

Die Karstwässer des Irkutsker Amphitheaters

The Karst Waters of the Irkutsk Amphitheatre

E. V. PINNEKER & B. M. SCHENKMAN¹⁾

Inhalt

	Seite
Einleitung	103
1. Das Randgebiet.....	104
1.1. Die Vorsajanische Region	104
1.2. Die Vorbaikalische Region	111
2. Das Innengebiet	118
2.1. Die Angarische Region	118
2.2. Die Oberlenische Region	122
2.3. Die Angaro-Lenische Region	124
2.4. Die Tungusische Region	127
3. Perspektiven der wirtschaftlichen Ausnutzung der Karstwässer.....	127
Zusammenfassung	128
Literatur	129
Summary	129

Einleitung

Die Karstprovinz des südlichen Teiles der Sibirischen Tafel, die seit E. SÜSS als Irkutsker Amphitheater bezeichnet wird, stellt in hydrogeologischer Hinsicht das artesische Angaro-Lenische Becken dar. Sie ist südwestlich mit dem Ost-Sajan-Gebirgszug und nordöstlich mit dem Baikalo-Patomischen Hochland begrenzt (Fig. 1). In strukturgeologischer Hinsicht zeichnet sich diese Provinz durch eine ansehnliche Verschiedenheit aus; auf dieser Basis läßt sich die Provinz in zwei große Teile – das Rand- und Innengebiet – gliedern. Zum Randgebiet gehören die Ostsajanische und die Baikalo-Patomischen Regionen. Das Innengebiet teilt sich seinerseits auf vier Regionen (vom S nach N): Angarische, Oberlenische, Lenisches Plateau und Tungusische Region auf (G. P. WOLOGODSKI, 1975). Diese Unterteilung basiert auf dem lithofaziellen Prinzip. Die Bezeichnung der Subregionen entspricht diesen Unterscheidungsmerkmalen nicht. In einigen Fällen wird sie durch die Lagerungsbedingungen von karstbildenden Gesteinen – z.B. vergraster Karst, über-

¹⁾ Prof. E. V. PINNEKER, B. M. SCHENKMAN, Institut für die Erforschung der Erdkruste der Sibirischen Abteilung der AdW der UdSSR, Lemontow-Str. 128, 664033 Irkutsk/UdSSR.

lagernder oder bedeckter Karst – bestimmt. Eine wichtige Grundlage für die Bezeichnung einer Subregion sind die Eigenheiten des Stoffbestandes von wasserführenden Schichten. Ebenso wichtig ist auch der Beziehungscharakter zwischen den karstbildenden und terrigenen Gesteinen. Oft sind die Strukturfaktoren maßgebend. Zum Schluß läßt sich diese Bezeichnung durch die morphologischen Eigenheiten des Dränagenetzes (z. B. Talübertiefung) sowie durch das Vorhandensein der mehrjährig gefrorenen Gesteine motivieren.

Mittels der Berücksichtigung der den rezenten Verkarstungsvorgang bestimmenden Bedingungen kann man das Schema der Territoriums-Rayonierung entwerfen. Die Rayonierung umfaßt insgesamt 14 Einheiten (Subregionen) mit gleichartiger Karstwasserbildung (Tab. 1).

1. Das Randgebiet

Fig. 1 zeigt die 15–50 km breiten Streifen von unterkambrischen Karbonatgesteinen auf einer Strecke von 1500 km entlang des Gebirgsfußes des Ost-Sajan und Baikalgebirgszuges. In strukturgeologischer Hinsicht stellt dieser Streifen einen artesischen Abhang dar, welcher zum artesischen Angara-Lenischen Becken gehört. Allgemein bezeichnend für dieses Randgebiet ist der verbreitete rezente Karst, der vorwiegend vergrast und in geringerem Maße überlagert ist. Ausgehend davon kommen die oberirdischen und unterirdischen Karstformen wie z. B. Karsttrichter, Ponore, Trockentäler, Höhlen sowie ausgedehnte Brekzienzonen vor. Diese Randzone des artesischen Beckens liegt in bedeutendem Maße höher als der innere Teil des Beckens und ist der Hauptrichtung der atmosphärischen Feuchtebewegung entgegen orientiert. Deswegen ist die Randzone überfeuchtet (500–700 mm jährlicher Niederschlag).

Innerhalb des Irkutsker Amphitheaters liegen die verkarsteten unterkambrischen Gesteine unter den jüngeren quartär bis mittelkambrischen, nicht verkarsteten Ablagerungen. Infolgedessen steht eine strukturlithologische Barriere als Hindernis dem Weg des Karstwasserstroms entgegen, was eine gänzliche Entlastung des wasserführenden Komplexes hervorruft. Die strukturgeologischen Barrieren sind durch eine große regionale Erstreckung und einen verschiedenartigen Aufbau gekennzeichnet. Die Barriere kann gleichartig oder kulissenförmig sein sowie homogen oder kompliziert in stratigraphischer und lithologischer Hinsicht. Die Stauung wird oft durch die Vereinigung mit Antiklinalstrukturen und tektonischen Brüchen beeinträchtigt. Manchmal hingegen wird der Stauungseffekt wesentlich durch das Durchfrieren der Schirmablagerungen gesteigert. Das Randgebiet läßt sich wegen seiner Absonderung (wenigstens in der Zone des intensiven Wasseraustausches) als hydraulisch isoliertes Element des artesischen Angara-Lenischen Beckens betrachten.

1.1. Die Vorsajanische Region

Die Vorsajanische Region erstreckt sich über eine Länge von 350 km. Die Karbonatgesteine des Silurs und unteren Kambriums treten als ein 15–40 km breiter Streifen zutage. Die Dolomite und dolomitisierten Kalksteine sinken nordwestlich monoklinal unter die kohlenhaltigen sandig-tonigen Ablagerungen des Jura ab. In

Tab. 1: Rayomierung der Angaro-Lenischen Karstprovinz.

Gebiet	Region (karstbildende Gesteine)	Subregion	Wesentliche Karstbesonderheiten		
			Lagerung der verkarsteten Gesteine	Typ des Kollektors	dominierende Wasserzirkulation
Randgebiet	Vorsajanische (Karbonatgesteine)	Olcha-Belsk Okinskische	vergraster Karst ²⁾ überlagerter Karst	klüftig-karstig	siphonale Zirkulation siphonale Zirkulation
	Vorbaikalische (Karbonat-, Sulfat-Karbonat-, Chlorid-Sulfat- Karbonatgesteine)	Kudinskische Mansurski Kirengski Lenische	teilweise bedeckt vergraster Karst übergraster Karst übergraster Karst		siphonale Zirkulation siphonale Zirkulation horizontale Zirkulation horizontale Zirkulation
Innengebiet	Angarische (Sulfat-Karbonat Gesteine)	südliche nördliche	vergraster Karst bedeckter Karst	klüftig-karstig karstig-klüftig	horizontale Zirkulation
	Oberlenische (Sulfat-terrigen Gesteine)	westliche östliche	vergraster Karst bedeckter Karst	klüftig-kavernös kavernös-klüftig	horizontale Zirkulation
	Angaro-Lenisches Plateau (Karbonatgesteine)	zentrale randliche	vergraster Karst bedeckter Karst	klüftig-kavernös klüftig-kavernös	horizontale Zirkulation
	Tungusische (terrigen Sulfat-Karbonatgesteine)		vergraster, überlagerter Karst	karstig-klüftig	horizontale Zirkulation

²⁾ Der Terminus „vergraster Karst“ ist in der deutschen Karstnomenklatur nicht üblich und fällt in den konventionellen Begriff „grüner Karst“.

