

BEITRAG ZU DEN HYDROGRAPHISCHEN PROBLEMEN DES WASSERBESTANDES UNTER DER ERDOBERFLÄCHE IM KOMITAT CSONGRÁD

VON

M. Andó

Als Wasserbestand unter der Erdoberfläche gilt jene Wassermenge, die zu einem gegebenen Zeitpunkt in den Poren oder Klüften der Schichten in Gestalt von Wasser oder Wasserdampf anwesend ist. Nicht hierher zu rechnen ist das chemisch gebundene Kristallwasser oder das in seine Komponenten zerfallene und das in irgendeiner Form gesteinsgebundene Wasser.

Die Leistung der im Bereich des Komitates Csongrád während der letzten Jahrzehnte reichlich Wasser liefernden artesischen Brunnen, der in der jüngsten Vergangenheit erschlossenen Thermalquellen sowie der im Laufe der gegenwärtigen Kohlenwasserstoff-Forschung entdeckten Hyperthermalquellen zeigt hydrographisch eine grosse naturgeographische Energie an. Dieser auch volkswirtschaftlich sehr bedeutsame Naturschatz hat sich im Laufe der Oberflächengestaltung im Gebiete des Komitates — infolge sedimentärkundlicher, struktureller und tektonischer Gegebenheiten — günstig entwickelt.

Bekanntlich ist das Wasser zu einem solchen Element der Natur geworden, das unsere Lebensumstände, die Entwicklung der Produktionskräfte und ihre territoriale Unterbringung entscheidend beeinflusst. Es ist ein wichtiger Rohstoff der landwirtschaftlichen Tätigkeit und ein unentbehrlicher biologischer Faktor. Die Haushaltung mit unserem Wasserbestand wird also zu einer wichtigen Frage der Wasserwirtschaft, nicht zuletzt aber auch seine Herkunft und die Möglichkeiten seines Ersatzes. Besonders wichtig ist es, den Ersatz des Wasserbestandes und das Volumen der Gewinnung ohne hydrologisches Gleichgewicht zu klären. Einer Klärung bedarf auch die Kontinuität der quantitativen Ausbeutbarkeit, die Qualität des produzierten Wassers und seine Eignung nach Verwendungsgesichtspunkten.

Eine vollwertige Aufarbeitung aller dieser Probleme würde den Rahmen dieser Studie überschreiten. Wir können vorwiegend bestrebt sein, aus der Gesamtheit unserer bisherigen Kenntnisse mit dem Studium der hydrographischen Gegebenheiten im Komitat Csongrád eine Hilfe für die Haushaltung mit dem zur Verfügung stehenden Wasser zu bieten.

Die in den Sedimenten des Komitates gespeicherte Wassermenge lässt sich nur schätzungsweise umreißen. Bei Annahme eines geothermischen Gefälles im Alföld erreicht das Wasser seinen kritischen Wärmegrad (375°C) theoretisch in 9000 m Tiefe. Nachdem als Wasserspeicher

nur der obere, zerklüftete Teil des den Boden des Alföld-Beckens aufbauenden alt-paläozoischen, metamorphen Grundgebirges in Betracht kommt, ist praktisch die Erreichung dieser Temperatur nicht wahrscheinlich. Es genügt daher, zur Bestimmung der unteren Grenze des unter der Erdoberfläche befindlichen (natürlichen) Wasserbestandes die Oberfläche des in ca. 3 km Tiefe Platz nehmenden Grundgesteins zu berücksichtigen.

Im Landesausmass sind zur Bestimmung des bisherigen Bestandes mehrere schätzungsweise Berechnungen vorgenommen worden: J. SÜMEGHY nimmt einen natürlichen Wasserbestand von 100 000 km³ und J. JUHÁSZ von 70 000 km³ an. J. BALLÓ schätzt allein den Bestand aus dem Pleistozän und der Levante auf rund 20 000 km³ und S. VITALIS auf 24 500 km³ (8). Diese Ergebnisse bedeuten im allgemeinen eine relative Schätzung des totalen Grundbestandes, wodurch in Kenntnis der Gebietsgrösse und der Porosität auch Bestandschätzungen für das Komitat Csongrád möglich werden.

Eine weitere wichtige Frage unserer Wasserwirtschaft ist *die Herkunft und der Ersatz des Bestandes*. Die gegenwärtigen summierbaren Fachmeinungen bzgl. dieser Frage divergieren in zwei Gruppen. *Nach der einen Auffassung gibt es für die in den tieferen Schichten des Alföld (unter 400 m) gestauten Schichtwässer keinen Nachschub*, demzufolge wäre der Bestand nur für einen gewissen Zeitraum gesichert. *Die andere grosse Gruppe der Experten vermutet einen Wasserersatz auch unterhalb dieser Tiefen.*

Zahlreiche Forscher, u. a. J. JUHÁSZ, I. BALLÓ und I. MIHALTZ, halten in Kenntnis der Sedimentstruktur einen Ersatz des Wassers in den tieferen Schichten für ausgeschlossen. Allerdings fügt MIHALTZ ergänzend hinzu, der Tiefenwasserbestand beschränke sich nicht lediglich auf die das Becken ausfüllenden Tertiär- und Quartärsedimente und es müsse eine grosse Wassermenge auch noch in den das Grundgebirge des Beckens bildenden Gesteinsspalten vorhanden sein. So haben z. B. auch die Spalten der in der Kreide und im paläogenen Tertiär als Gebirge emporragenden, aber bereits im neogenen Tertiär tief gesunkenen und von Meeresfluten bedeckten Gesteinsmassen und die porösen Kalkstein-Dolomitschichten viel Wasser verschlungen. Die verschluckte Wassermenge strömt auf die Wirkung des enormen Druckes gegenwärtig aufwärts, so den Wasserbestand des unteren Pannon nachfüllend.

