

Die Bestimmung der Fließrichtung und Fließgeschwindigkeit unterirdischer Wässer in tiefen Schichten der Tafelländer

Von E. V. PINNEKER (Irkutsk, UdSSR)

Es ist leichter, die Bewegung der
Jupitertrabanten zu erforschen, als
die Bewegung des Wassers.

G. GALILEI

Die Erforschung der Hydrodynamik der tiefen Horizonte wurde erst vor verhältnismäßig kurzer Zeit begonnen und ist mit der Lösung einer Reihe von Problemen verbunden, die mit der Beweglichkeit und Erneuerung unterirdischer Wässer in großer Tiefe zu tun haben. Bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts war die Hydrogeologie der tiefen Zonen auf die Kenntnis hydrochemischer und hydrogeothermischer Daten beschränkt. Praktisch ergab sich erst im Laufe der letzten zehn bis zwanzig Jahre hauptsächlich als Resultat der stürmischen Entwicklung der Erdöl-Hydrogeologie die Möglichkeit, über den Charakter und die Intensität des Wasserwechsels in den mächtigen Schichten der Tafelländer und Senken zwischen den Gebirgen etwas auszusagen.

Die Tatsache des Fehlens der „hydraulischen Ruhe“ in den tiefen Horizonten (2000—3000 m und mehr) wurde allgemein anerkannt (F. A. MAKARENKO 1948, A. I. SILIN-BEKČURIN 1949, 1959, H. M. KING 1953, M. A. GATAL'SKIJ 1954, A. I. LEVORSEN 1954, W. N. ŠČELKAČEV 1959, H. SCHOELLER 1959, A. M. OVČINNIKOV 1961, B. A. KROTOVA 1962, KARCEV 1963, I. O. BROD 1964 u. a.). In der Sowjetunion sind gewisse Erfolge erzielt worden bei der hydrodynamischen Untersuchung großer „Wasserdrucksysteme“* im Gebiet Wolga-Ural, im Nordkaukasus, in der Ukraine, in der Kaspischen Senke, in Mittelasien und in West- und Ostsibirien.

* Der Terminus „Wasserdrucksystem“ ist von A. M. OVČINNIKOV (1961) vorgeschlagen worden und wird in der sowjetischen hydrogeologischen Literatur ständig verwendet.

Der vorliegende Vortrag behandelt die Methoden der Bestimmung der Fließrichtung und der Fließgeschwindigkeit unterirdischer Wässer in den tiefen Schichten des südlichen Teiles der Sibirischen Tafel. Dieses Territorium ist seit E. SUESS (1901) bei den Geologen als „Irkutsker Amphitheater“ bekannt; als hydrogeologische Struktur wird es „Artesisches Angara-Lena-Becken“ (Abb. 1) genannt.

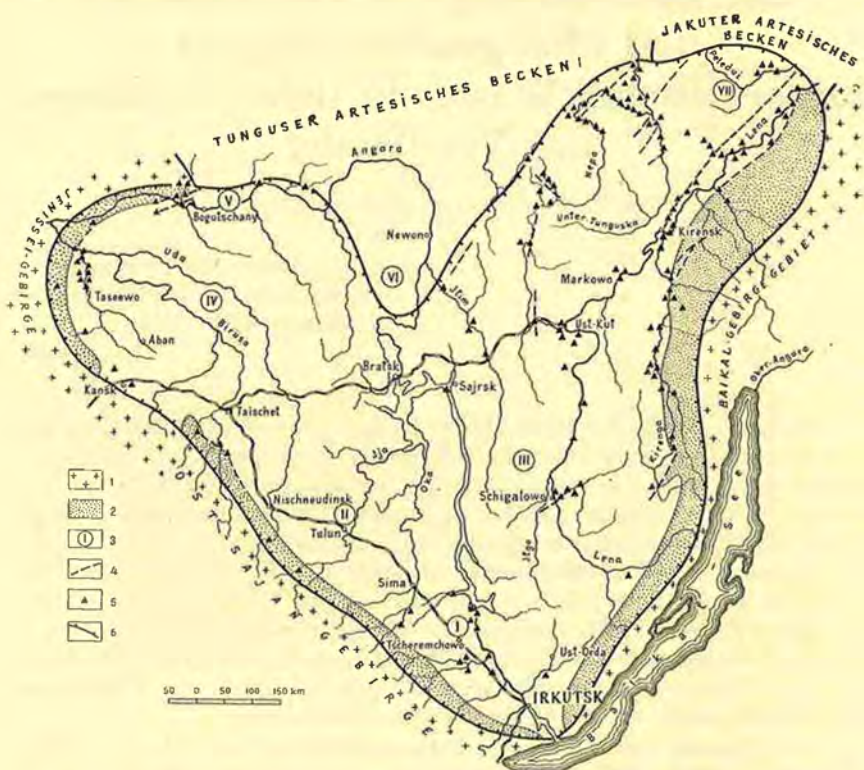


Abb. 1: Karte der Speisungsgebiete und Entlastungsstellen des artesischen Angara-Lena-Beckens.

1: Faltengebirgseinfassung; 2: Hauptspeisungsgebiete salzwasserführender Schichtenfolgen; 3: zusätzliche Speisungsgebiete (I — Irkutsker Vorsprung, II — Ijasker Vorsprung, III — Vorbaikalische Aufwölbung, IV — Cuna-Birjusa-Hebung, V — Irkineewsker Vorsprung und Angara-Dislokationszone, VI — Angara-Tuschama-Hebung, VII — Peledui-Hebung); 4: vermutliche tektonische Störungen (Brüche, die Salzwasser herausführen); 5: Solen- und Salzwasserquellen (Ziffer im Zähler = Ordnungszahl, Zahl im Nenner = Salzergiebigkeit in g/sek); 6: Grenze des artesischen Angara-Lena-Beckens.

Die Hydrogeologie der tiefen Horizonte des artesischen Angara-Lena-Beckens

Das artesische Angara-Lena-Becken stellt ein riesiges Wasserdrucksystem mit einer Fläche von 500.000 km² dar. Es ist gut isoliert sowohl von den hydrogeologischen Faltengebieten als auch von den angrenzenden artesischen (Tunguser- und Jakuter-)Becken.

Die Schichten der Tafeldecke fallen in nördlicher Richtung flach ein (Winkel kleiner als 1°). Auf dem Grund liegen sandig-tonige Sedimente des späten Präkambriums. Sie sind von der mächtigen Schichtenfolge des Unteren Kambriums (unten sandig-tonige Schichten, im mittleren Teil Halogengesteine und oben Sulfat-Karbonat-Gesteine) überlagert. Im nördlichen Teil erscheinen Karbonatablagerungen des Mittleren Kambriums. Noch höher folgen hauptsächlich sandig-tonige Gesteine des Mittel- und Oberkambriums, des Ordoviciums, Silurs, Karbons und Perms. Sporadisch sind sedimentär-vulkanogene Triasbildungen und kohlenführende Ablagerungen des Jura entwickelt. Die Gesteine sind durch Intrusionen von Gabbro-Basalten (sogenannte Trappen) durchbrochen. Die gesamte Mächtigkeit der Sedimentdecke erreicht 3000 m und mehr. Das artesische Angara-Lena-Becken enthält unterirdische Wässer mit sehr verschiedenartigem Mineralgehalt. Die Salzkonzentration nimmt mit der Tiefe zu. Die unterirdischen Wässer treten im oberen Teil des Profils als Süß- oder Salzwässer und im unteren Teil (von 350—750 m) allgemein als Solen auf**.

In den über den Salzschiefern liegenden Gesteinen haben die Solen einen Mineralgehalt von 35—320 g/l und Chlorid-Natrium-Zusammensetzung. Die Solen in den salzführenden und in den darunterliegenden Schichten haben in der Regel Chlorid-Kalzium-Zusammensetzung und Mineralgehalte von 300—600 g/l (E. V. PINNEKER 1961). Die Temperatur der unterirdischen Wässer in Tiefen von 700 bis 3000 Metern ist 20° bis 70° C.

Im artesischen Angara-Lena-Becken unterscheidet man drei soleführende Formationen. Von unten nach oben sind dies: 1. sandige Schiefer- und Karbonatablagerungen des späten Präkambriums (PCm₃ol) und des Unteren Kambriums (Cm₁mt), die sogenannte „Terri-gen“-Formation; 2. salzführende Ablagerungen des Unteren Kambriums (Cm₁us + Cm₁bel₁), die „Halogen“-Formation; 3. Karbonat- und Sulfat-Halogen-Ablagerungen des Unteren Kambriums (Cm₁bel_{2, 3} + Cm₁bul + Cm₁an) und auch Karbonatablagerungen des Mittleren Kambriums (Cm₂lt), die „Karbonat“-Formation (Tafel I). Die Flöze der porösen Sandsteine und geklüfteten Dolomite bilden gut persistente solefüh-

** Unter „Solen“ versteht man Wässer, deren Mineralgehalt höher ist als der mittlere Salzgehalt des Ozeanwassers, d. h. höher als 35 g/kg oder höher als 36 g/l.

rende Horizonte: Bochan-Horizont (Sandsteine im Dache des späten Präkambriums); Parfenov-Horizont (poröse Sandsteine der Motsker-Folge); Osa-Horizont (Intrasalzdolomite der Usolsker-Folge; Balychta-Horizonte (geklüftete Dolomite am Kontakt der Usolsker- und der Belskerfolge) usw. Wasserdichte Schichten Steinsalz, Anhydrite und Tongesteine.