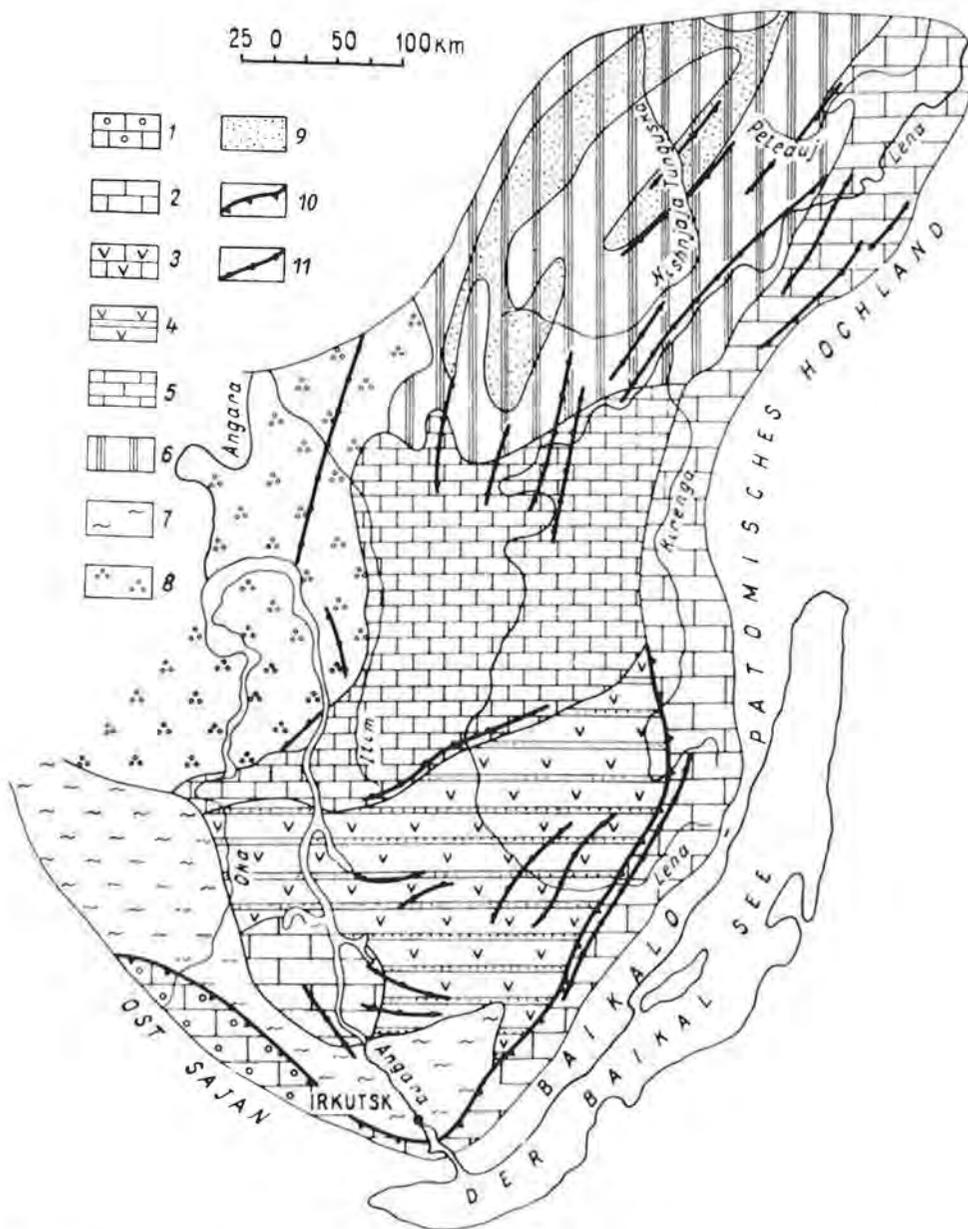


Fig. 1: Schema von Karstregionen des Irkutsker Amphitheaters. Regionen: 1 = Vorsajanische, 2 = Vorbaikalische, 3 = Angarische, 4 = Oberlenische, 5 = Angaro-Lenisches Plateau, 6 = Tungusische Region (Typ der karstbildenden Gesteine siehe in Tab. 1). Nichtkarstbildende Gesteine: 7 = sandig-tonige Gesteine von Ordovizium, 8 = sandig-tonige, kohlenhaltige Gesteine von Jura. Übrige Zeichen: 9 = Nepsken-Zone, 10 = strukturlithologische Barrieren, 11 = Hauptantiklinalen.

der Okinskischen Subregion sind die großen Räume von verkarsteten Gesteinen mit 50–60 m dicken Alluvialablagerungen überlagert.

Durch Bohrungen in den Wasserscheidengebieten wurde das Vorhandensein der Karstformen bis in die Tiefen von 200 m festgestellt. Eine nur minimale Mächtigkeit (20–30 m) ist in den Flußtälern zu beobachten. Der Verkarstungsgrad verringert sich mit der Tiefe ansehnlich: der Filtrationskoeffizient und die Wasserführung der Gesteine nehmen mit der Vertiefung auf 50–70 m ins Massiv fast auf ein Zehntel ab.

In Vorsajanien ist nur der Karbonatkarst entwickelt. Im verkarsteten Massiv sind die primären Anhydrit-Dolomitablagerungen völlig entsulfatisiert. Gegenwärtig verläuft eine mit der Entdolomitierung begleitete Schlußphase von hypergenen Umgestaltungen. Intensive Auslaugung von Sekundärkalzit läuft der Entdolomitierung gleich und nach. Dies entspricht gut der chemischen Zusammensetzung von Karstwässern, d. h. Vorhandensein von Mg und Vorherrschen von Ca in der Kationenzusammensetzung. Für mehrere der großen Karstwasserquellen von Vorsajanien ist $rCa/rMg \geq 2$ üblich (Tab. 2). Die Ablagerungen mit dominierendem Do-

Tab. 2: Daten von großen Karstquellen Vorsajiens.

Name der Karstquelle	Jahresmittel-förderung (m ³ /s)	Temperatur (°C)	Mineral-gehalt (g/l)	Chemische Bestandteile (mg/l)			$\frac{rCa}{rMg}$
				SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	O ₂	
Tankasy	3,9	4,8	0,18	9	3	6,7	2,44
Iret	10,9	5,7	0,20	7	3	4,7	2,17
Arschan	3,8	4,6	0,18	9	4	8,8	2,50
Marasy	0,6	4,2	0,20	6	4		2,13
Zeloty	0,7	5,0	0,18	6	3	9,0	3,00
Odinski	0,9	4,7	0,71	30	200	8,7	–
Bauschino	0,5	4,9	0,36	18	14	–	–
Olchinski	0,3	4,8	0,43	86	7	8,0	1,85

lomitgehalt tragen hauptsächlich zur Poren- sowie Höhlenbildung bei. Durch die klüftig-karstigen Eigenschaften des Kollektors bedingten Hohlräume werden bei sekundärer Kalzitauslaugung gebildet. Mehrere Besonderheiten des Karstes sowie der Karstwässer Vorsajiens sind in diesen Verhältnissen begründet. Augenscheinlich sind hier die hypergenen Umgestaltungen der primären anhydrit-dolomitischen Gesteine höchst entwickelt. Die Karbonatgesteine sind fast allorts brekziös, einschließlich der Ablagerungen des Silurs (russ. Wendikum), die vollständig entsulfatisiert sowie intensiv kalzitisiert und ausgelaugt sind.

So erweisen sich hier die Ausgangsbedingungen für die Bildung eines gewaltigen Karstwasserreservoirs recht vorteilhaft. Die überwiegende Mehrheit der atmosphärischen Niederschläge (rund 60–70%) geht in die absteigende Zone der Grundwasserbewegung, deren größte Mächtigkeit 100–150 m beträgt. Die Grundwasserspeisung hat einen ausgesprochenen Infiltrationscharakter. Bei keiner einzigen Studie wurde hier eine Inflation beobachtet. Dies wird durch die Stabilität von Temperatur, Mineralgehalt des Karstwassers und seinen chemischen Bestand sowie durch hochstabile Förderungsverhältnisse belegt.

