距河流的距离的加大而逐漸發展的，也就是得到沿岸类型的潛水动态。此时 W 同样也是能变化的，但是它在潛水水流沿岸一帶中的影响和河水的水位变化的影响相比是比較小的。

动态的第三种类型，即山前型的或喀斯特型的，是在除了大气降

水以外，还有河水或地表逕流水等吸收作用的影响下所造成的渗入量的变化时而得到的。

在气候温暖的地方， D 值的变化較小。它的变化在缺乏排水的平原中是可能的，因为在大量地大气降水时期或河流汎濫时期这里可能产生暂时性的地表积水地（水窪地，溺谷，汎濫区）。

在沙漠和半沙漠地带中，在平原地形的情况下，潜水平衡中最重要的是蒸發作用，在 W 的表达式中，它往往超过大气降水量，而在潜水方程式中往往是和地下逕流平衡的。

以上所划分出来的潜水动态的成因类型及其区域变态仅能表明动态基本划分的多样性，这种多样性在自然界中是能見到的，並能用不稳定运动方程式表示出来。

以上所述仅仅是潜水动态的簡略分类。要想较为全面地体现出实际情况，我們必須要想像基本的动态类型之彼此間的过渡情况，以及各种混合式动态的情况，因为这种情况在自然界中照例是佔多数的。例如，在河谷的斜坡上由於大气的因素及河水水位变动的影响所造成的过渡式或混合式的动态極為普遍。在分水嶺的高原，河谷阶地上以及平原中，如果在該处有地表逕流水的吸收作用發生，我們能观察到山前型的动态因素。此外，还能指出許多其它潜水之混合式动态的情形。

以上我們所提出的关于动态的分类，就和其它任何一个关于自然现象的分类一样，乃是一个表解，其只能指出做为掌握自然界中的多种多样地下水动态类型所应当遵循的途径。

参 考 文 献

Игнатович Н. К. Региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Сов. геол., сб. 6, 1945.

Кенесария Н. А. Главнейшие типы режима грунтовых вод и мелiorация засоленных земель. Почвоведение, №9, 1940.

Ланге О. К. О зональном расщедлении грунтовых вод на территории СССР. "Очерки по региональной гидрогеологии СССР". новая серия, вып. 8 (12), 1947.

Шмидт М. А. Режим грунтовых вод Узбекистана. Комитет наук Узб. ССР, Ташкент, 1938.

A. A. 康諾浦涼采夫, B. Γ. 西比尔采娃

關於中亞細亞潛水按动态类型的分类問題

地下水的形成及其随時間而变化的問題, 只有在綜合而全面地研究这些水的动态时, 才能有充分的認識。

所謂全面的研究地下水的动态应当理解为: 确定地下水的水位(或單位時間的出水量) 温度和化学成分等由於時間而發生的变化, 以及分析上述各項間的相互联系。對於地下水的補給区則还要考虑与包气帶(土壤的湿度、温度, 其含鹽度等)的相互联系。对地下水动态的預測須是建立在这些材料的系統化和分析上。

为了掌握中亞細亞的广大地区的經濟, 其重要的問題就是有全面而有根据地进行水文地質的区域划分。在进行水文地質的区域划分时, 地下水的动态乃是基本因素之一; 如果不根据各种特征来闡明地下水动态的类型, 則这个任务就不可能得到解决。因此, 在相当久以前就已經开始了研究地下水动态类型的分类。可惜, 所有这些分类所表明的季节的变动类型, 基本上只是地下水水位的季节变动类型。

最近这些分类已經积累了許多种类。1938年 M. A. 施密特將現有的有关地下水位季节变动类型的所有分类表解分为三組:

1. 根据实际資料編制的区域性的表解(奧波考夫、施密特、凱皮迦克、凱內)。
2. 依据理論的先決条件, 並强求將动态的一切可能情形都包括在內的表解(西蒙諾夫、朗格、柯茲列夫)。
3. 包括灌溉区中一定类型的地下水(普利克隆斯基)和一定类型的矿化水的表解(西林-別克丘林)。

我們對於上述著作中所談到的分类不进行全部的研究, 我們只提出 M. A. 施密特和 O. K. 印日瓦托娃所著的干旱地区潛水动态的表解, 以及 B. A. 普利克隆斯基和 H. A. 凱內沙爾的分类。上面已經談过,