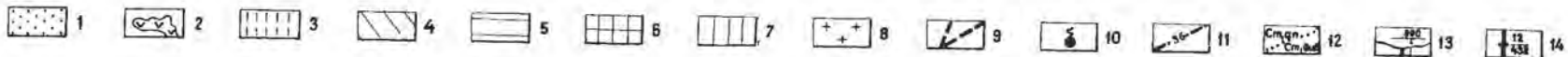
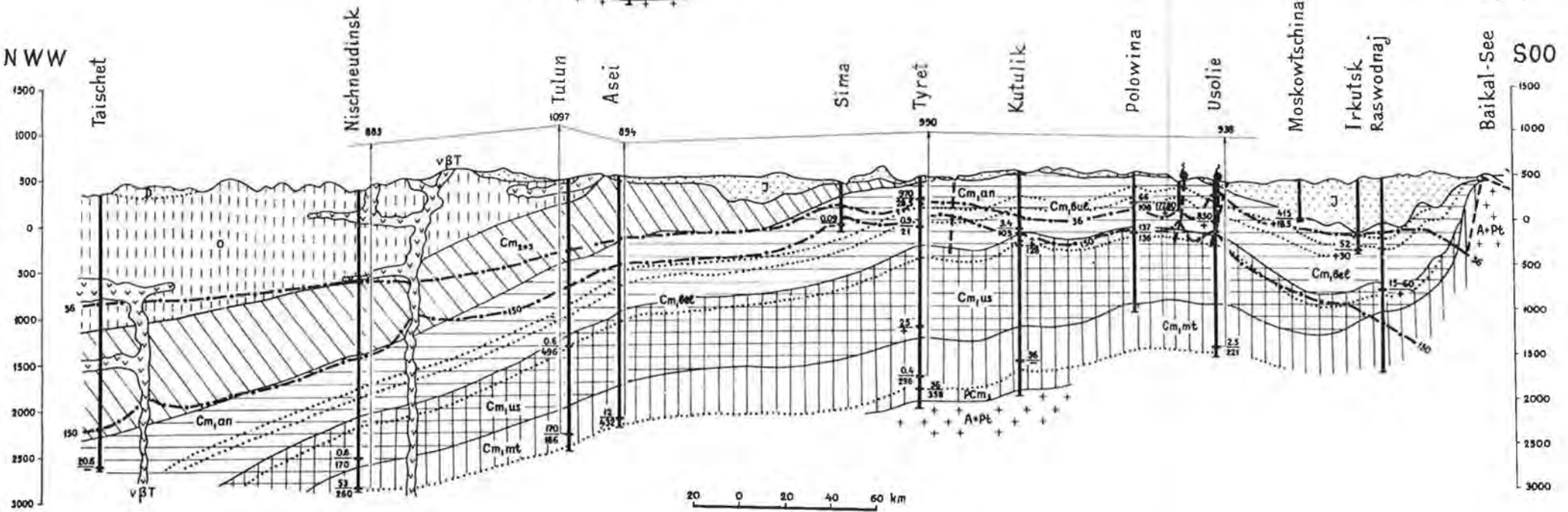
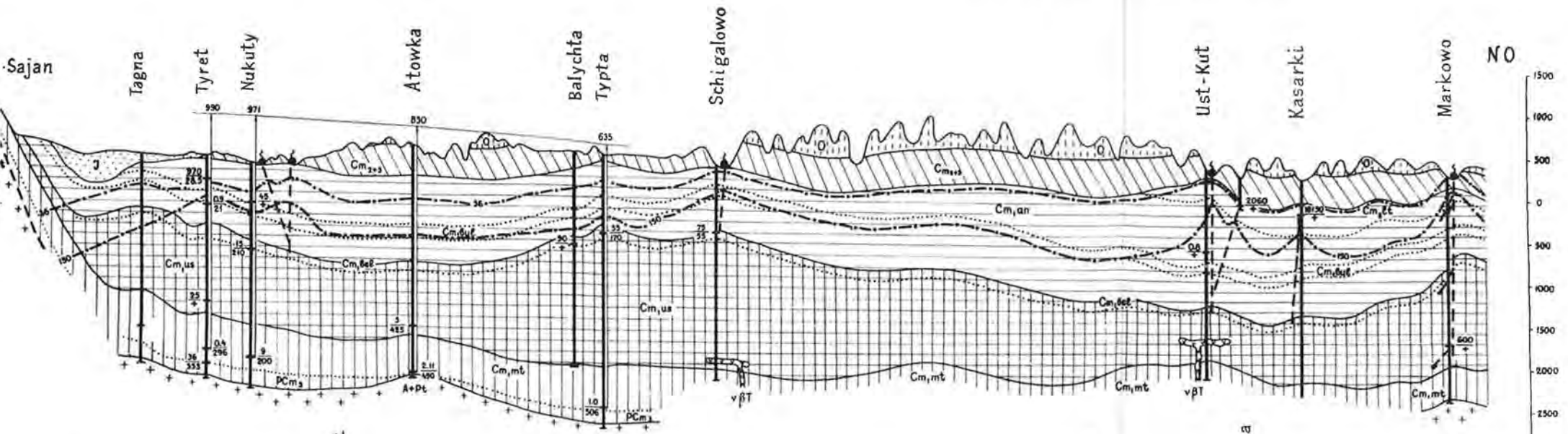
Die soleführenden Horizonte fallen entsprechend der Schichtenlagerung von den Gebirgszügen Ost-Sajan und Baikal-Hochland nach dem Inneren der Sibirischen Tafel ein.

Die Entlastung vollzieht sich an den tektonischen Brüchen und Schwächezonen. Die Salzsolen dringen aus den tiefen Schichten in die höheren ein. Auf der Oberfläche erscheinen sie als zahlreiche Salzquellen.

In den Jahren 1960 bis 1965 ist viel Tatsachenmaterial gesammelt worden, das die früher existierende Annahme von der Unbewegtheit der unterirdischen Wässer („hydraulische Ruhe“) in salzhaltigen und untersalinaren Schichtenfolgen im Süden der Sibirischen Tafel ins Schwanken brachte. Hydrodynamische Konstruktionen und Berechnungen zeugen von der Erneuerung der unterirdischen Wässer sogar in Tiefen von einigen tausend Metern. Um die Wege unterirdischer Wässer und die Intensität des Wasseraustausches zu erforschen, wurden nicht nur hydrodynamische, sondern auch paläo-hydrogeologische und hydrochemische Methoden angewendet.

Das artesische Angara-Lena-Becken ist ein uraltes Wassersystem, das im Laufe langer geologischer Zeiträume mehrmalige Wechsel hydrogeologischer Sedimentationszyklen durch Infiltration erfahren hat (Terminologie nach A. A. KARCEV 1963). Die historische Analyse der Entwicklung des Wasserdrucksystems gibt uns Hinweise auf die

Tafel I: Hydrogeologische Schnitte des artesischen Angara-Lena-Beckens. Wasserführende Formationen: 1: sandig-tonige, kohlenhaltige Juraablagerungen; 2: Eruptivgesteine der Trias (Trappen); 3: sandig-tonige Ablagerungen des Ordoviziums, Silurs und Devons; 4: sandig-mergelige, salzhaltige Gesteine des Mittel- und Oberkambriums; 5: kalkig-dolomitische und halogen-sulfatische Ablagerungen des Unteren und Mittelkambriums (soleführende „Karbonat“-Formation); 6: steinsalzhaltige Bildungen des Unteren Kambriums (soleführende „Halogen“-Formation); 7: sandige Schiefer und kalkig-dolomitische Ablagerungen des Spätpräkambriums und Unteren Kambriums (soleführende „Terrigen“-Formation); 8: metamorphe und magmatische Gesteine des Archäikums-Proterozoikums; 9: festgestellte Brüche, die Solen herausführen; 10: Entlastungsstellen der Solen; 11: Mineralgehalt-Isolinien (Zahl = Mineralgehalt in g/l); 12: Grenze zwischen Folgen und anderen stratigraphischen Gliederungen innerhalb der wasserführenden Formation; 13: Sonde (die Zahl oben ist die absolute Höhenmarke des reduzierten hydrostatischen Druckes in m); 14: Bereich des mittels Sonden erschlossenen Salzwasserhorizontes und seine Zahlencharakteristik (Zähler = Schüttung in m³/Tag, Nenner = Niveau in m, + bedeutet Wasserausbruch).