In der Zone der horizontalen Grundwasserbewegung erfolgt eine durch die Inkongruenz von oberflächlichen und unterirdischen Einzugsgebieten bedingte intensive Grundwasserabfluß-Zwischenverteilung. Die strukturgeologischen Be-

dingungen Vorsajaniens werden vorwiegend durch das Auftreten von flachgeneigten Synklinal- und Antiklinalstrukturen bestimmt, deren wahre Größe und Orientierung noch unvollständig bekannt sind. Die Inkongruenzgröße und -gestalt bedingen manchmal gewisse hydrogeologische Kuriosa. Zum Beispiel beträgt die gesamte Abflußspende des mit der gleichnamigen Quelle beginnenden Flusses Bolschaja Iret $170 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$, was die Zonalnormen 20mal überschreitet. Keine Zweifel, daß die Talübertiefung die Grundwasserscheidebildung beeinflusst.

In der Zone der horizontalen Karstwasserbewegung mit der Mächtigkeit von 50–80 m laufen die Strömungslinien der Vorgebirge der Richtung nach der strukturgeologischen Barriere den Flußstälen gleich. Nahe dem Kontakt mit den Juraablagerungen keilt der Grundwasserstrom nicht aus. Im Gegenteil, er wird sehr mächtig, weil die Subvertikalebene des Stauwehrs der Grundwasserbewegung gegenläufig geneigt ist. Wenn der Grundwasserstrom dem Hindernis näherkommt, ändern die Grundwasserstromlinien ihre Richtung und dann setzt sich die Grundwasserbewegung der Barriere subparallel fort. Die vollständige Entlastung der Grundwasserströmung erfolgt in der Zone der Siphonalströmung; sie neigt sich üblicherweise zum Ort, wo das Flußtal die strukturlithologische Barriere quert.

Die in der Zeit des Winterwasserstandes erfolgte Grundwasserbecken-Bilanz hat gezeigt, daß die lineare Zwischenentlastung zu klein ist. Der Abflußzuwachs unter der Kontaktzone stimmt praktisch mit der Gesamtergiebigkeit von subaquatischen sowie subaerischen Stauwehr-Grundwasservorkommen überein. Alle Quellen gliedert man, unabhängig vom Entlastungscharakter, in überfließende Staudamm-typen (G. A. MAXIMOWITSCH, 1969).

Die Flächengröße des Entlastungsgebietes beträgt ein Dutzend bis hundert Quadratmeter; das Speisungsgebiet umfaßt dadurch mehrere hundert Quadratkilometer. Ausgehend von einem mittleren Grundwasser-Abflußmodul ($> 10 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$), ist anzunehmen, daß es ein dichtes Netz von unterirdischen karstigen Überlaufkanälen in den Entlastungsstellen gibt. Das Vorhandensein der Karsthöhlen wurde durch Bohrungen bestätigt; die außerordentliche Wasserdurchlässigkeit wurde durch Filtrationsversuche bestimmt. Bei der Ergiebigkeit von 20–40 l/s gelang es nicht, den Wasserstand in Bohrungen abzusenken.

Die zonalen Probeentnahmen lassen feststellen, daß die anomale Durchlässigkeit der wasserhaltigen Gesteine mit der Tiefe von 50–80 m abnimmt. Unter dieser Tiefenmarke sinkt der Gehalt an gelöstem Sauerstoff im Wasser bis 1 mg/l; der Mineralgehalt nimmt entscheidend zu, was zur Veränderung des chemischen Bestandes führt. G. P. WOLOGODSKI (1975) erklärt diese riesige Lokalisierung des Grundwasserabflusses durch unterirdische Speisung mit Flußwasser.

Die jüngeren Untersuchungen zeigen den Irrtum der oben erwähnten Meinung. Dies wurde durch nachfolgende Tatsachen gezeigt:

- Erstens ist der unterirdische Abflußmodul von $10 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$ in einem überfeuchteten (500–700 mm N) vergrastem Karstmassiv nicht übermäßig hoch.
- Zweitens kann man sich auf die offenbaren Indikatoren der unterirdischen Speisung, wie z. B. Sauerstoffgehalt, Mineralgehalt sowie Temperatur stützen. Der Sauerstoff-Sättigungsgrad im Wasser von den ganzjährig das Karstmassiv überquerenden Flüssen erreicht nahezu 100% (11–13 mg/l), obwohl der Sauerstoffgehalt in den größten Quellen (z. B. Tankassy, Iret) zwei bis drei mal niedriger ist, was auf keine Weise mit der Flußspeisung von diesen Quellen und der unermesslichen Sauerstoffabgabe verknüpft werden kann. Für die Quelle „Iret“

z. B. beträgt die Sauerstoffabgabe ca. 8 t pro Tag. Dasselbe macht auch die dreibis vierfache Erhöhung des Mineralgehaltes im „primären“ Flußwasser, die in Quellen im Winter sogar 60–70 mg/l beträgt, kaum möglich.

- Drittens wird die Infiltrationsherkunft der Entlastungsherde auch durch spezifische Zusammensetzung einiger Quellen (z. B. Odinski, Olchinski) bewiesen: beim Verknüpfen der strukturlithologischen Barriere mit einer tektonischen Störung vergrößert sich die Tiefenzirkulation. Dies führt zu Steigerung des Mineralgehaltes, hauptsächlich der Chloride und Sulfate.

Auch die Temperatur des unterirdischen Wassers spricht für die Infiltrationsherkunft der Speisung. In der Vorsajanischen Region ist die Temperatur des unterirdischen Wassers im allgemeinen hoch und übertrifft die Zonalnormen um 1,5–2,5° C. Wodurch wird die stabile Temperaturhöhe in den Quellen beibehalten, wenn die Flußwassertemperatur 200–220 Tage hindurch nahe 0° C ist? Es wurde berechnet, daß die Gesamteinwirkung des Wärmeflusses, des exothermischen Effekts der Auflösung von Gesteinen sowie der biochemischen Reaktionen innerhalb des gesamten Karstmassives (5100 km²) für die Generierung dieser Energiemenge ungenügend ist.

Die hohe Temperatur der unterirdischen Wässer ist höchstwahrscheinlich durch die Versickerung von Niederschlägen bedingt. Das bedarf allerdings eines Anteils von 80–85% der Jahresmenge der Niederschläge, wobei dreiviertel davon in der kurzen Zeitspanne (Ende Juni bis Anfang August) fallen. In dieser Zeit bleibt die Temperatur der Niederschläge im Bereich von 15–18° C. Nehmen wir 315 mm für eine Norm der atmosphärischen Speisung an, so werden $2,6 \times 10^{12}$ kcal jährlich der Karstmassivoberfläche zugeführt. Dies bedingt die hohe Temperatur der unterirdischen Wässer sowie einen für die Region anomalen Wärmeabfluß von 5 kcal/s · km². Dadurch ist auch das Fehlen von den mehrjährig gefrorenen Gesteinen im Vorsajanien bedingt.

Die relativ kleine Region Vorsajanien hat beträchtliche Vorräte von unterirdischen Wässern (über 50 m³/s), die über das Territorium ungleichmäßig verteilt sind: von SE nach NW nehmen die Modulgrößen (von 7 auf 14 l/s · km²) sowie die Abflußmenge zu. Diese gerichtete Veränderung ist durch den Verkarstungscharakter der Gesteine verursacht. Es ist wichtig zu bemerken, daß Tiefe und Intensität des Karstvorkommens mit der Talübertiefung zunehmen. Gerade im SE der Region (um die Flüsse Olcha und Irkut) gibt es keine solchen Talübertiefungen. Im Zentrum des Massives (im Bereich der Flüsse Kitoj und Belaja) sind die Täler auf 30–45 m übertieft. Im NW (Bereich der Flüsse Oka und Uda) erreicht die Übertiefung ca. 100 m. Die maximale Talübertiefung sowie die durch eine Wallreihe erschwerte strukturlithologische Barriere bedingen die anomale Lokalisierung des unterirdischen Abflusses im Okinsken Massiv (Fig. 2).