Nach J. JUHÁSZ (9) werden pro Gebietseinheit wechselnd in 10—15 Prozent des Landes die oberflächennahen schichtwässer weitgehend ergänzt, während in den tieferen Schichten zwischen 200 und 400 m der Wassernachschub nur ein sehr beschränkter und unter 400 m gleich Null ist. Er erklärt dies damit, dass die mit wassergebenden Niveaus gespickte Schichtenreihe des oberen Pannon hier aufhört und darunter eine mehrere hundert Meter dicke, vorwiegend aus Ton und Mergel bestehende Schicht mit ausgezeichneter Wasserundurchlässigkeit folgt.

Nach A. RÓNAI (12) erhalten die Schichtwässer von den Randgebieten her einen Nachschub, während nach den Untersuchungen von E. SCHERF 14. das Wasser unserer Bohrungen durch eine in komplexer Weise zur Geltung gelangende Wirkung eines mehrseitigen physikalischen

Prozesses an die Oberfläche getrieben wird und zum überwiegenden Teil von den in die das Alföld säumenden Randgebirge gesickerten Niederschlägen herrührt.

L. SZEBÉNYI (16) erachtet die nahen und die lokalen Niederschläge für Schichtwasser-Ersatzquellen. Er nimmt zwischen den einzelnen wasserhaltenden Schichten eine — die impermeablen Schichten durchschreitende — Verbindung an, d. h. die Wasserströmung ist auch in senkrechter Richtung gesichert. Nach seiner Theorie ist relativ an den emporragenden Gebieten das Niveau des Grundwassers höher als das Ruhenniveau der Schichtwässer und so erhält dort das Schichtwasser von dem vertikal abwärts sickern den Grundwasser einen Nachschub, während an dem tiefer gelegenen Gebiet das Schichtwasser das Grundwasser speist. Unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Wasserleitfähigkeit der Sedimente des Pliozän und Pleistozän ist das ins Innere des Alföld strömende Wasser in seiner gesamten Menge imstande — bei dem gegebenen hydrostatischen Druckunterschied — auch durch die impermeablen (tonhaltigen) Schichten von der Oberfläche in die Tiefe bzw. aus der Tiefe an die Oberfläche zu strömen.

In Kenntnis der Tiefbohrungsbefunde bzgl. der Kohlenwasserstoffforschung im Gebiete des Komitates Csongrád bildet unseres Erachtens der in den unteren Pannon-Schichten des Alföld gespeicherte Wasserbestand ein lokales, linsenförmiges, geschlossenes Siedlungssystem. In diesen „Linsen“-Reservoirs ist der Wassergehalt als *statisch* zu bezeichnen. Die sedimentstrukturellen Gegebenheiten, sowie die dynamischen Gas- und Flüssigkeitswerte deuten eindeutig darauf hin.

Stratigraphisch beginnt die Unter-Pannonische Serie stellenweise mit einem aus den Gesteinen des Grundgebirges bestehenden, sog. Grundkonglomerat, dann folgt Kalkmergel und darüber ein aus Tonmergel und Sandstein bestehender Komplex. Die Sandsteine der Serie sind quantitativ untergeordnet, sie machen nur ca. 20 Prozent des Gesamtgesteines aus. Ein allgemeines Charakteristikum ist die Unklassifiziertheit, der hohe Tongehalt, die geringe Porosität sowie der relative Fazies-Wechsel, was gleichzeitig die Vermergelung und die linsenförmige Gestaltung des Sandsteins zur Folge hat. Die Unter-Pannonischen Schichten sind unter dem Gewicht des vorherrschenden Tongehaltes und der deckenden Sedimente beträchtlich verdichtet worden. Sie liegen plastisch den „Kernformen“ des Grundgebirges angepasst, diese flexural überdeckend. An den Schollenvorsprüngen hat diese Schicht eine durchschnittliche Dicke von 200—300 m, um an anderen Stellen bis zu 1000 m zu erreichen.