früheren und die gegenwärtigen Speisungsgebiete, Abflußwege und Entlastungsstellen der unterirdischen Wässer. Es muß hier bemerkt werden, daß sich die Speisungsgebiete und Entlastungszonen im Laufe des Paläozoikums, Mesozoikums und Känozoikums im wesentlichen nicht geändert haben. Ein aktives Eindringen von Infiltrations- und teilweise Magmatogenwässern geschah während des Trappenmagmatismus (Altmesozoikum) und bei der Bildung des Sajan-Baikalischen Scheitels (Känozoikum). Das führte zu einer Neuverteilung der unterirdischen Wässer in allen Teilen des geologischen Profils und zur Verdrängung der alten Sedimentationswässer. Bei dem geringen Anteil der Tongesteine im Profil der Sedimentärschichten (8—12%) und bei der geringen Gesteinsfeuchtigkeit (0,4—1,5%) kann es zu keiner Ansammlung von Sedimentationswässern während der Gesteinsverdichtung kommen. Die gesamte Dauer der Sedimentationsperioden (Präkambrium, Altpaläozoikum und teilweise Mittelpaläozoikum) war zweibis dreimal kürzer als die gesamte Dauer der Infiltrationsperioden (Mittel- und Jungpaläozoikum, Mesozoikum, Känozoikum). Die paläohydrogeologischen Rekonstruktionen deuten weiters auf eine geringe Rolle der Restwässer („reliktischer“ Wässer) von Meeresherkunft und der Magmatogenwässer im Gesamtvolumen der gegenwärtigen Vorräte an Solen des artesischen Beckens von Angara-Lena. Die Hauptmasse der Solen bilden stark metamorphosierte alte Infiltrationswässer.

In der gegenwärtigen Epoche geht ein unmittelbares Eindringen der Infiltrationswässer in den peripheren Teilen der Sibirischen Tafel, im Baikargebiet, Ost-Sajan-Gebirge und an den Ausläufern des Jenisseigebirges vor sich. Diese Wässer speisen die soleführenden Horizonte. Davon, daß hier die wichtigsten Speisungsgebiete sind, zeugt eine mächtige Süßwasserzone und eine deutliche Gesetzmäßigkeit der Zunahme des Mineralgehaltes der unterirdischen Wässer in Richtung von der Peripherie ins Innere des artesischen Angara-Lena-Beckens. Das bestätigen auch hydrothermische Beobachtungen. Fundamentvorsprünge der Tafel und Antiklinalerhebungen dienen als bedeutende örtliche Speisungsgebiete.

Die Entlastung der Solen aus tiefen Horizonten des artesischen Angara-Lena-Beckens geschieht sowohl über innere (Elemente der geologischen Struktur) als auch über oberflächliche (große Flüsse) Drains. Teilweise ist ein Überlauf der Tiefenwässer in das Tunguser und in das Jakuter artesischen Becken möglich.

Der überwiegende Teil der Entlastungsstellen befindet sich im Norden des artesischen Angara-Lena-Beckens und bildet eine umfangreiche Entlastungszone von Solen an der Oberfläche. Diese Solen steigen aus soleführenden Schichten der Karbonat- und des oberen Teiles der Halogenformation auf. Die Salz- und die Solequellen liegen an den Kreuzungsstellen der Brüche und Antiklinalstrukturen mit Flüssen. Man zählt insgesamt 145 Gruppen solcher Quellen (Abb. 1).

Ihre gesamte Schüttung wird auf 1 Million m³/Tag geschätzt; die Salzergiebigkeit ist 7,750.000 t/Jahr (E. V. PINNEKER 1963).

Die innere Entlastung kommt mit noch größerer Menge zur Geltung. Das Vorhandensein mächtiger wasserdichter Schichten, darunter der für Salzlauge undurchlässigen persistenten Schichten von Steinsalz, erschwert die Wechselwirkung zwischen verschiedenen salzlaugeführenden Horizonten. Aszendente Filtration wird in lokalen Abschnitten beobachtet. Der Strukturplan läßt einige Stellen und Zonen der inneren Entlastung erkennen. Als einer der Wege, nach denen Solen aus den tiefsten Horizonten der Halogen- und Terrigenformationen aufsteigen, dienen Regionalbrüche, die die ganze Sedimentärbedeckung der Sibirischen Tafel erfassen. Solche Brüche (z. B. der tiefe Bruch der Erdgaslagerstätten in Markowo) sind nur teilweise vernarbt und bilden gute Kanäle für die aufsteigenden Solen. In den tiefen Senken der Tafelländer ist die Entlastung unter der Wirkung des hydrostatischen Druckes in den Gebieten des Auskeilens oder der faziellen Verdrängung der wasserdichten Schichten möglich. In einem solchen Fall hat die aufsteigende Filtration flächenmäßigen Charakter und erreicht sogar die Oberfläche, wie es im Becken des Flusses Kirenga zu beobachten ist.

Die aufsteigende Bewegung der Tiefenwässer aus den Halogen- und Terrigenformationen wird bestätigt durch die überschüssige potentielle Energie der mit ihnen in Verbindung stehenden solesführenden Horizonte im Vergleich zu höherliegenden solesführenden Horizonten, in der Abgabe von Wärme durch die unterirdischen Wässer (entlang der Brüche und Trappkörper) und im Erscheinen von Chlorid-Kalzium-Wässern, die mit Brom angereichert sind. Die regionalen Gesetzmäßigkeiten in Hinsicht auf den Abfluß unterirdischer Wässer der tiefen Schichten des artesischen Angara-Lena-Beckens stimmen mit den hydrodynamischen Berechnungen der Verschiebungsgeschwindigkeiten der Solen und mit den Resultaten der Altersbestimmung der Salzlauge völlig überein.

Das Alter der Solen

Unter dem „Alter“ unterirdischer Wässer versteht man die Dauer des Aufenthaltes der Wässer im Erdinneren, beginnend vom Eindringen in den wasserführenden Horizont bis zum Austritt an die Oberfläche. Die heutigen Methoden lassen nur die Bestimmung des „relativen“ Alters zu, das wiederum Schlüsse auf das Verhältnis von Wässern verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft in dem untersuchten Wassergemisch erlaubt, d. h. eine Vorstellung von der Verdünnung der alten Wässer durch die jüngeren gibt. Die Altersbestimmung der unterirdischen Wässer ist eine wesentliche Hilfe für das Studium der Hydrodynamik der tiefen Horizonte.

Das Alter von alten unterirdischen Wässern kann aus dem Verhältnis von Helium zu Argon in freien oder gelösten Gasen bestimmt werden. Diese Methode beruht darauf, daß die Menge des gelösten Argons, das als Gas in der Luft enthalten ist, im Laufe der Zeit konstant bleibt, während Helium, das beim radioaktiven Zerfall entsteht, sich in unterirdischen Wässern allmählich anhäuft. Zur Berechnung dient eine Formel, die von W. P. SAVČENKO (1935) vorgeschlagen und dann von A. L. KOZLOV (1950) etwas abgeändert worden ist:

$$T = \frac{\text{He}}{\text{Ar}} K,$$

wobei T = Alter des Wassers oder Dauer seines Aufenthaltes im Erdinneren in Millionen Jahren; He = Gehalt an Gasen der Heliumgruppe in ‰; Ar = Gehalt an Gasen der Argongruppe in ‰; K = Konstante (nach A. L. KOZLOV ist bei gelösten Gasen K = 115).

Eine ausführliche Begründung für die Anwendbarkeit der Formel von SAVČENKO-KOZLOV und Zahlenberechnungen werden im Vortrag absichtlich nicht gebracht; das würde zuviel Zeit kosten.

Der Koeffizient K wurde zur Verbesserung der Zuverlässigkeit der Berechnung des Alters unterirdischer Wässer in jedem Fall korrigiert. Er ist, genaugenommen, eine veränderliche Größe und hängt von den Bedingungen ab, in denen sich die unterirdischen Wässer befinden: von der Porosität und Dichte der Gesteine, ihrer Radioaktivität, der Heliumabgabe der Gesteine und von der Diffundierfähigkeit des Heliums. Sehr stark wirkt sich die Gesteinsporosität aus, was auch in der Tabelle 1 bei der Bestimmung der Dauer des Aufenthaltes der unterirdischen Wässer im Erdinneren berücksichtigt wurde.

Tabelle 1: Das Alter der Solen aus tiefen Horizonten

| Zusammensetzung und Mineralgehalt der Solen | $\frac{\text{He}}{\text{Ar}}$ | mittleres Alter in Mill. Jahren | |
|--|-------------------------------|---|---|
| | (gelöste Gase) | mit Korrektur nur bezüglich der Porosität | mit Korr. bez. Porosität und Radiogen-argon |
| Chlorid-Na-Solen (36—320 g/l) | 0,01—0,04 | 1— 6 | 1— 6 |
| Chlorid-Ca-Na-Solen (36—320 g/l) | 0,15—0,89 | 17— 65 | 17— 75 |
| Chlorid-Na-Ca- und Ca-Solen (von 320 bis 500 g/l) | 0,1 —1,4 | 10—100 | 10—150 |
| Stark schwefelwasserstoff-hältige Chlorid-Ca-Solen (500 g/l) | 0,3 —0,4 | 20— 40 | 25— 65 |

Eine gewisse Verbesserung der Berechnung bringt auch die Korrektur hinsichtlich des radiogenen Argons; zieht man das radioaktive Argon von der Argongesamtmenge ab, so „steigt“ das Alter auf etwa das Anderthalbfache (Tabelle 1). Das betrifft hauptsächlich unterirdische Wässer aus den tiefsten Horizonten.