Der unterirdische Abfluß in Vorsajanien ist fest reguliert. Die Abweichung der maximalen und minimalen monatsdurchschnittlichen Werte von den jährlichen Werten überschreitet nicht 10–12%. Der Ergiebigkeitsrückgang im Winter (180–200 Tage) folgt dem Exponentialgesetz, mit dem Erschöpfungsfaktor von 0,0010–0,0012. Dem langwierigen Ergiebigkeitsrückgang folgt ein allmählicher Anstieg, dessen Spitze üblicherweise Ende Sommer auftritt.

Die mehrjährige Stabilität des Grundwasserabflusses ist in Fig. 3 gut zu beobachten. Sie kann man durch den Variationsbeiwert der Jahresabflußmenge, der in mehreren großen Vorkommen im Bereich von 0,03–0,05 liegt, bewerten. In dieser

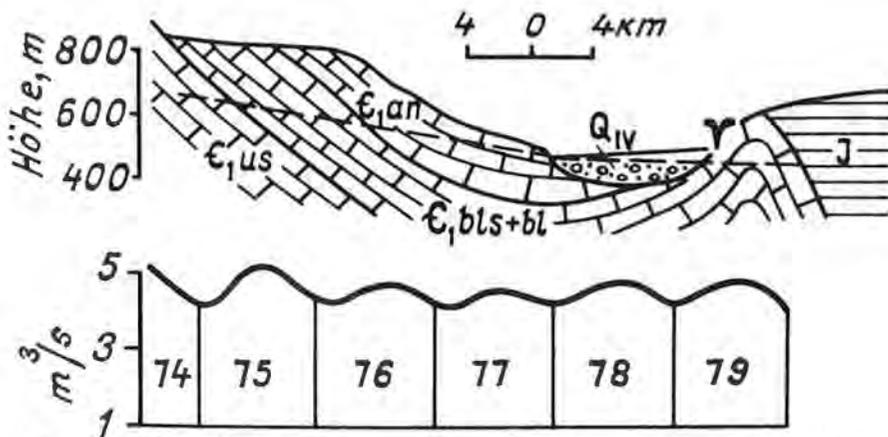


Fig. 2: Geologisches Profil des Karstwasseraustritts „Tankasy“ mit dem mehrjährigen Diagramm der Ergiebigkeitsänderungen. Subregion Okinski.

Hinsicht werden die Quellen gemäß den Ergiebigkeitsverhältnissen als schwach veränderlich gehalten: die Werte des Korrelationsfaktors betragen $0,56 + 0,68$. Es ist auch eine zyklische Veränderung des Grundwasserabflusses, für die langperiodische Schwankungen mit 22- bis 26jähriger Zyklenlänge charakteristisch sind (B. M. SCHENKMAN, 1986). Die Zyklizität ist statistisch belegt und kann in bezug auf die hohe Trägheit des Systems erklärt werden.

Laut der Ergiebigkeitsgröße sind die Karstquellen Vorsajaniens als sehr groß zu betrachten, sie lassen sich in dieser Hinsicht mit den weltberühmten Quellen (Vaucluse in Frankreich, Aachenquelle in Deutschland, Krasny Klutsch im Uralgebiet der UdSSR, u. a.) vergleichen (G. A. MAXIMOWITSCH, 1963). Zu dieser Klasse der Ergiebigkeit zählen 30 bis 40 Quellen von allen Kontinenten. Die meisten da-

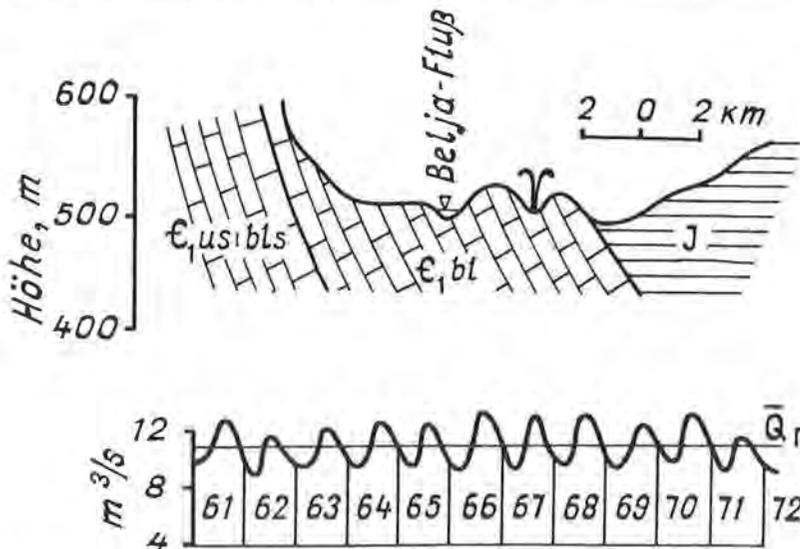


Fig. 3: Geologisches Profil der Quelle „Iret“ mit dem mehrjährigen Diagramm der Ergiebigkeitsänderungen. Subregion Olcha-Belski.

von sind aufgrund der veränderlichen Ergiebigkeit als unbeständig zu betrachten ($Q_{\max}/Q_{\min} \geq 1 : 10$).

Die Quellen Vorsajaniens haben nicht viele Analoga. Man kann auf die Arbeit von G. A. MAXIMOWITSCH (1963) hinweisen, wo einige Quellen erwähnt werden, z. B. Irwiz und Malatin (Türkei), Silver Spring (Florida, USA), Kapocelle (Italien), Dewnen (Bulgarien).

1.2. Die Vorbaikalische Region

Die Vorbaikalische Region erstreckt sich als ein 40–80 km breiter Streifen fast 1000 km von S nach N. Verglichen mit der Vorsajanischen Region hat sie einen komplizierten geologischen Aufbau. Der Hauptunterschied besteht hier in der intensiven Faltung der paläozoischen Gesteine. Die größten Falten bilden Wälle und Senken, die kleinsten sind besondere Synklinal- und Antiklinalformen. In den Wallkernen treten hauptsächlich die Karbonatablagerungen des Unterkambriums zutage. Die oberflächennahen Schichten der Senken enthalten terrigene Ablagerungen von Jura, Oberkambrium und Ordovizium. Die einige Senken auffüllenden neogenen und quartären Ablagerungen sind durchgefroren.

Ebenso wie in Vorsajaniens tritt hier in hydrogeologischer Hinsicht zuerst rezenter Karst hervor. Die alten Karstformen wurden nur mittels der umfangreichen geologisch-geomorphologischen Vergleiche an den Tag gebracht. Die stärkste Verkarstung der Karbonatablagerungen sieht man in den Wallachsen. Es ist zu bemerken, daß die Gesteine dicht zerklüftet sind. Dieser geologische Aufbau der Region bedingt eine kulissenartige Staudammbarrriere und eine Vielfältigkeit von Entlastungsherden. In tiefen Stellen der Karstzonen ist die Erhöhung des Mineralgehaltes der unterirdischen Wässer, insbesondere des Gehaltes an Sulfaten und Chloriden, zu beobachten.

Die Verschiedenheit der Grundwasserbildungsbedingungen im östlichen Grenzgebiet der Karstprovinz zeigt sich gut in der E-W-Richtung. Dies läßt vier Subregionen, innerhalb derer die hydrogeologischen Prozesse mehr oder weniger unifiziert sind, bestimmen.