Es ist vielseitig erwiesen, dass die dicke, impermeable Tonmergelschicht des Gesamtgesteins aus dem Unteren Pannon auch die thermale Wärmeströmung in senkrechter Richtung aufwärts verhindern kann. A. SOMFAI hält eine Wärmeströmung aus dieser Schicht in Gestalt einer Fluidströmung für ausgeschlossen. In den Toneinschlüssen gelangt ein überheiztes System zur Entstehung, in dem gleichzeitig auch ein Überdruck herrscht. Aufgrund der geothermischen Daten zahlreicher Forschungsbohrungen (Abb. 1.) ist die Überhitztheit nachweisbar, denn an der Grenze der Unter- und Ober-Pannonischen Schichte tritt eine allge-

meine Wertänderung des Gradienten ein. Aufwärts wird das Gefälle wesentlich geringer, da von den Ober-Pannonischen Schichten ganz bis zur Oberfläche die Flüssigkeitsverbindung und die dadurch zustandegekommene flüssigkeitsbedingte Wärmeübernahme (Wärmetransport) erhalten ist.

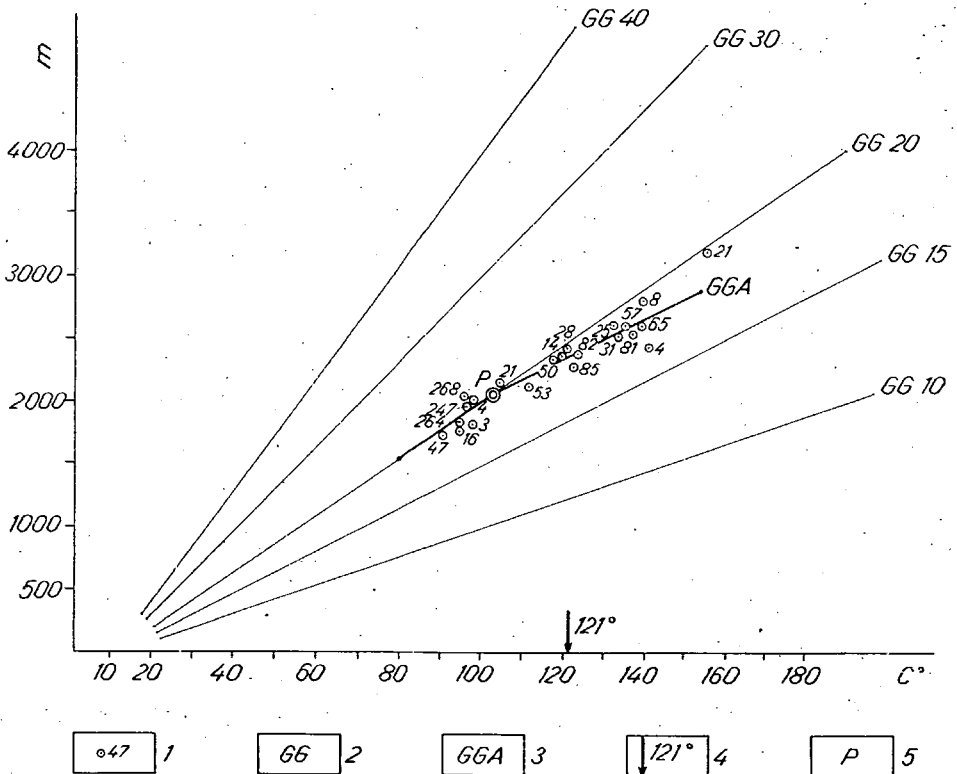


Abb. 1. 1. Landesgrenze
 2. Grenzen der Post-Pannon (Levantine Pleistozän) Donauebett
 3. Richtung der Schichtwasser
 4. Grenze der Comitát Csongrád
 5. Versuchsbohrungen für Wasser
 6. Bohrungen für artesischer Brunnen

In den Schichten des Oberen Pannon ist eine Akkumulation der Wärme nicht möglich, hier kommt es im vertikalen Querschnitt zu einer von unter nach oben fortschreitenden Temperaturverminderung. Dies wird auch durch die Sedimentstruktur des Gesamtgesteins bekräftigt, denn die Ober-Pannonische Serie besteht vorwiegend aus einem dichten Wechsel von Sandstein und Tonmergel. Der Gehalt des Sandsteins an Sand ist wesentlich höher und an Ton bedeutend geringer, als im Falle des Unter-Pannonischen Sandsteins beobachtet. Die Sandstein- und Ton-

Bitte die Zeichenerklärung von Abb. 1. und 2. vertauschen!

mergelschichten bilden regional keine ausgedehntere impermeable bzw. speichernde Einheit, sie sind innerhalb mehr oder minder grosser Entfernungen ausgekilt und kompliziert miteinander verankert, verzahnt. Dadurch gelangt ein kompliziertes, aber einheitliches hydrostatisches System zur Entwicklung, in dem die Möglichkeit eines Wasserersatzes gegeben ist.

Unseres Erachtens dürften auch im Grundgestein, vor allem in diesen oberen Regionen, Gebiete mit reichem Wasserbestand vorkommen, der dann gleich zu einem dynamischen Bestand wird, indem die gewaltigen Wassermassen der Randgebirge auf dem Wege über die aus karbonathaltigen Gesteinen aufgebauten karstigen Rumpfgebirge in die Tiefe gelangen können. Einen Zufluss geringeren Grades kann dieser Wasserbestand auch durch die in den Eruptivgesteinen des Mittelgebirges erhaltenen Fugen erhalten. Nach E. SCHERF (8) können auf diese Weise im Grundgestein so grosse Wassermengen in Richtung des Alföld absichern, die auch an sich — selbst bei einer grösseren Wasserkonsumption als der heutigen — zur ständigen Sicherung seiner Wasserreserve reichlich zu genügen scheinen.