Trotz des nur orientierenden Charakters der Berechnungen zeugen die Resultate der Altersbestimmung unterirdischer Wässer vom Fehlen solcher Solen im Erdinneren des Angara-Lena-Beckens, die gleichaltrig mit den wasserführenden Gesteinen sind. Zwischen dem Mineralgehalt und dem Alter der Solen gibt es eine direkte Abhängigkeit: je größer der Kalziumchloridgehalt ist, desto höher ist bei sonst gleichen Verhältnissen das Alter der unterirdischen Wässer. Das maximale Alter der Solen entspricht dem Unteren Mesozoikum, d. h. der Zeit, in der im Süden der Sibirischen Tafel eine Strukturerneuerung vor sich ging, die mit dem Eindringen des Trappenmagma in die Sedimentärdecke einherging. Gleichzeitig mit Magmatogenwässern drangen große Mengen von Infiltrationswässern in die tiefen Schichten des artesischen Angara-Lena-Beckens ein.

Zweifellos ist auch weiterhin ein Zustrom „frischer“ Wässer vor sich gegangen, wenn auch mit geringerer Intensität. Infolgedessen ist der Anteil der „primären“ Sedimentationswässer in den Solemischungen nicht groß; sie sind stark verdünnt mit jüngeren Wässern. Wenn das aber der Fall ist, dann besteht aller Grund zur Annahme, daß die unterirdischen Wässer selbst in den tiefsten Horizonten in ständiger, wenn auch langsamer Bewegung sind.

Feststellung der Fließrichtung unterirdischer Wässer

Bekanntlich geben uns die Karten der hydrostatischen Niveaus eine Vorstellung von der Fließrichtung der unterirdischen Wässer. Aber das in den Bohrlöchern gemessene Niveau der Solen kann man bei der Erstellung von piezometrischen Isohypsenkarten nur mit speziellen Korrekturen benutzen. Bei unterirdischen Wässern mit verschiedener Dichte muß das hydrostatische Niveau auf Süßwasser mit der Dichte 1 umgerechnet werden. Dieses Niveau nennt man „reduziertes“ Niveau.

Es existieren einige Formeln für die Errechnung des reduzierten hydrostatischen Niveaus. Für die Erstellung von Karten mit kleinem Maßstab der Schnitte der Isolinien (25, 50 und 100 m) des reduzierten hydrostatischen Niveaus schlug A. I. SILIN-BEKTEÜRIN (1949) folgende Formel vor:

$$P_0 = h\gamma + z \frac{\gamma + \gamma_0}{2}$$

wobei P_0 = reduzierter hydrostatischer Druck auf der gewählten Vergleichsebene O in m Wassersäule; h = piezometrischer Druck auf der

Ebene n , die durch die Mitte der Prüfstrecke der Sonde geht in m ; γ = Dichte des Wassers in der Ebene n , g/cm^3 ; z = Entfernung zwischen der Ebene n und Vergleichsebene O in m ; γ_0 = Dichte des Wassers in der Vergleichsebene O in g/cm^3 .

Die Formel von A. I. SILIN-BEKTČURIN ist ein Sonderfall der Lösung der allgemein bekannten Gleichung von D. BERNOULLI:

$$P_0 = P_n + \sum_0^n z\gamma = P_n + \int_0^n \gamma \cdot dz = \text{const.}$$

Sehr wichtig ist bei der Berechnung die richtige Wahl der zahlenmäßigen Angaben. Eine allseitige Analyse des Ausgangsmaterials ist nicht Aufgabe dieses Vortrages, nur zwei Bemerkungen sind notwendig:

1. Es muß beachtet werden, daß der Wert der Dichte der Solen, der in die Formel eingeht, von der Größe des Schichtendrucks, der Wärmedehnung des Wassers und seiner Zusammendrückbarkeit abhängt. Eine Erhöhung des Schichtendrucks wirkt sich auf die Größe der Dichte des Wassers wenig aus (W. N. ŠČELKAČEV 1959). Die Dichte verändert sich viel stärker bei Temperaturerhöhung, die eine Wärmedehnung bewirkt. Auf analoge Weise wirkt die Zusammendrückbarkeit des Wassers. Deshalb werden bei den Berechnungen entsprechende Korrekturen bei den Werten der Dichte angebracht.

2. Man muß die Wahl der Vergleichsebene gut begründen und eine optimale Reihenfolge vorsehen, nach der die Bestimmung der reduzierten hydrostatischen Drucke durchgeführt werden (A. I. SILIN-BEKTČURIN 1949; M. A. GATAL'SKIJ 1954; S. S. BONDARENKO 1961). Um Fehler bei der Bestimmung der Wasserdichte auf der Vergleichsebene zu vermeiden und zum Vergleich der reduzierten Drücke verschiedener wasserführender Horizonte ist es am richtigsten, die Vergleichsebene auf der Kote des maximalen Eintauchens der tiefsten wasserführenden Schicht des Wasserdrucksystems anzunehmen und die Berechnung der Dichte der Wassersäule zu jeder Sonde für bestimmte Intervalle vorzunehmen durch Unterteilung des wasserführenden Horizontes durch parallele Linien in einige horizontale Schnitte. Dadurch wird das Element der Zufälligkeit bei der Wahl des Wertes γ_0 beseitigt. In diesem Falle erhält die Formel von SILIN-BEKTČURIN die folgende Form (Abb. 2):

$$P_0 = h\gamma + \Delta z_1 \cdot \gamma_1 + \Delta z_2 \cdot \gamma_2 \dots + \Delta z_{n-1} \cdot \gamma_{n-1} + \Delta \bar{z}_n \cdot \gamma_n$$

wobei $\gamma, \gamma_2 \dots \gamma_{n-1}, \gamma_n$ = die mittlere Dichte des Wassers, das zwischen den parallelen horizontalen Ebenen eingeschlossen ist, in g/cm^3 . $\Delta \bar{z}_1, \Delta \bar{z}_2 \dots \Delta \bar{z}_{n-1}, \Delta \bar{z}_n$ = der Abstand zwischen den Ebenen (oder Erhebung des mittleren Teiles der Prüfstrecke über die nächstliegende Horizontalebene) in m .

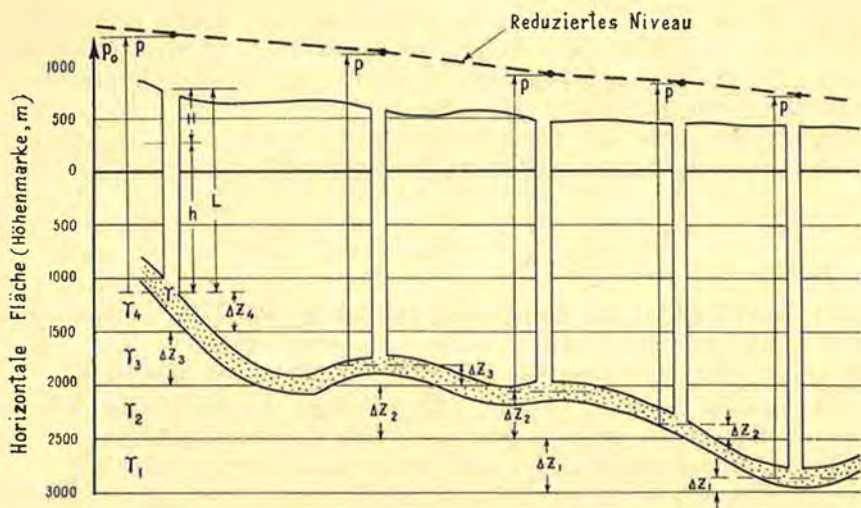


Abb. 2: Hydrodynamisches Rechenschema für die Bestimmung der reduzierten hydrostatischen Niveaus. — Erklärungen siehe im Text.

Die in jeder Sonde erhaltenen Daten des hydrostatischen Drucks (in m Wassersäule) werden dann in absolute Höhen des hydrostatischen Niveaus umgerechnet und danach die Karten gleichen hydrostatischen Drucks zusammengestellt. Die Abb. 3 und 4 zeigen die Karten der piezometrischen Isohypsen der am besten untersuchten Salzwasserhorizonte des artesischen Angara-Lena-Beckens, des Parfenov- (Sandsteine der Terrigen-Formation) und des Osa-Horizontes (Intrasalzdolomite der Halogen-Formation).