Im südlichen Teil Vorbaikaliens (Subregion Kudinski) liegen die Karbonatgesteine des Unterkambriums auf einer Strecke von 60 km unter den kohleführenden Juraablagerungen. Hier ähnelt die Situation jener der Vorsajanischen Region, doch gibt es wesentliche Unterschiede. Im Bereich der Karstgesteine ist eine aus den mächtigen (bis 100 m) Juraablagerungen zusammengesetzte negative Strukturform vorhanden. Die lange Muldenachse ist nach der strukturlithologischen Barriere verschoben. Die Existenz der beiden Abschirmungsflächen hat die sukzessive Entlastung des Grundwasserstroms nicht begünstigt. Die überfließenden Quellen wurden nur am Hauptstauwehr gefunden.

Der in hydrogeologischer Hinsicht effektive Karst ist bis in die Tiefe von 140–160 m entwickelt; die minimale Mächtigkeit der Zone des horizontalen Wasserflusses beträgt dabei 100 m. Die Zone der Siphonalzirkulation ist auch gut ausgeprägt. Die Entlastung der Grundwässer kommt durch subaerische sowie subaquatische Austritte an den Stellen, wo die strukturlithologische Barriere von einem Flußtal durchquert wird, zustande. Die Tiefenzunahme der Zirkulation hat die Verminderung des Sauerstoffgehaltes (3,3 mg/l) sowie Erhöhung des Mineralgehaltes (0,36 g/l) beeinflußt. Das Wasser hat einen hohen Hydrogenkarbonatgehalt, doch ist sein Ca/Mg-Verhältnis sehr niedrig (Quelle Reschetnikow, Tab. 3). Soweit zu

Tab. 3: Die Karstquellen Vorbaikaliens.

Name der Karstquelle	Jahresmittel-förderung (m ³ /s)	Temperatur (°C)	Mineral-gehalt (g/l)	Chemische Bestandteile (mg/l)			rCa rMg
				SO ₄ ²⁻	Cl	O ₂	
Dobrolet	0,5	4,9	0,21	14	5	—	1,0
Reschetnikow	0,4	5,1	0,36	4	3	3,3	1,20
Charat	1,0	—	0,34	65	3	—	1,06
Sagatuj	0,4	—	0,72	280	7	—	0,38
Kujtun	1,3	3,6	0,37	66	3	1,2	0,75
Zikur	0,1	2,6	0,56	145	5	2,6	0,56
Baltaj	0,1	2,7	0,50	40	66	3,4	1,36
Ilikta	6,0	3,4	0,57	126	90	5,2	0,36
Tschantschur	2,8	3,6	0,26	29	5	—	1,0
Birjulka			0,96				0,17

entnehmen ist, ist hier die Entdolomitisierung nicht so intensiv wie in Vorsajanien. Dies ist damit verbunden, daß die ausgedehnte Karstfläche zu dem geschlossenen Typ gehört; deswegen ist die Wasserdurchlässigkeit des Karstmassives mäßig. Der geringe Modul (Spende) des Grundwasserabflusses (2 l/s · km²) ist für diese Tatsache eine indirekte Bestätigung.

Die herabgesetzte Norm für den Abfluß wirkt auf seine Lokalisierung nicht ein. Alle Wasservorkommen sind kompakt und haben die Ergiebigkeit von 0,4–1,0 m³/s (die Quellen Dobrolet, Reschetnikow, Charat). Die Abflußverhältnisse sind sehr regelmäßig. Innerhalb mehrerer Jahre sind nur geringe Ergiebigkeitsschwankungen zu beobachten; der Variationskoeffizient der Ergiebigkeit ist gleich 0,05. In einem Jahreszyklus lassen sich ein dauernder Abfall und ein kürzerer Zuwachs erkennen, deren Spitze auf den September kommt. Die Karstwässer werden im wesentlichen von den Sommerniederschlägen ergänzt. Die Abnahme des Wasservorrats geht langsam vor sich; das Abweichen der monatsdurchschnittlichen Ergiebigkeit von der jährlichen Größe überschreitet nicht 15%.

Die nächste Subregion nordwärts (Mansurski) erstreckt sich auf mindestens 100 km Länge. Die verkarsteten Gesteine des Unterkambriums kommen bei den wallförmigen Hebungen des artesischen Hanges nahe an die Oberfläche. Die linear ausgedehnten Zonen der Karbonatablagerungen sind durch die enge, aus den sulfat-terrigenen Ablagerungen des Oberkambriums bestehende synklinale Senke, räumlich isoliert. Der stratigraphische Kontakt so verschiedener fazieller Gesteinstypen hat einen unterirdischen Abflaufstau hervorgerufen und offenbare Anzeichen der Siphonalzirkulation verursacht. Die Karstwässerentlastung an den drei bis vier kulissenförmig angeordneten Wasserstaudämmen erfolgt ungleichmäßig. Der größere Teil des Stromes erreicht die innere Grenze des Gebiets, die eine strukturellithokryogene Barriere darstellt. Hier, in den Flüssen Mansurka und Murino, ist die Hauptstelle der Karstwässerentlastung. Die Quelle „Kujtun“ mit der Ergiebigkeit von 1,3 m³/s ist in dieser Hinsicht typisch (Fig. 4). Doch die lithokryogene Stauung gibt keine vollständige Stromanzapfung. Der größte Wasserteil (ungefähr 2 m³/s) umfließt die Stauung und entlastet sich (überwiegend subaquatisch) auf der rückwärtigen Seite der durchgefrorenen Neogensenke. Die Einwirkung der kryogenen Barriere hat eine Wassertemperaturabsenkung auf 1,5–2,5° C hervorgerufen. Unter Berücksichtigung der tatsächlichen Ausmaße der neotektonischen Strukturen ist anzunehmen, daß die Eindringtiefe von den Karstwässern minde-

stens 150–170 m beträgt. Eine solche Tiefenentwicklung des rezenten Karstes wird durch den geringen Sauerstoffgehalt (1–3 mg/l) im Grundwasser bezeugt.

Wenn wir den Salz- und Mineralgehalt des Karstwassers berücksichtigen, ist das Vorhandensein (neben dem karbonathaltigen) des sulfathaltigen Karstes zu beachten, der in der Zone der Siphonalzirkulation zu beobachten ist. Bei den strukturlithologischen Barrieren überschreitet der Mineralgehalt im Wasser selten 0,25 g/l. Der Hydrogencarbonatgehalt überwiegt. In den wesentlichen subaerischen Quellen nimmt die Salinität wegen des Sulfatzuflusses ins Wasser bis 0,37 g/l zu. Dagegen erreicht der Mineralgehalt von oberflächlichen Wasservorkommen an der Stelle der Entlastung schon 0,56–0,72 g/l; der Sulfatgehalt in der Anionengruppe beträgt dabei 44–58 mval%. Was im engeren Sinne die subaerische Entlastung betrifft, ist der Mineralgehalt des Wassers ungefähr 1 g/l. Gleichzeitig erreicht die Steigerung des Sulfatgehaltes 75 mval%.