Eine glaubwürdige Beweisführung für diese Annahme steht noch aus, doch ist ein Wassernachschub im Grundgestein nicht für ausgeschlossen zu halten, da der Lagerdruck des Grundgesteins unterhalb der Sandstein-„Linsen“, die in den Gesteinsmassen des Unteren Pannon bei Überdruck und Überhitzung in Ton und Mergel gebettet liegen, nicht notgedrungenermassen grösser sein muss als der der oberen Schichten. Hier ist vorwiegend anzunehmen, dass das Grundgestein zur Wasserstauung schon weniger geeignet ist. Wo die mit dem Rahmen der Gebirgsgegend in Berührung stehenden Bruchsysteme oder zusammenhängende wasserspeichernde Gesteinsstriche das Grundgestein bilden, ist eine hydrostatische Verbindung nicht ausgeschlossen.

Nachdem die im Komitatsgebiet auffindbare Sperrschicht aus dem Unteren Pannon das Grundgestein zur Gänze überdeckt, ist eine Beziehung zwischen deren Wasserbestand und dem Wasser des sog. hydrostatischen Systems (Oberes Pannon, Levante, Pleistozän-Schichtwerk) nicht wahrscheinlich. Ein Kontakt zwischen den beiden Wassersystemen ist ausserhalb des Komitatsbereiches (an der strukturellen Bruchlinie des Vorgebirges) in Betracht zu ziehen. Da in den Gegebenheiten der Ansammlungsstellen der in den Grundgestein gespeicherten Wasserbestände auch zahlreiche, heute noch nicht hinreichend bekannte Natureinflüsse mitwirken können, sind wasser-bergbauliche Vorschläge nur konventionell möglich.

Zusammenfassend:

Der Wasserbestand des *Grundgesteins* dürfte territorial in den Siedlungslinien der Bruchsysteme und poröseren Gesteine sein. Dieser Wasserbestand ist mit seinem verschiedenen intensiven — von Randgebiet herkommenden — Wassernachschub als eine *dynamische Wasserreserve* wechselnder Sohlentemperatur zu qualifizieren, während die *Schichtgesamtheit aus dem Unteren Pannon* — im allgemeinen von 1700—2000 m Tiefe zu rechnende Meeresgebilde — in Anbetracht ihrer wasserstauen-

den Situation im geschlossenen System als *statischer Bestand* zu werten ist. Dieses Gewässer ist in Anbetracht seiner Überhitzung und seines Überdruckes die erschöpfliche Basis der hyperthermalen Wässer und der Dampfgewinnung. Der in den Poren der Schichten des *Oberen Pannon, der Levante und des Pleistozän* anzutreffende Wassergehalt bildet ein *dynamisches* System, wo das Ausmass des Wasserersatzes ausser von dem im Sediment als einheitlich zu betrachtenden hydrostatischen Charakter auch von der Wasserwirtschaft im Wassersammelgebiet der Randzonen des Gebirges beeinflusst wird.

Die Studie befasst sich im weiteren mit den hydrographischen Problemen der *nichtthermalen* (artesischen) *Schichtwässer*. Hier haben wir es hauptsächlich mit dem dynamischen Wasserbestand der Sedimente aus der levantinischen bzw. Pleistozän-Epoche zu tun. Regional gesehen ist dieser Bestand im Gebiete des Alföld nicht in gleichmässiger Verteilung anwesend. Das Komitat Csongrád aber ist eines jener Areale, wo die geographische Lage hydrogeologisch höchst günstig zu nennen ist. Sowohl der Schichtporositätswert, wie auch die Intensität des Wasserersatzes sind für die ökonomische Wasserausbeute günstig.

Der urgeographischen Struktur des Komitats drückt fast zur Gänze das sog. *Ur-Donau-Grabensystem* seinen Stempel auf. Dies ist nichts anderes als die entlang der parallelen Stufen-Brüche entstandene präpannonische Senkung, die Fortsetzung des dinarischen Zweiges des alpinen Gebirgssystems, namentlich des Karistida-Bruchsystems. Die Achse des Grabensystems lässt sich mit den Siedlungen Alsónémedi—Kecske-mét—Kiskunfélegyháza—Szentés—Makó bezeichnen; seine grösste Tiefe erreicht es östlich von Szeged (zwischen Makó und Hódmezővásárhely) (Abbildung 2.). Die bisherigen Untersuchungen haben feststellen lassen, dass das Grabensystem ein zur Ausbeute sowohl der geothermischen Energie als auch des artesischen Wassers vorzüglich geeignetes Gebiet darstellt. Gegenüber anderen Teilen des Alföld ist hier die Entstehung dickschichtigerer Sandfazies charakteristischer. Im besonderen gilt dies für die Achsenlinie des Grabensystems, wo auch die Porosität der tiefergelegenen Schicht (unter 500 m) eine grössere ist. Im Bereiche des Komitats bedeutet diese hydrologische Gegebenheit vom Gesichtspunkte der Wassergewinnung auch eine günstige thermale Zone. In dem genannten „Graben“ liegen Wasserspeicher verschiedener Ausdehnung neben- und übereinandergereiht.