Die hydrostatischen Niveaus des Parfenov-Salzwasserhorizontes (Abb. 3) fallen von der Peripherie zum Zentrum des artesischen Angara-Lena-Beckens. Die Konturen unterirdischer Fundamentvorsprünge (Ija und Irkutsk) werden sehr genau von den Piezoihsypsen nachgebildet. Auf Abb. 1 gehören diese Vorsprünge zu den großen lokalen Speisungsgebieten salzwasserführender Schichten. Die Hauptfließrichtung der unterirdischen Wässer des Parfenov-Salzwasserhorizontes ist in der Sajan-Umgebung Nordost. Diese Richtung bleibt, wie die Detailkarte für den Bereich Zima-Čeremchovo zeigt, sogar auf der verhältnismäßig kleinen Fläche erhalten. Näher zum Zentrum des Beckens nimmt der Strom Nordrichtung an.

Etwas anders stellt sich die Bewegung der unterirdischen Wässer des Osa-Horizontes dar (Abb. 4). Die allgemeine Stromrichtung in der Sajan-Umgebung ist zunächst auch Nordost wie beim Parfenov-Horizont, mit der Entfernung von der Peripherie des Beckens schwenkt sie aber nach Nordwest, und nur im Nordteil bekommt sie nördliche

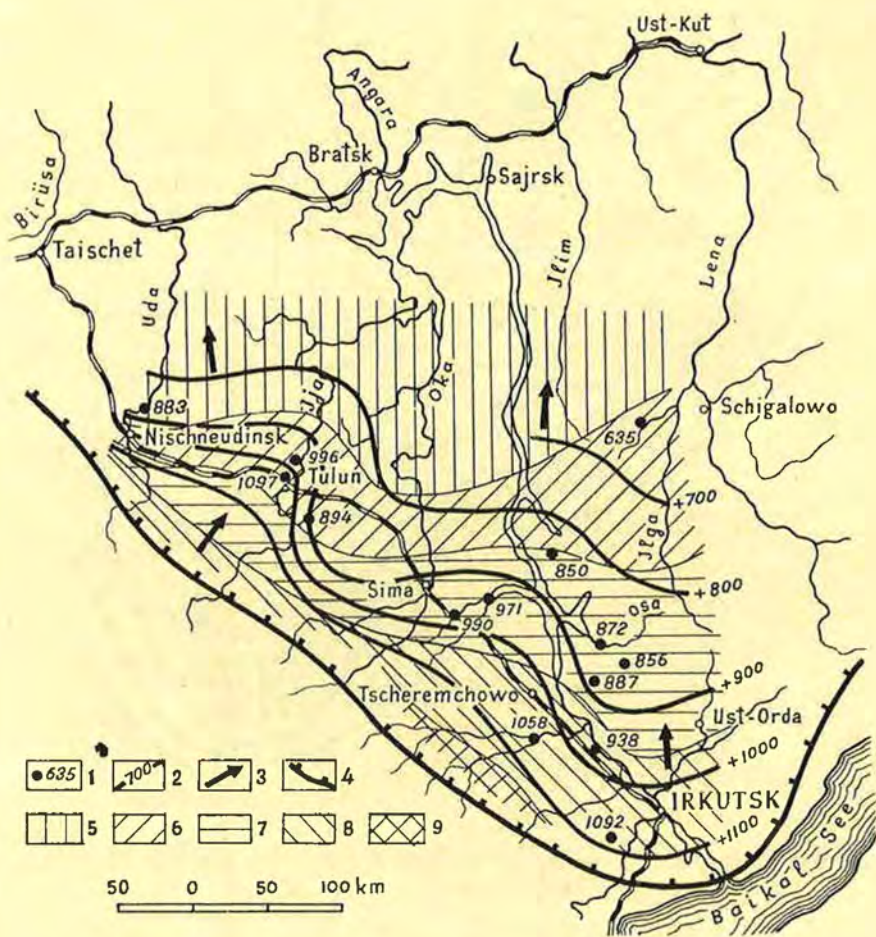


Abb. 3: Karte der reduzierten hydrostatischen Niveaus des Parfenov-Solenhorizontes.

1: Sonde (Zahl = absolute Höhenmarke des reduzierten Niveaus in m);
 2: Hydroisopiezometrische Linien (100 m); 3: vermutliche Fließrichtung der unterirdischen Wässer; 4: Grenze des artesischen Angara-Lena-Beckens.
 Tiefe der Wasserprobennahme (absolute Höhe): 5: tiefer als -2500 m; 6: von -2500 bis -2000 m; 7: von -2000 bis -1500 m; 8: von -1500 bis -1000 m; 9: weniger als -1000 m.

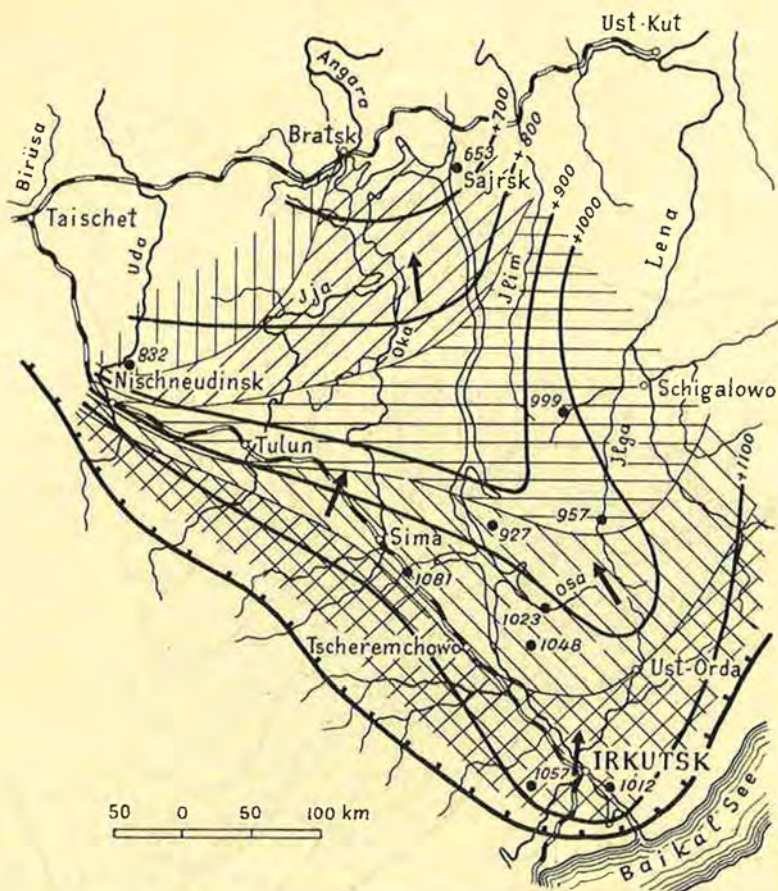


Abb. 4: Karte der reduzierten hydrostatischen Niveaus des Osa-Solenhorizontes. — Bezeichnungen siehe Legende zu Abb. 3.

Orientierung. Im Zentrum des artesischen Angara-Lena-Beckens, im Zwischenstromland Angara-Iлга, kann man ein großes piezometrisches Minimum mit hohen hydraulischen Gradienten beobachten; es entspricht der Dislokationszone beim Oberlauf der Angara (M. M. MANDELBAUM 1962). Im südöstlichen Teil des Beckens ist dagegen die piezometrische Fläche durch eine außerordentlich geringe Neigung charakterisiert.

Der Grund für den Unterschied zwischen den hydraulischen Verhältnissen beim Parfenov- und beim Osa-Horizont liegt hauptsächlich in den Verschiedenheiten des strukturellen Aufbaues. Eine gewisse

Rolle aber spielen sicherlich auch die Speichereigenschaften der Gesteine und die Entlastungsbedingungen. Hydrodynamische Karten weisen darauf hin, daß sich die Hauptgebiete der Druckbildung in den Peripheriebereichen des artesischen Angara-Lena-Beckens befinden. Der Einfluß zusätzlicher Speisungsgebiete (z. B. die Vorsprünge von Irkutsk auf dem hydrodynamischen Schema des Parfenov-Horizontes) kommt sogar auf schematischen Karten zum Ausdruck. Bei der ersten Approximation werden auch einige Entlastungsstellen unterirdischer Wässer der tiefen Schichten festgestellt (z. B. die Dislokationszone der Oberen Angara).

Großen Einfluß auf die hydrostatischen Niveaus der hochliegenden Salzwasserhorizonte (Balychta-Kontakt der Usolsker und Belsker Folge und Nukuty — in der Sole der Angarsker Folge) hat der strukturelle Bau, besonders die Salztektunik. Trotzdem zeigen piezometrische Isohypsenkarten auch bei diesen wasserführenden Schichten die Bewegung unterirdischer Wässer von Speisungsgebieten zu Entlastungszonen.