Die betrachtete Subregion ist von einem geringeren Ausmaß, was sich hauptsächlich auf die Jahresstabilität des Abflusses auswirkt. So beträgt z. B. der Erschöpfungskoeffizient im Winter nur 0,0026, die mehrjährige Ergiebigkeitsvariabilität ist aber beträchtlich größer, der Variationskoeffizient erreicht fast 0,20. Jedoch

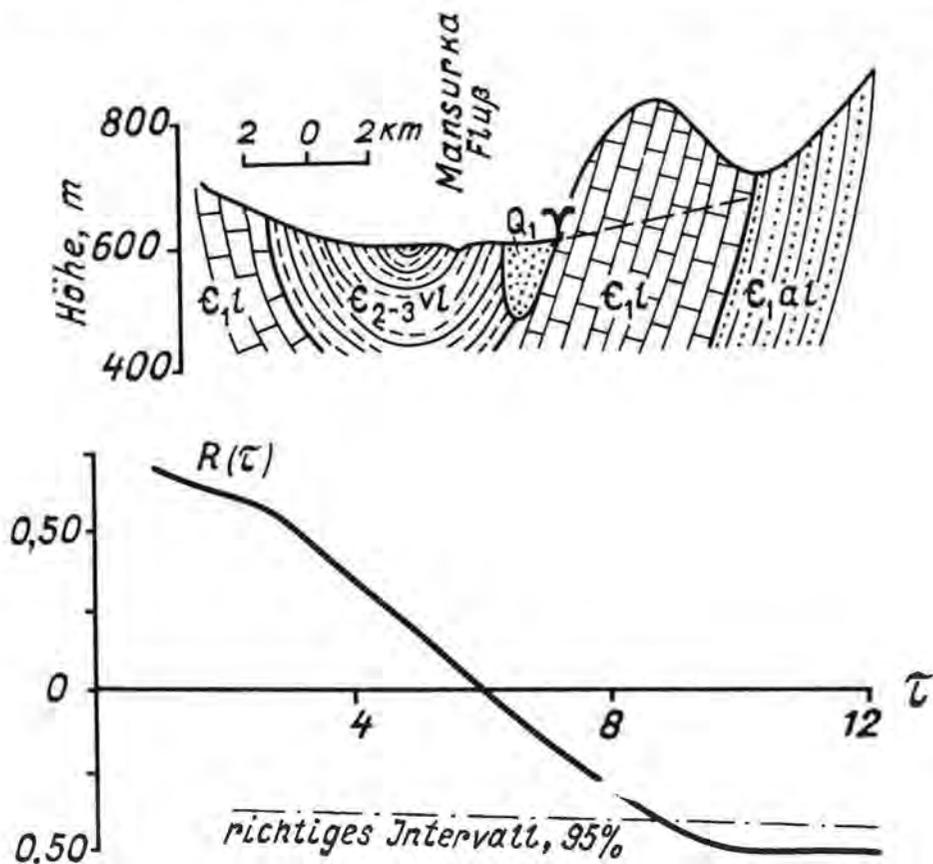


Fig. 4: Geologisches Profil der Quelle „Kujtun“ und Autokorrelations-Funktion der jahresdurchschnittlichen Ergiebigkeit. Subregion Mansurski.

ist der Zusammenhang der aufeinanderfolgenden Abfluß-Jahreswerte für die Jahre hoch ($r = 0,7 \div 0,6$). Die Abflußperiodizität ist gut ausgeprägt (Fig. 4).

In der Mitte der Vorbaikalischen Region liegt die Kirengskische Subregion, die sich 500 km lang, von der Lena-Fluß-Quelle bis zur Einmündung des Tschaja-Nebenflusses, bei einer stabilen Breite von 30–40 km, erstreckt. Die innere Grenze der Subregion folgt diesem Flußtal, wo die verkarsteten Karbonatgesteine des Unterkambriums vollständig mit rezenten Gesteinen überdeckt sind. Der aus karbonathaltigen Gesteinen bestehende Streifen ist nicht ganz monolithisch und wird durch die tiefen Täler der Flüsse Kirenga sowie ihren zahlreichen rechten Nebenflüssen zerschnitten. Es gibt ungefähr 18 morphologisch abgesonderte Blöcke, deren Länge von 20–80 km variiert. Innerhalb der Blockgrenze wird die Ausdehnung der Verkarstung oft durch die strukturgeologischen Bedingungen vorbestimmt. Die höchste Intensität der Karstprozesse ist mit den wallförmigen Hebungen verbunden. Die Senkungen sind mit Ablagerungen des Oberkambriums und Ordoviziums gefüllt. Hier entstanden die Reihen der Karststromentlastung.

Die verkarsteten Gesteine sind auf einer großen Fläche mit quartären Alluvial- und Gletscherablagerungen von 120 m Mächtigkeit überdeckt. Die Überdeckungsablagerungen sind nahezu vollständig dräniert. Die Verbreitung des bedeckten und vergrasteten Karstes ist beschränkt. Die ganze Subregion ist durch eine weitgehende Lokalisierung des unterirdischen Abflusses bei dominierenden subaquatischen Flußbettentlastungen zu charakterisieren. Die oberflächlichen Wasservorkommen sind nur von untergeordneter Bedeutung. In den intermittierenden Stauungsstellen kann die Quellergiebigkeit 3–10 m³/s (z.B. Quelle „Tschantschur“) erreichen. Gerade auf einer regionalen strukturlithologischen Barriere erreicht die Mächtigkeit der Siphonentlastung 10–20 m³/s. Im Winter läßt sich die Lokalisierung des Grundwasserzulaufs in die Flüsse anhand 3–10 km langer Strecken von Eisauftauöchern bestimmen. Das Vorhandensein von zahlreichen Eisauftauöchern läßt sich indirekt, z.B. mittels der regelmäßigen Eisschlammabildung, feststellen. Die Zunahme des Entlastungsmaßes von der Peripherie bis zur inneren Grenze der Subregion wird von Veränderungen des Mineralgehaltes bzw. des chemischen Wasserbestandes begleitet. An der ersten Stauwehrkulisse haben die Karstwässer einen niedrigen (0,1–0,3 g/l) Mineral- und einen hohen Hydrogenkarbonatgehalt. In den nachfolgenden Stufen nimmt der Salzgehalt wesentlich zu, die Anionen bestehen hauptsächlich aus den Chloriden (Tab. 4).

Die Zonalität der Karstwässer gemäß dem Mineralgehalt ist mit den hypergenen Prozessen verbunden. In der inneren Zone des Karstmassives sind die wasserhaltigen Gesteine vollständig entsulfatisiert. Die gegenwärtige Karstbildung wird hauptsächlich durch die Auslaugung der Kalzite verursacht. Dieser Schluß stimmt mit dem Karstwasserbestand vollkommen überein. Der Mineralgehalt des Karstwassers nimmt in der Richtung zum Innenfeld der Karstprovinz allmählich zu. Dabei läßt sich der chemische Bestand, in dem die Sulfation eine einschneidende Bedeutung gewinnt, wesentlich verändern. Es ist sichtbar, daß parallel zur Auslaugung auch ein mit der Entdolomitisierung der sulfat- und karbonathaltigen Gesteine aktiver Prozeß der Entsulfatisierung läuft. Dies begründet wahrscheinlich einen niedrigeren Wert des Ca/Mg-Verhältnisses. Die nachfolgende Stufe der Karstentlastung zeichnet sich durch die Tiefenzunahme der Grundwasserzirkulation ab, was sich in Erhöhung der Rolle des Chlorions geäußert hat. Schließlich überwiegt in den Karstwässern nahe der Grenze zwischen den Rand- und Innengebieten der Chloridgehalt. Dies bedeutet natürlich nicht, daß der salzhaltige Karst dominierend ge-

Tab. 4: Entlastungszonen der Karstwässer.

Dränierens- stufe	Name des Karstmassives	Karststrom- ergiebigkeit (m ³ /s)	Mineralgehalt des Wassers (g/l)	mval%		$\frac{r(\text{Ca}_{\text{ges}}-\text{CaSO}_4)}{r\text{Mg}}$
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
I	Tschetschuj	9,8	0,11	16	10	1,92
	Tscherepanicha	1,5	0,24	14	14	0,72
II	Ujan	10,2	0,29	3	41	0,32
	Uljkan	19,5	0,30	4	42	0,40
III	Mogol	11,9	0,32	35	22	0,95
IV	Tschaja	20,0	0,48	62	12	1,18
	Damugda	4,3	0,73	83	6	1,33

worden ist. Die Sache ist, daß sich die Ströme der chloridhaltigen Salzwässer (10–30 g/l) und hydrogenkarbonathaltigen Süßwässer (0,2–0,3 g/l) in der Zone der Siphonalentlastung vermischen.