Die Sedimentsvergrößerung in den einzelnen Schichten deutet auch gut auf die im Grabensystem vor sich gehenden tektonischen Bewegungsprozesse hin. So bedeuten die im Oberen Pannon in mehreren Niveaus auffindbaren, hohen Sandschichten rasche Bewegungen (Senkung). Die dicksten Sandanhäufungen sind in den Tiefen zwischen 1500—2000 m zu verzeichnen. Diese letztere Tiefenschicht ist eine bedeutende Basis des thermalen Wasserbestandes (Tabelle 1).

Die Sedimentgesteine der Levante sind infolge der ausgiebigeren Entwicklung der Flusswasserakkumulation grobkörniger und poröser. Entlang der Achsenlinie des Grabensystems ist in Tiefen von 400—500 m

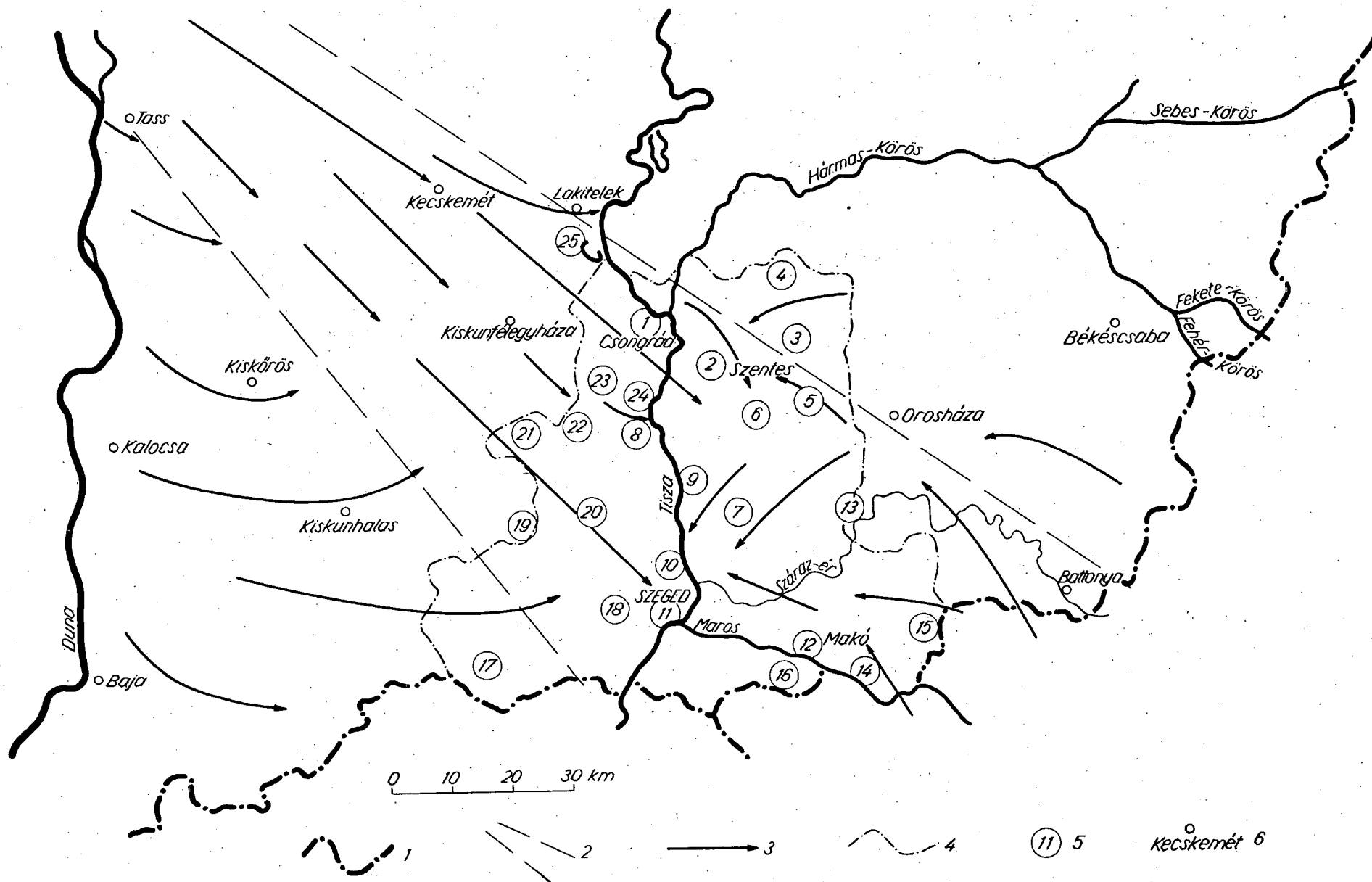


Abb. 2. 1. Zahl der Brunnen
 2. Geothermisch Gradient M/C°
 3. Geothermischer Gradient typisch für der Struktur bei Algyő
 4. Typischer Durchschnittwert für das Gebiet
 5. Bruchpunkt auf dem Kurvenbild GGA.