Bestimmung der Fließgeschwindigkeit unterirdischer Wässer und der Periode des Wasseraustausches

Für die Beurteilung der Wasseraustauschintensität ist es nötig, die Fließgeschwindigkeit unterirdischer Wässer in der Vergangenheit und in der Gegenwart zu kennen. Die Methoden zur Bestimmung der Beweglichkeit der Salzwässer tiefer Horizonte liefern nur Näherungswerte. Wenn die gegenwärtige Geschwindigkeit noch unter gewissen Bedingungen durch Zahlenangaben charakterisiert werden kann, so kann die Wasseraustauschintensität in der Vergangenheit quantitativ nicht mehr ausgedrückt werden. Sie wird nur indirekt auf Grund der paläohydrogeologischen Analyse bestimmt.

Die Horizontalkomponente der Filtrationsgeschwindigkeit unterirdischer Wässer mit veränderlicher Dichte wird nach einer Formel berechnet, die sich auf das Gesetz von DARCY gründet und die nach Einführung gebräuchlicher Maßeinheiten folgende Form annimmt:

$$V = \frac{K_n \cdot \Delta P}{\mu \cdot l} \cdot \frac{864}{10^5}$$

wobei V = Filtergeschwindigkeit in m/Tag; K_n = Koeffizient der Durchlässigkeit in DARCY; ΔP = Differenz der reduzierten Drücke in atm; l = Abstand zwischen den Punkten des betrachteten Stromabschnittes in km; μ = Zähigkeit des Wassers unter Schichtbedingungen in cP (Centipoise).

Die tatsächliche oder wirkliche Geschwindigkeit unterirdischer Wässer ist größer, weil der Strom nicht durch den ganzen Schnitt, sondern nur durch Poren geht:

$$U = \frac{V}{n}$$

wobei U = Fließgeschwindigkeit in m/Tag; n = Porosität, ausgedrückt in Teilen der Einheit.

Wenn die wirkliche Geschwindigkeit unterirdischer Wässer und die Länge des Filtrationsweges bekannt sind, dann kann die Zeit der Bewegung der unterirdischen Wässer auf der Strecke zwischen zwei Sonden bestimmt werden:

$$t = \frac{l}{U \cdot 365 \cdot 10^5}$$

wobei t = Zeit der Bewegung der unterirdischen Wässer auf der Strecke in Millionen Jahren; l = Filtrationsweg (die Strecke zwischen den Sonden) in km; U = wirkliche Fließgeschwindigkeit in m/Tag.

Es ist nicht schwer, aus der Zeit der Bewegung unterirdischer Wässer die Periode des Wasseraustausches und die Wasservolumina, die in dem Wasserdrucksystem ausgetauscht werden, zu berechnen.

Die Ausgangsparameter, die in diesen Formeln vorkommen, sind veränderliche Größen, und ihre Bestimmung ist mit einigen Bedingungen verbunden. Um Fehler zu vermeiden, benutzen wir hauptsächlich reale Zahlenwerte in unseren Berechnungen. Die Differenz zwischen den reduzierten Drücken und der Filtrationsstrecke ergibt sich aus den Karten der reduzierten hydrostatischen Niveaus (Abb. 3, 4). Die Größe des Koeffizienten der Durchlässigkeit ist aus Versuchen bei Bohrungen bekannt; Zähigkeit und Porosität werden mit Laboratoriumsmethoden bestimmt. Auf Grund der konkreten Zahlenwerte wurde die Berechnung der wirklichen Geschwindigkeit unterirdischer Wässer zwischen zwei Bohrungen ausgeführt. Die gegenwärtige Bewegungsgeschwindigkeit der Solen des artesischen Angara-Lena-Beckens hat einen durchaus angebbaren Wert (Tab. 2). In tiefen Schichten ändert sie sich von $2,7 \cdot 10^{-5}$ bis $2,6 \cdot 10^{-4}$ m/Tag oder von 1 bis 9 cm/Jahr.

Auf einer Strecke von 1000 km, die 1,5—2mal länger ist als der geradlinige Abstand der Speisungsgebiete von den Nordgrenzen des artesischen Angara-Lena-Beckens, schwankt die Periode des Wasserwechsels, d. h. die Zeit des Verweilens unterirdischer Wässer im Erdinneren, von 10—14 bis 98—102 Millionen Jahre (Tab. 2), was gut mit den Ergebnissen der Helium-Argon-Methode der Altersbestimmung unterirdischer Wässer übereinstimmt (Tab. 1). Das sind natürlich Näherungswerte; darum ist es besser, Durchschnittswerte zu benutzen. Die Durchschnittsperiode des Wasserwechsels bei den gegenwärtigen Geschwindigkeiten unterirdischer Wässer in tiefen Schichten kann mit 50 bis 60 Millionen Jahren angenommen werden. Im Laufe der Zeit,

Tab. 2: Ergebnisse der Berechnung der wirklichen Fließgeschwindigkeit und der Periode des Wasseraustausches in tiefen Salzwasserhorizonten

| Salzwasserhorizont | Alter der wasserhaltigen Gesteine | Tiefenbereiche in m | Zahl der Bestimmungen | Wirkliche Geschwindigkeit m/Tag | | Periode des Wasseraustausches Mill. Jahre | |
|--------------------|--|---------------------|-----------------------|---------------------------------|------------------------|---|-----|
| | | | | von | bis | von | bis |
| Balychta | Cm ₁ us—Cm ₁ bel | 950—2000 | 2 | 5 · 10 ⁻⁵ | 2 · 10 ⁻⁴ | 14 | 54 |
| Osa | Cm ₁ us | 1250—2950 | 6 | 2,8 · 10 ⁻⁵ | 2,2 · 10 ⁻⁴ | 13 | 98 |
| Parfenov | Cm ₁ mt | 1500—3250 | 5 | 8,4 · 10 ⁻⁵ | 2,6 · 10 ⁻⁴ | 10 | 33 |
| Bochan | PCm ₃ —Cm ₁ mt | 2000—3000 | 2 | 2,7 · 10 ⁻⁵ | 5,7 · 10 ⁻⁵ | 48 | 102 |

vom späten Präkambrium bis zur Gegenwart (500 bis 600 Millionen Jahre) muß das Wasservolumen in den tiefen Schichten des artesischen Angara-Lena-Beckens wenigstens 10mal gewechselt haben.

Für die Bestimmung gegenwärtiger Geschwindigkeiten unterirdischer Wässer wurden die Berechnungsangaben besonders vorsichtig gewählt. Die Hauptfehler, die mit der Wahl der Ausgangsparameter verbunden sind, sind dadurch bedingt, daß die die Strömung verlangsamenden oder beschleunigenden Faktoren überhaupt nicht in Betracht gezogen wurden. Die Hindernisse auf dem Wege der unterirdischen Wässer verursachen meist nur eine geringe Geschwindigkeitserniedrigung. In den Zonen der tektonischen Brüche aber, deren Erstreckung mit der Stromrichtung zusammenfällt, wächst die Geschwindigkeit unterirdischer Wässer stark an. Allein durch die Änderung der Durchlässigkeit kann die Geschwindigkeit auf das Zehn- und Hundertfache anwachsen.

Ein Umstand muß noch erwähnt werden. In der Tabelle 2 ist nur die horizontale Geschwindigkeitskomponente bestimmt. Die unterirdische Hydrodynamik hat noch keine brauchbaren Methoden zur Verfügung, mit deren Hilfe man die senkrechte Komponente berechnen könnte, obwohl diese manchmal (z. B. in Bruchzonen) die Geschwindigkeit in Richtung der Schicht übertrifft. Daraus ist zu schließen, daß es in tiefen Schichten nicht zehn, wie berechnet worden ist, sondern bedeutend mehr Zyklen des Wasseraustausches gab.

In der Vergangenheit gab es zweifellos andere Geschwindigkeiten unterirdischer Wässer im Erdinneren des artesischen Angara-Lena-Beckens. Während der Perioden intensiver tektonischer Verschiebungen und in Diastrophismusepochen erreichten sie wesentlich höhere Werte (z. B. wurden bei dem Trappenerguß die Bedingungen für eine mehrmalige Spülung und Erneuerung der Salzlagenvorräte geschaffen), und in den Perioden der ruhigeren Schwingungsbewegungen überstiegen sie nicht die gegenwärtigen Werte. Die Beweglichkeit unterirdischer Wässer war auch im Raum nicht gleich. Die Zahl der Zyklen des vollständigen Wasseraustausches in Schichten und Zonen mit guten Speichereigenschaften könnte einige hundert Prozent größer gewesen sein, als die Berechnung ergeben hat. In schwach durchflossenen Teilen des geologischen Schnittes mit maximaler Dauer der Wasseraustauschperioden sickerten dagegen die Infiltrationswässer nur sehr langsam durch.

Die Hydrodynamik der tiefen Horizonte der Russischen Tafel und der West-Sibirischen Tiefebene

Die Bewegungsgesetze unterirdischer Wässer der tiefen Schichten, die dem Süden der Sibirischen Tafel eigen sind, finden eine grundsätzliche Bestätigung auch in anderen Tafelländern. Wir wollen das am Beispiel des Russischen und des Westsibirischen Tafellandes demonstrieren.