Der Mineralgehalt der oben erwähnten Mischung spricht für eine ungefähr 100malige Verdünnung der versalzten chloridhaltigen Wässer mit Süßwässern. Die Rolle des salzhaltigen Karstes ist deswegen niedrig. Der Sulfatkarst ist noch von geringerer Bedeutung und, nach dem chemischen Bestand der Grundwässer zu schließen, sind die Gesteine fast gänzlich entsulfatiert.

Das gesamte beschriebene Schema der Zonalität ist auch für einzelne Stellen, z. B. für eine große Antiklinale, charakteristisch. So geschieht z. B. eine subaquatische Entlastung der Karstwässer mit der Ergiebigkeit von 6,5 m³/s bei der Überquerung des Walls Borshechanski mit dem Tal des Ilaksa-Flusses (Nebenfluß von Lena, Fig. 5). Die Entlastungszone ist 5 km lang; auf der ganzen Strecke ist die Veränderung des Mineralgehalts und des chemischen Bestandes der Karstwässer gut zu beobachten. Tab. 5 zeigt, daß der Salz- und Chloridgehalt in der Richtung von der Peripherie

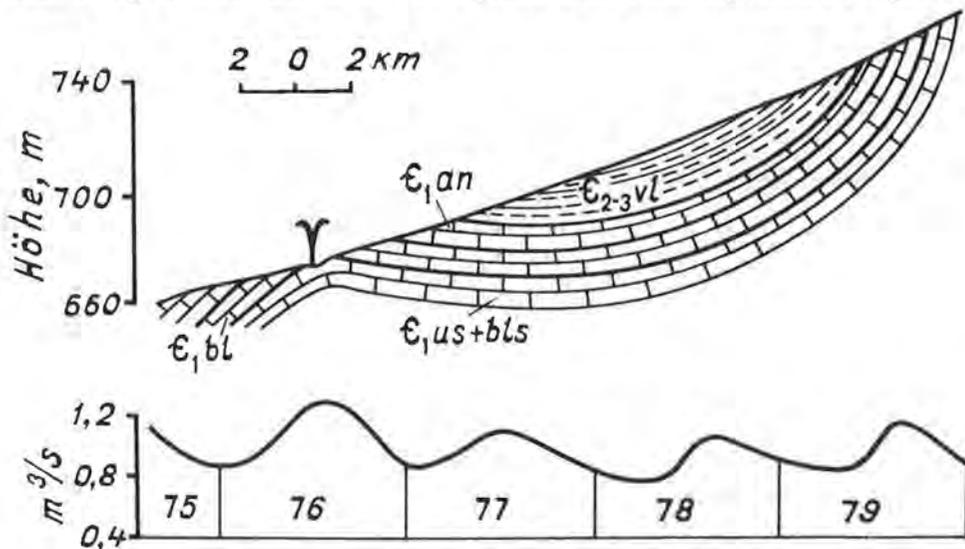


Fig. 5: Geologisches Profil der Quelle „Ilakta“ mit dem mehrjährigen Diagramm der Ergiebigkeitsänderungen. Subregion Kirengski.

Tab. 5: Chemischer Bestand des Grundwasserabflusses in der Iliktinsken Strecke der Siphonalentlastung.

Elemente der Boshchansken Antiklinale	Ergiebigkeit (m ³ /s)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		r(Ca _{ges} -CaSO ₄) rMg
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
Flügel	1,45	0,34	3,0	28	1,16
Vorscheitel-Zone	2,50	0,48	7,7	53	0,19
Scheitel	1,40	0,57	31,0	32	0,36
Uferzone des Flusses Lena	1,15	0,47	49,0	8	0,14

zum Strukturkern zunimmt. Eine große Entlastungsmenge auf der geringen Fläche zeugt von einem ausgedehnten Netz von unterirdischen Kanälen und Höhlen.

Im Gebiet der Subregion werden gewaltige Grundwasservorräte mit einer Ergiebigkeit von 105–110 m³/s konzentriert. Der Modul des Grundwasserabflusses variiert im großen Bereich: von 4–13 l/s · km². Eine Vergrößerung der Modulwerte ist in Richtung von S nach N zu bemerken, doch die Höchstwerte werden im Zentrum erreicht. Eine sehr wichtige Eigenheit der Karstwässer ist ihre maximale Lokalisierung, die durch den strukturlithologischen Faktor bedingt ist. Der Strukturfaktor gelangt viel deutlicher in Vorbaikalien als in Vorsajanien zur Auswirkung. Das Vorhandensein der Linearstrukturen und eine dichte Undulation des Scheitels zeigt die vollständige Unvergleichbarkeit von oberflächlichen und unterirdischen Einzugsgebieten. Dies ist bei der Berechnung der Verhältnisse zwischen der Einzugsgebietsgröße, der Erosionseinschnittstiefe und dem Abfluß oft zu verfolgen.

Die Ergiebigkeit der Quellen wird durch eine hohe zeitliche Stabilität charakterisiert: ihre monatsdurchschnittliche Veränderung innerhalb eines Jahres übersteigt nicht 1,8. Eine vieljährige Variabilität hat einen sehr niedrigen Variationskoeffizienten (0,06 ÷ 0,10). Die Erschöpfung der Wasservorräte während des langen Winters ist ein mäßiger Prozeß: der Erschöpfungskoeffizient überschreitet den Bereich 0,0010–0,0015 nicht. Die Karstwasservorräte werden durch die Niederschläge in den warmen Jahreszeiten regeneriert. Der Karstwasserstrom hat eine beträchtliche Zirkulationstiefe und -dauer, was einen niedrigen Sauerstoffgehalt (30–40%) sowie eine relativ hohe (3,5° C) und stabile Temperatur des Wassers verursacht.

Die Lenische Subregion selbst umfaßt einen nördlichen Teil des Randgebiets zwischen den Mündungen des Tschaja- und Witim-Flusses. Die Hauptfläche der verkarsteten Gesteine liegt am rechten Ufer des Lena-Flusses, die kleinere Fläche befindet sich im Zwischenstromland Lena-Peleduj. Dieser sich auf 300 km Länge erstreckende Teil des Territoriums ist in hydrogeologischer Hinsicht nicht genug erforscht. Aber die schon erkannten Faktoren zeugen von der Eigenartigkeit dieses Karstgebiets. Die Eigenartigkeit besteht in der weiten Verbreitung der oberflächlichen und subaquatischen NaCl-haltigen Salzwässer mit einem Mineralgehalt von 10–12 g/l. Es treten sogar mächtige Karstquellen mit Solen auf.

Die rezenten oberflächlichen Karstbildungen wurden als Trichter fast allerorts, insbesondere in den Wasserscheidestrecken, aufgefunden. Die Deckablagerungen sind gut wasserdurchlässig, ungefroren und dräniert. In den unterlagernden Gesteinen vollzieht sich eine intensive Verkarstung, vorzüglich in der Stufe der Kalzit- und Dolomitauslaugung. In der Zone des intensiven Wasseraustausches sind die Gesteine nahezu vollkommen entsulfatisiert. Der höchste Sulfatanteil in der Anionengruppe des chemischen Bestandes von Wasser überschreitet üblicherweise 10%

Tab. 6: Karstwässer außerhalb der Talzone des Flusses Lena.

Name des Karstmassives	Grundwasser-abfluß (m³/s)	Modul (l/s · km²)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		r(Ca _{ges} -CaSO ₄) rMg
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	
Kadardach	2,1	5,0	0,24	0	3	2,50
Juchtinka	0,54	1,7	0,31	2	6	1,68
Studený	0,43	17,8	0,31	4	2	1,68
Bobrowka	1,30	4,0	0,53	21	32	0,42

nicht (Tab. 6). Nur selten sind die unterirdischen Abflüsse in den kleineren Einzugsgebieten zu beobachten, wo der Sulfatgehalt bis 20–30 mval% steigt; jedoch der Mineralgehalt im Wasser erreicht kaum den Wert 0,5–0,6 g/l.