TABELLE 1.

Der Zusammenhang zwischen der Temperatur der ausfliessenden Wassers und der Sohlentiefe der Thermalbrunnen nach der Vorkommenshäufigkeit im Komitat Csongrád (nach I. Vágás)

Sohlentiefe (in m)	Wassertemperatur (in °C)							Zusammen	
	35—39	40—49	50—59	60—69	70—79	80—89	90—99		
599 m		2	3					5	
600—799 m		4	1					5	
800—999 m		1	2					3	
1000—1199 m			1	4				5	
1200—1399 m									
1400—1599 m									
1600—1799 m					1			1	
1800—1899 m					1	1	4	6	
2000—2199 m						3	2	5	
2200—2399 m							2	2	
2400—2599 m					1		2	3	
Zusammen		7	7	4		3	4	10	35

grobkörniges Geschiebematerial der Ur-Donau sogar noch im Gelände von Orosháza und Szentes anzutreffen.

Aufgrund der intensivierten Wasserforschungsbohrungen im Gebiete des Komitats sind bis zu ca. 500 m Tiefe mindestens 50 Prozent der gesamten Sedimente porös (Tabelle 2, 3, 4 und 5). Die Tabellen gestatten eine territoriale Bewertung des prozentuellen Vorkommens der gut wasserspeichernden porösen Gesamtschichten in verschiedenen Tiefen. Dieses Kenntnis kann eine wesentliche Hilfe bei der Wasserausbeutung bieten, denn bekanntlich wird die Wassergewinnung in erster Linie von der physikalischen Eigenschaft des Gesteins bestimmt. Aus den über ein grosses Spaltvolum verfügenden, grobkörnigen Gesteinsmassen kann Wasser leicht, schnell und gleichzeitig ökonomisch zutage gefördert werden.

Aufgrund bisheriger praktischer Erfahrungen können zur wirtschaftlichen Wassergewinnung die folgenden Sedimente in Betracht kommen:

a) *Kies*,

wenn der durchschnittliche Körnchendurchmesser („D“) über 2 mm liegt, und der Sickerfaktor („k“) grösser als 6×10^{-1} cm/sec ist so beträgt der spezifische Wasserertragswert („q“) > 200 l/p/m.

b) *Kieselsand*,

wenn „D“ durchschnittlich zwischen 1,5 und 2 mm und „k“ zwischen 3×10^{-1} und 6×10^{-1} liegt, beträgt „q“ = 100—200 l/p/m.

c) *Schottersand*,

wenn „D“ durchschnittlich zwischen 0,5 und 1,5 mm und „k“ zwischen 6×10^{-1} und 3×10^{-1} cm/sec liegt, ist „q“ = 20—100 l/p/m.

TABELLE 2.

Prozentuelles Vorkommen von Kies, sandigem Kies und kieshaltigem Sand in den angeführten Tiefen

Ort	0—50	50—100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—450	450—500	500—550 m
1. Csongrád								12		22	
2. Szentes										9	
3. Fábiansébestyén									24		
4. Cserebökény											
5. Nagymágocs								6			
6. Derekegyháza								6	14		
7. Hmvasárhely				5	5						
8. Baks											
9. Mártély											
10. Algyő											
11. Szeged		3				7	1	1		3	
12. Makó		11	11				9	2			
13. Hmvasárhely (2)											
14. Apátfalva											
15. Csanádpalota			39								
16. Kiszombor											
17. Ásotthalom			9	20							
18. Kkdorozsma											
19. Csólyospálos											
20. Balástya											
21. Csengele											
22. Pusztaszer											
23. Tömörkény											
24. Csanytelek											
25. Alpár					32	6	40	34	91	24	35

TABELLE 3.

Prozentuelles Vorkommen von grobkörnigem Sand in den angeführten Tiefen

Ort	0—50	50—100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—450	450—500	500—550 m
1. Csongrád						12	15				
2. Szentés		17	10		6	6	21	18		7	
3. Fábiansebestyén		6				3					
4. Cserebökény									23		
5. Nagymágoacs		12	11	7		6	15	17	16		
6. Derekegyház		5			6			5	30		
7. Hmvásárhely			25	5	2	5	12	15	25	18	30
8. Baks		4				7					
9. Mártély				6	16						
10. Algyő		7	7	5	2.5	2.5					
11. Szeged		18	9	10	9	44	10	2.5	3	6	
12. Makó					6		3	4			
13. Hmvásárhely (2)				12	6		5				
14. Apátfalva		5	11	5	63	25	56	21			
15. Csanádpalota		9		65							
16. Kiszombor					6						
17. Ásotthalom				5	6	9				26	65
18. Kkdorozsma											
19. Csólyospálos				5	85						
20. Balástya											
21. Csengele											
22. Pusztaszer					63	50					
23. Tömörkény				3	13						
24. Csanytelek		5									
25. Alpár		13			4	50	13	17		25	

Beitrag zu den hydrographischen Problem

- d) *Sand*,
wenn „D“ durchschnittlich zwischen 0,2 und 0,5 mm und „K“ zwischen 1×10^{-2} und 6×10^{-2} cm/sec liegt, beträgt „q“ 5—20 l/p/m.
- e) *Feinsand*,
wenn „D“ durchschnittlich um 0,2 mm und „k“ 1×10^{-2} cm/sec, dann ist „q“ = < 5 l/p/m.