Auf der Russischen Tafel wurde zum erstenmal in der Sowjetunion ein großes komplexes hydrodynamisches Forschungsprogramm durchgeführt, das erlaubte, die Methoden zur Bestimmung von Fließrichtung und -geschwindigkeit unterirdischer Wässer in tiefen Schichten auszuarbeiten. Im östlichen Teil der Russischen Tafel, den man Wolga-Ural-Gebiet nennt, ist die Hydrodynamik der Devon-, Karbon- und Permablagerungen am gründlichsten erforscht worden.

Man weiß heute, daß sich die Hauptspeisungsgebiete der unterirdischen Wässer der tiefen Schichten im Norden der Russischen Tafel befinden. Dazu gehören das Ural- und Timengebirge und im nordwestlichen Teil die Abhänge des Baltischen Schildes. Verschiedene Erhebungen bilden lokale Speisungsgebiete (Nördlicher Ural, die Mittelrussische Erhöhung, das Plateau von Ufimsk). A. I. SILIN-BEKTČURIN (1949), M. I. GATAL'SKIJ (1954) und V. A. KROTOVA (1962) bemerken, daß die Speisungsgebiete nicht die gleiche Rolle bei der Auffüllung der Vorräte tiefliegender unterirdischer Wässer spielen. Im Wolga-Ural-Gebiet speisen die Westabhänge des Urals hauptsächlich die tiefsten Devon- und Karbonschichtenfolgen; die Speisungsgebiete der Ablagerungen des oberen Karbons und Perms sind gegen das Innere der Russischen Tafel zu finden. Die Fließrichtung unterirdischer Wässer ist vom Norden und Nordwesten nach Süden und Südosten zur Kaspischen Senke gerichtet; dort befinden sich die Hauptentlastungsstellen der Salzlaugen. Diese Richtung der Verschiebung der unterirdischen Wässer muß als Hauptrichtung betrachtet werden, was aber nicht das Vorhandensein anderer Richtungen von geringerer Bedeutung ausschließt. Eine wichtige Rolle bei der Entlastung spielen die lokalen Drains, zu denen die großen Flußläufe (Wolga, Kama u. a.) und die tektonischen Brüche (z. B. Dislokationszone in Schiguli) gehören.

Die derzeitigen Geschwindigkeiten unterirdischer Wässer der Russischen Tafel in der Tiefe von 1000 bis 3000 m schwanken nach den Berechnungen verschiedener Forscher von 1—5 bis 25—40 cm/Jahr.

Diese Berechnungen wurden nach den oben erwähnten Methoden durchgeführt. M. A. GATAL'SKIJ nimmt an, daß diese berechneten Geschwindigkeiten zu gering sind. Seiner Meinung nach muß die Bewegungsgeschwindigkeit unterirdischer Wässer in tiefen Schichten 100 bis 500 cm/Jahr erreichen. Zu solchen Zahlen kommt im wesentlichen auch V. A. KROTOVA.

Die Westsibirische Niederung, die eine epiherzynische Tafel ist, bildet ein großes artesisches Becken, das aus wasserführenden Schichten des Mesozoikums und Känozoikums besteht. Die Hydrodynamik der tiefen Schichten wurde hier nach der Entdeckung der Lagerstätten von Öl und Gas erforscht.

Die Speisungsgebiete der unterirdischen Wässer der tiefen Schichten befinden sich im Süden und im Westen (Salair, Kasachisches Bergland und Ural). Die hydrodynamischen Karten zeigen, daß die Fließ-

richtung der unterirdischen Wässer in tiefen Schichten der Ablagerungen von Jura und Kreide nach Norden geht. Die Entlastungsstellen sind wenig untersucht. Nur im Unterlauf des Flusses Ob und beim Fluß Sos'va sind einige hydrochemische Anomalien entdeckt worden. Es ist anzunehmen, daß die Hauptrolle den versteckten und zerstreuten Entlastungsherden zukommt.

Wegen der niedrigen hydraulischen Gradienten wird die Geschwindigkeit der unterirdischen Wässer in tiefen Schichten (1500—2000 m) einige Zentimeter pro Jahr nicht überschreiten. S. S. BONDARENKO (1961) hat Werte von 1 bis 10 cm/Jahr erhalten. Die Altersbestimmungen der unterirdischen Wässer, die von B. F. MAWRICKI (1962) durchgeführt wurden, weisen auf das Fehlen von unterirdischen Wässern im Erdinnern der Westsibirischen Tiefebene hin, die mit den wasserenthaltenden Gesteinen gleichaltrig sind.

Alle obigen Darlegungen über die Hydrodynamik der tiefen Schichten zeigen, daß die unterirdischen Wässer in den Sedimentdecken der Tafelländer in ständiger Bewegung sind. Die Tafelländer stellen zusammengesetzte Wasserdrucksysteme dar. Die unterirdischen Wässer der tiefen Schichten werden ständig erneuert. Praktisch zeigt die ganze, durch die Bohrungen erforschte Schichtenfolge, deren Mächtigkeit 2500—3000 m ist, einen Wasseraustausch, wenn auch von verschiedener Intensität.

Literatur

- BAUMERT, B.: Die Laugenspeicher in den Schichten des Zechsteins und ihre Gefahren für den Salzbergbau. Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 1955.
- BONDARENKO, S. S.: O dinamike podzemnych vod Zapadno-Sibirskogo artzianskogo bassejna. Izv. vysš. učebn. zaved. — „Geologija i razvedka“, **4**, 1961. Über die Dynamik der unterirdischen Wässer des Westsibirischen artesischen Beckens. Hochschulnachrichten, „Geologie und Schürfen“, **4**, 1961.
- BROD, I. O.: Osnovy učenija o neftegazonocnych bassejnach. Izd. „Nedra“, M. 1964.
- Grundlagen der Lehre von den (erdöl-)gasführenden Becken. Verlag „Nedra“, Moskau 1964.
- GATAL'SKIJ, M. A.: Podzemnye vody i gazy paleozoja severnoj poloviny Russkoj platformy. Tr. VNIGRI, vyp. 9. Gostoptechizdat, L. 1954.
- Unterirdische Wässer und Gase des Paläozoikums der nördlichen Hälfte des Russischen Tafellandes. Arbeiten des VNIGRI, Lieferung 9. Gostoptechizdat, Leningrad 1954.
- KARCEV, A. A.: Gidrogeologija nefťjanych i gazovych mestoroždenij. Gostoptechizdat, M. 1963.
- Hydrogeologie der Erdöl- und der Erdgaslagerstätten. Gostoptechizdat, Moskau 1963.
- KING, H. M.: Entrapment of Petroleum under Hydrodynamic Conditions. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **37**, **8**, 1953.
- KOZLOV, A. L.: Problemy geochimii prirodných gazov. Gostoptechizdat, M. 1950.
- Probleme der Geochemie von Naturgasen. Gostoptechizdat, Moskau 1950.

- KORCENSTEJN, V. N.: O mechanisme razgruzki glubinnych pozdemych vod v Kaspijskiju vpadinu. Dokl. AN SSSR, **142**, 3, 1962.
Über den Mechanismus der Entlastung tiefgelegener unterirdischer Wässer in die Kaspische Senke. Vorträge der Akad. d. Wiss. der UdSSR, **142**, 3, 1962.
- KROTOVA, V. A.: Gidrogeologičeskie faktory formirovanija neftjanyh mestoroždenij (na primere Predural'ja). Tr. VNIGRI, vyp. 191. Gostoptechizdat, L. 1962.
Hydrogeologische Faktoren bei der Bildung von Erdöllagerstätten (am Beispiel des Uralvorgebirges). Arbeiten des VNIGRI, Lieferung 191. Gostoptechizdat, Leningrad 1962.
- LEVORSEN, A. I.: Geology of Petroleum. San Francisco 1954.
- MAVRICKIJ, B. F.: Zapadno-Sibirskij artezijskij bassejn. Tr. Labor. gidrogeol. problem, **39**, 1962.
Das Westsibirische artesische Becken. Arbeiten des Labor. f. hydrogeol. Probleme, **39**, 1962.
- MAKARENKO, F. A.: Nekotorye rezul'taty izučenij podzemnogo stoka. Tr. Labor. gidrogeol. problem, **1**, 1948.
Einige Ergebnisse der Untersuchung des unterirdischen Abflusses. Arbeiten des Labor. f. hydrogeol. Probleme, **1**, 1948.
- MANDEL'BAUM, M. M.: Geologičeskoe stroenie i neftegazonosnost' zony Verchne-Angarskich dislokacij. V kn. „Geofizičeskie issledovanija i problemy neftegazonosnostijuga Sibirskoj platformy“. Gostoptechizdat, M. 1962.
Der geologische Bau und die Erdölgashältigkeit der Dislokationszone des Oberlaufes der Angara. Im Buche „Geophysikalische Untersuchungen und Probleme der Erdölgashältigkeit des Südens des Sibirischen Tafellandes“. Gostoptechizdat, Moskau 1962.
- OVČINNIKOV, A. M.: Metodika gidrogeologičeskogo izučenija vodonapornych sistem. Tr. pervogo Ukr. gidrogeolog. soveščanija, **1**, Kiev 1961.
Methodik der hydrogeologischen Untersuchung der Wasserdrucksysteme. Arbeiten der Ersten Ukrain. Hydrogeolog. Konferenz, **1**, Kiev 1961.
- PINNEKER, E. V.: Klassifikacija podzemnych Solen po stepeni mineralizacii (na primere juga Sibirskoj platformy). Sov. geologija, **9**, 1961.
Klassifikation der unterirdischen Salzwässer nach dem Grade des Mineralgehaltes (am Beispiel des Südens des Sibirischen Tafellandes). Sowj. Geologie, **9**, 1961.
- PINNEKER, E. V.: Očagi razgruzki rassolov Irkutskogo amfiteatra. Izv. Vost. Sib. otdela geogr. obščestva SSSR, **61**, Irkutsk 1963.
Entlastungsstellen der Solen des Irkutsker Amphitheaters. Mitteilg. der Ostsibir. Abteilg. der Geogr. Ges. der UdSSR, **61**, Irkutsk 1963.
- SAVČENKO, V. P.: K voprosu o geochimii geliija. Sb. „Prirodnye gazy“, **9**, ONTI, L. 1936.
Zum Problem der Geochemie des Heliums. Sammelband „Naturgase“, **9**, ONTI, Leningrad 1936.
- SCHOELLER, H.: Arid Zone Hydrology. Recent Developments. „Arid Zone Res.“, **12**, UNESCO, 1959.
- SILIN-BEKČURIN, A. I.: Formirovanie podzemnych vod severovostoka Russkoj platformy i zapadnogo sklona Urala. Tr. Lab. gidrogeol. problem, **4**, 1949.
Die Bildung der unterirdischen Wässer des Nordostens des Russischen Tafellandes und des Westabhanges des Urals. Arbeiten des Labor. f. hydrogeol. Probleme, **4**, 1949.