Was die territoriale Verteilung der porösen Schichten anbelangt, so ist — besonders im nördlichen Teil des Komitats — deutlich das Gröberwerden der Sedimente mit zunehmender Tiefe erkennbar. Entlang der Achsenlinie des Grabensystems sind von 350 m Tiefe an Sedimente aus Kiesel, sandigem Kies, Kieselsand und grobkörnigem Sand sehr häufig. Praktisch kommt dies dem mit den Siedlungen Csongrád—Szentes—Fábiánsebestyén—Nagymágocs—Derekegyháza—Hódmezővásárhely—Székutas—Apátfalva—Nagylak bezeichneten Plan gleich.

In dieser Sediment-Siedlungszone lässt sich bei *Szentes und Umgebung ein an Wasserbeständen sehr reicher Beckenanteil markieren*, wo ein intensiver Wassernachschub aus NW-, W- und SÖ- bzw. Östlicher Richtung stattfindet.

Als ein an „artesischen Quellen“ reiches Becken können auch *Szeged und seine unmittelbare Umgebung* gelten. Hinsichtlich der Wassergewinnung kann so im südlichen Theiss-Tal mit zwei bedeutenderen hydrographischen Gebietseinheiten gerechnet werden. Zwischen den beiden Gebieten ist in der derzeitigen Theisstal-Linie (in N—S-licher Richtung) eine wesentlichere Beziehung — betreffs der Strömung des Schichtwassers und des Wassernachschubs — nicht feststellbar. Als Erklärung hierfür ist die Anwesenheit der im Gelände zwischen Mártély und Dóc in erheblichem Prozentsatz entstandenen impermeablen Sedimente akzeptierbar. Während das „artesisches“ Becken bei Szentes seinen wesentlicheren Wassernachschub aus dem Hauptbett des Ur-Donau-Grabensystems erhält, ist dies bei dem Szegediner „artesischen“ Becken aus einer, von dem erwähnten Hauptbett südlicher gelegenen, anderen Flussbettlinie der Fall. Auch die Ablagerungsausfüllung der beiden aktiven Wasserstau-becken dürfte eine unterschiedliche gewesen sein. Allgemein hin sind die Levante-Sedimente des Szenteser Areals grobkörniger als die beim Szegeder. Die Auffüllung des Szegeder Beckens ist unseres Erachtens als die Sedimentablagerungstätigkeit des sich von seinem Geschiebe allmählich in SW-Richtung — in Richtung Szeged—Kiskunmajsa — wendenden Hauptflusses zu betrachten, wo bereits eine beträchtliche Untermengung von Theiss—Maros—Ablagerungen vorliegt.

Die Oberfläche des im südöstlichen Teil des Komitats in Oberflächennähe auffindbaren *Geröllkegels der Maros* ist ebenfalls äusserst reich an Schichtwässern. So ist das Gebiet von Apátfalva—Nagylak—Makó wiederum eine Gegend mit reichem Wassergehalt, wo die Schichtwässer aus oberflächennahen Schichten gewinnbar sind und wo der Wassernachschub aus der nahen Gebirgsregion erfolgt. In dieser Gegend findet sich der kälteste oberflächennahe Wasserbestand des Komitates Csongrád, was gleichzeitig auf den schnellen Wasserersatz, auf die aktive Kontaktnahme mit dem Gebirgsrahmen hinweist.

TABELLE 4.

Prozentuelles Vorkommen von mittel-, klein- und feinkörnigem Sand in den angeführten Tiefen

Ort	0—50	50—100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—450	450—500	500—550 m
1. Csongrád		21	21	21	21	21	35	54	25		36
2. Szentés		24	35	36	27	26	2,5	12	34	10	—
3. Fábiánsebestyén		47	64	25	23	38	39	28			
4. Cserebökény		20	16	11	16	57	26	20			
5. Nagymágocs		4	14	17	20	29	18	20	15	51	
6. Derekegyháza		29	36	31	37	36	42	35			
7. Hmvásárhely		45	6	30	33	32	35	25	12	14	4
8. Baks		33	30	34	40	46	55				
9. Mártély		15	7	5			21				
10. Algyő		24	18	24	20	5	27				
11. Szeged		19	37	36	46	45	38	44	35	35	45
12. Makó		10	6	11	31	40	48	35	29	29	53
13. Hmvásárhely (2)		35	50	45	26	19	35	46	24		
14. Apátfalva		11	26	9		25					
15. Csanádpalota		20		18							
16. Kiszombor		21	15	31	24	55	49				
17. Ásotthalom		24		13		34	7	16	35	19	7
18. Kkdorozsma		34	11	25	23	52					
19. Csólyospálos		75	17	16							
20. Balástya		54	26	14	18	20					
21. Csengele		84	20	28	21						
22. Pusztaszer		66	11	46	26	26					
23. Tömörkény		44	50	20	32	45					
24. Csanytelek		25	23	25	45	39					
25. Alpár		69	50	42		38	29	38		36	55

Tabelle 5.