- SILIN-BEKČURIN, A. I.: Dviženie glubokich podzemnych vod. Sb. „Geochim. metody poiskov nefti i gazov. mestorožden.“, Izd. AN SSSR, M. 1959.
Die Bewegung der tiefliegenden unterirdischen Wässer. Sammelband „Geochem. Methoden der Suche nach Erdöl- und Gaslagerstätten“. Verlag der Akad. d. Wiss. der UdSSR, Moskau 1959.
- Suess, E.: Das Antlitz der Erde, III. Bd., 1. Hälfte. Prag-Wien-Leipzig 1901.
- ŠČELKACEV, V. N.: Razrabotka neftevodonosnyh plastov pri uprugom režime. Gostoptechizdat, M. 1959.
Die Erforschung von erdöl- und wasserführenden Schichten unter Berücksichtigung der Elastizität. Gostoptechizdat, Moskau 1959.
- JAKUCENI, V. P.: Gidrogeologija jugo-vostoka Prikaspijskoj vpadiny v svjazi s neftegazonosnost'ju. Tr. VNIGRI, vyp 167. Gostoptechizdat, L. 1961.
Die Hydrogeologie des Südostens der Kaspischen Senke im Zusammenhang mit der Erdöl-Gashaltigkeit. Arbeiten des VNIGRI, Lieferung 167, Gostoptechizdat, Leningrad 1961.

Summary

1. Research into the hydrodynamics of subterranean-waters in deep layers began only a short time ago; This problem is closely connected with the solution of several others. On the Volga — Ural area, in the Western Caucasus, in Central Asia, and in Western and Eastern Siberia, hydrodynamic investigation of complicated depression of the tablelands has compassed certain results in the Soviet Union. This lecture discusses methods of determination of the direction of flow and velocity of the subterranean-waters in the deep layers of the southern part of the Siberian Table.

2. To the determination of the direction of flow and the intensity of the water-change in deep layers of the tablelands, not only the hydrodynamic, but palaeohydrogeological as well as hydrogeochemical methods should be applied. Historical analysis of the development of hydrogeological structures offers actual possibilities of the determination of past and recent nourishment areas, drainage courses, and surfacing and utilizing zones of subterranean waters; it shows the capacity of "relic" saltwaters. The formula worked out by SILIN-BEKČURIN serves for the calculation of the reduced hydrostatic level. According to these levels, maps have been drawn that determine the directions of flow of different water-bearing layers. The average duration of a cycle of water-change, as determined by the velocity of the subterranean-waters, is confirmed by hydrogeochemical data and, respectively, by the age of the subterranean-waters according to SAWTCHENKO's and KOSLOW's helium-argon formula.

3. The South of the Siberian Table is a large Artesian basin (500.000 km²), called Angara-Lena, which contains salt-solution-bearing layers. The thickness of the deposit rocks, which consist mainly of Cambrian sandstones, dolomites, rock-salts and anhydrites, is about 3 km. It must be stressed that the brines are distinguished by high mineralization (up to 500—600 g/l).

4. The saltwater-bearing streams force their way to the North, where the main body of surfacings is to be found. The present velocities are $2.7 \cdot 10^{-5}$ to $2.6 \cdot 10^{-4}$ m per day (1—9 cm per year), which corresponds to the duration of a complete water-change cycle of 10—14 to 98 million years.

5. Analogous results were obtained in the determination of the velocity of subterranean-waters in deep layers in the East of the Russian Table, in the West Siberian Lowland etc.

Résumé

1. L'exploration de l'hydrodynamique d'eaux souterraines dans les couches profondes ne fut commencée que depuis peu, ce problème étant intimement lié à la solution de nombreuses questions. En URSS, spécialement dans la région Wolga-Oural, dans le Nord du Caucase, en Asie centrale, en Sibérie occidentale et orientale, certains résultats concernant l'exploration hydrodynamique de dépressions compliquées des plateaux sont à signaler. L'exposé expliquera des méthodes pour déterminer la direction d'écoulement et la vitesse des eaux souterraines dans les couches profondes de la partie méridionale du plateau sibérien.

2. Pour juger des directions de mouvement et pour déterminer l'intensité du changement d'eau dans les couches profondes des plateaux il est tout indiqué de se servir non seulement de la méthode hydrodynamique mais encore de méthodes paléohydrogéologiques et hydrochimiques. L'analyse historique de l'évolution de structures hydrogéologiques nous offre des possibilités réelles de déterminer des régions d'alimentation anciennes et actuelles, des itinéraires d'écoulement, des zones de sortie et de décharge des eaux souterraines; la capacité des eaux de mer "résiduelles" se manifeste. La formule mise au point par SILIN-BECKTSCHURIN sert à calculer le niveau hydrostatique réduit. D'après ces niveaux, on a assemblé des cartes déterminant la direction des flux de différentes couches aquifères. La durée moyenne d'un cycle d'échange d'eau déterminée par la vitesse des eaux souterraines est confirmée par des indications hydrogéochimiques, respectivement par l'âge des eaux souterraines selon la formule Helium-Argon de SAWTSCHENKO et KOSLOW.

3. Le Sud du plateau sibérien est un grand bassin artésien (500.000 km²) appelé Angara-Lena et constitué de couches qui contiennent des solutions salines. L'épaisseur des sédiments composés le plus souvent de grès cambriens, de dolomites, de sels gemmes et d'anhydrites est de 3 km environ. Il faut signaler que les solutions salines se distinguent par une minéralisation élevée (500 à 600 g/L).

4. Les fleuves contenant des solutions salines se fraient un chemin vers le Nord où se trouvent la plupart des sources de décharge. Les vitesses actuelles sont de $2.7 \cdot 10^{-5}$ à $2.6 \cdot 10^{-4}$ m/jour (1 à 9 cm/an) correspondant à la durée du cycle d'un échange intégral de l'eau comprenant 10 à 14 jusqu'à 98 millions d'années.

5. On a obtenu des résultats analogues lors de la détermination de la vitesse d'eaux souterraines dans des couches profondes à l'Est du plateau russe dans la dépression en Sibérie occidentale etc. Quoique tous ces chiffres ne constituent qu'une première détermination approximative, les indications concernant la vitesse de mouvement des eaux souterraines prouvent l'échange continu d'eau dans les couches profondes des plateaux.

Diskussion

J. ZÖTL: Auf wie viele Bohrungen stützen sich diese Untersuchungen?

E. V. PINNEKER: Im artesischen Becken Angara-Lena sind 150 Bohrungen mit einer Tiefe von 1500 bis 3500 m.

Z. POLLAK: Welche Angaben muß man wissen für die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit in tiefen Schichten?

E. V. PINNECKER: Ich habe schon gesagt, daß für die Bestimmung der Geschwindigkeit der unterirdischen Wasser hydrodynamische Formeln maßgeblich sind. Zur Verwendung dieser Formeln muß man folgende Parameter kennen: Den Koeffizient der Durchlässigkeit, den man durch das Pumpen in den Bohrungen erhält. Man muß weiters die Distanz zwischen den Punkten des Stromes wissen, dann das Gefälle des Wassers und die Porosität. Das bekommt man in Laboratorien.