Prozentuelles Vorkommen von schlemmigem Sand in den angeführten Tiefen

Ort	0—50	50—100	100—150	150—200	200—250	250—300	300—350	350—400	400—450	450—500	500—550 m
1. Csongrád		22	11	6	5	7					
2. Szentes		16	17	13	9	29	9		8	24	
3. Fábiánsebestyén		15	25	24	25	6	13	25	50		
4. Cserebökény		16			12		9	34	25		
5. Nagymágocs		17	13	10	10	20	11	16	29		
6. Derekegyháza		19	21	35	21	6	21	18	30		
7. Hmvásárhely		40	50	20	40	20	25	21	15	14	23
8. Baks		21	36	16	26	20					
9. Mártély											
10. Algyő		18	9	7		6					
11. Szeged			11			6	9			11	20
12. Makó		16	15	27	25	15	15	2	6	3	
13. Hmvásárhely (2)		16	31	19	14	5					
14. Apátfalva		21	15					4			
15. Csanádpalota		29	20								
16. Kiszombor		20	17	11	3	29	31				
17. Ásotthalom		20	31			9					
18. Kkdorozsma		20	28	17	32	10					
19. Csólyospálos				24							
20. Balástya		16	9	23							
21. Csengele				6							
22. Pusztaszer		29	39								
23. Tömörkény		19	6	26	13	34					
24. Csanytelek		13	7	18	36	34					
25. Alpár		19	14	40	13						

Unter Umgehung einer weiteren Detaillierung kann festgestellt werden, dass die qualitativ beträchtliche Anreicherung der nichtthermalen Schichtwässer auch in anderen Gebieten des Komitats anzutreffen ist, aber in abweichenden Tiefen und mit verschieden intensivem Wasseranschub. Die wirtschaftliche Ausbeute dieses Wasserbestandes bedarf einer stetig wachsenden Sorgfalt — selbst auch dann, wenn eine Erschöpfung der Reserve nicht zu befürchten ist. Eine übermässige, die Grösse des Wasserersatzes überschreitende Wasserentnahme kann nämlich einen sog Depressionstrichter entstehen lassen, der Umordnungen der inneneren Sedimentstruktur und auch andere technologische Probleme im Gefolge haben kann.

Literatur

1. *Andó Mihály*: A DK-Alföld természetföldrajzi adottságainak jellemzése. Kandidátusi ért. 1964. Szeged.
2. *Bélteki Lajos*: A hazai termális vízfeltárás időszerű kérdései. Hidrológiai Közlöny, 1961. 6. szám.
3. *Bélteki Lajos*: Magyarország területének geotermikus viszonyai a legújabb vízfeltáró fúrások adata alapján. Hidrológiai Közlöny, 1963. 5. szám.
4. *Bélteki Lajos*: Magyarország ipari jelentőségű porózus hévizes víztartói. Hidrológiai Közlöny, 1965. Budapest.
5. *Dank Viktor*: A Dél-Alföldi neogénmedencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekhez. Földtani Közlöny, 1963. 3. szám.
6. *Dank Viktor*: A Dél-alföldi kőolaj és földgázkutatások. Bányászati Lapok, 1964.
7. *Hlaváts Gyula*: A magyarországi artézikutak története, terület szerinti elosztása, mélységük, vizük bőségének és hőfokának ismertetése. Budapest, 1896.
8. Hidrológiai Társaság. Szegedi Csoportja 1962. január havi vitaülési jegyzőkönyve.
9. *Juhász József*: Felszín alatti vízkészletünk. Hidrológiai Közlöny, 1955. 25. o. Budapest.
10. *Kertai Gyula*: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny. 1957.
11. *Miháltz István*: Az Alföld déli részének földtani és vízföldtani viszonyai. Hidrológiai Tájékoztató, 1966. jún. hó.
12. *Rónai András*: Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. Hidrológiai Közlöny, 1963. 3. szám. Budapest.
13. *Schmidt E., Róbert*: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. Budapest, 1962.
14. *Scherf E.*: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talaj alakulással. Földtani Intézet. Évi jelentése. 1925.
15. *Somfai Attila*: A Dél-Alföld túlnyomásos tárolók vizsgálata. A túlnyomás okainak rendszerezése. Doktori ért. Szeged, 1969.
16. *Szebényi Lajos*: Az artézi víz forgalmának mennyiségi meghatározása. Hidrológiai Közlöny, 1965. 3. szám. Budapest.
17. *Urbancsek János*: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere I. Országos Vízügyi Főhatóság 1963. Budapest.
18. *Urbancsek János*: Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és földrajzi következtetések. Hidrológiai Közlöny, 1960. 5. szám.
19. *Urbancsek János*: A földtani felépítés és rétegnyomás közötti összefüggés az Alföldön. Hidrológiai Közlöny, 1963. 3. szám.