Im ufernahen Bereich der großen Nebenflüsse des Lena- und Peleduj-Tales kommt eine wahrscheinlich an den tiefen Salzkarst angeknüpfte Salzwasserentlastung vor. Der Ausgangschloridgehalt im Wasser ist so hoch, daß die Flüsse durch die überreichliche unterirdische Speisung sehr oft Salzwasser haben (Tab. 7). Die Tiefe der Salzwasservorkommen beträgt 100–200 m und bisweilen 400 m. Mittels der Bohrungen im Lena-Tal zwischen den Kirenga- und Peleduj-Mündungen wurde eine ununterbrochene Zone von Karbonat-Brekziengesteinen aufgefunden. Deswegen sind die Salz- und Süßwasserströme kaum getrennt. In den gemeinsamen Entlastungsstellen vermischen sie sich in verschiedenen Verhältnissen.

Tab. 7: Unterirdische Wässer in der Einflußzone des tiefen Salzkarstes.

Karstmassiv	Unterirdischer Abfluß (m³/s)	Modul (l/s · km²)	Mineralgehalt (g/l)	mval%	
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Soljanka	0,64	14,3	16,8	92	7
Itschera	4,4	1,0	4,0	85	10
Baboschkina	0,32	2,6	1,3	64	11
Talyj	1,60	11,5	1,1	59	24
Retschka	0,23	3,0	5,4	93	3
Juchta	0,92	5,4	1,8	82	5
Krestowka	0,16	4,0	4,3	87	8

Abgesehen von den in Tab. 7 angeführten hohen Werten werden in den meisten Karstmassiven NaCl-haltige Wässer mit einem Mineralgehalt von 0,4–0,8 g/l gebildet. Es ist zu merken, daß die Vermischung in diesen Fällen bis 1 : 100 beträgt. Der geochemische Bestand der Ausgangssalzwässer ist für Auslaugungswässer typisch (Tab. 8). Bei einem hohen Mineralgehalt ist für die Salzwässer und Auslaugungssolen folgendes charakteristisch: ein stabiles Vorhandensein (in größerer oder geringerer Menge) des gelösten Sauerstoffs; ein relativ niedriger Gehalt an wasserlöslichem Helium; ein hoher und positiver Wert von Redoxpotential. Es fehlen immer Schwefelwasserstoff und Ammoniumion; bemerkenswert ist ein im Vergleich mit dem Mineralgehalt unverhältnismäßig niedriger Kaliumgehalt.

Wie schon erwähnt wurde, ist der Gehalt an Sulfationen in den Karstwässern gering, in mehreren Fällen sind nur Spuren zu beobachten. Selten sind Wässer zu treffen in denen der Sulfatgehalt an zweiter Stelle (nach dem Chlorgehalt) im chemischen Bestand steht, doch erreicht der Sulfatgehalt auch in diesem Falle kaum 10–15%. Ein hoher Wert des Ca/Mg-Koeffizienten spricht für einen tiefen Auslau-

Tab. 8: Charakteristische Quellen der Salzwässer und Solen.

Karstmassiv	Ergiebigkeit (l/s)	Mineralgehalt (g/l)	He (background)	mg/l				Eh (mV)
				H ₂ S	NH ₄ ⁺	O ₂	K ⁺	
Peleduj	40	81,1	21	0,0	0,0	2,5	23	+84
Stepanicha	16	5,2	1	0,0	0,0	3,1	4,4	–
Kurtschach	2,0	42,2	–	9,3	1,0	0,0	84	-173
Karam	3,0	29,1	1950	37,4	17,0	0,0	61	-140
Tschajka	8,0	53	55	8,9	6,0	0,0	30	-10
Sadki	50	6,8	135	1,0	0,2	0,5	11	+44

gungsgrad der Karbonatgesteine. Den Karstmassiven eigen ist in höchstem Maße ein kluftkarstiger Typ des Kollektors. Dadurch wird wahrscheinlich der anomal ausgiebige, den Wert von 15–30 l/s km² erreichende unterirdische Karstwasserabfluß (z.B. in den Karstmassiven Mandra, Tschitschikan, Dubowka, Besymjanny u. a.) verursacht.

Der unterirdische Abfluß zeichnet sich durch eine genügende innerhalbjährige sowie vieljährige Stabilität aus. Die Abflußstabilität wird erst beim Frühlingshochwasser verletzt. In anderen Jahreszeiten ist der Abfluß stabil (das Verhältnis zwischen Sommer/Herbst- und Winterwasserständen ≤ 2). Im Sommer ist das Karstflußwasser durchsichtig, von wenig veränderlichem chemischem Bestand und Mineralgehalt; die Temperatur überschreitet nicht 7–9° C. Aufgrund der Angaben von mehrjährigen Beobachtungen (z. B. 50jährige Beobachtung des Flusses Peleduj) wurden zyklische Schwankungen des Karstwasserabflusses mit 12- bis 14jähriger Periodizität bestimmt.

In Vorbaikalien wurden riesige Vorräte unterirdischer Wässer (rund 300 m³/s) entdeckt, die in dutzenden Karstmassiven zerstreut sind. Da die hydrogeologischen Besonderheiten in großem Maße durch die strukturellen Merkmale des Territoriums bedingt sind, kann man auf die bedeutende Zwischenverteilung des Grundwasserstroms schließen. Gerade diese Verhältnisse bestimmen im wesentlichen die Lokalisierung des unterirdischen Abflusses und seinen Asynchronismus vor. Im Grunde genommen gibt es keinen Synchronismus oder Asynchronismus des Abflusses, wodurch sich dieses Gebiet von dem Vorsajaniens unterscheidet.

2. Das Innengebiet

2.1. Die Angarische Region

Die Angarische Region besetzt einen geringen Platz im inneren Feld der Karstprovinz des Irkutsker Amphitheatere; ungeachtet ihrer bescheidenen Größe ist sie dank ihrer Lage in der Mitte der agrarindustriellen Zone beachtenswert. Die Region stößt an das Tal des Angara-Flusses und ist mit den Tälern der Flüsse Belaja vom S bzw. Unga vom N begrenzt. Der Karst besteht hier vorzüglich aus den sulfat- und karbonathaltigen Gesteinen des Unterkambriums. Dem südlichen Teil des Territoriums ist hauptsächlich vergraster und in geringerem Maße überdeckter Karst eigen. Im südlichen Teil dominiert der meistens mit den sulfat-terrigenen Ablagerungen des Oberkambriums überdeckte Karst.

Der Verkarstungsgrad der Gesteine, besonders im S, ist sehr hoch. Die hauptsächlich als Trichter und Einstürze dargestellten oberflächennahen Karstformen überwiegen hier. Sie sind am weitesten (mit einer Dichte von 2–5/1 km) in der 3 km breiten Uferzone des Stausees des Bratsker Wasserkraftwerkes verbreitet. Der Verkarstungskoeffizient der Fläche beträgt ca. 12–15%. Es sind auch die mit dem Sockel der Erosions-Akkumulationsterrassen verknüpften Karstgräben in großer Zahl vorhanden. Neben den oberflächennahen Karstformen wurden auch ihre unterirdischen Abarten (als Höhlen und Schächte) gefunden. Die Höhlen entwickeln sich in der Regel in relativ reinen Gipszwischenlagen. Die intensive Verkarstung kann eine Tiefe von 80–100 m erreichen.

Nach dem lithofaziellen Kriterium kann man den Karst der Angarischen Region zum karbonat- und sulfathaltigen Karst zählen. An den Stellen, wo der Entsulfatisierungsgrad der Gesteine den Grenzwert erreicht, dominiert der Karbonatkarst und in der Abfuhrbilanz der gelösten Stoffe überwiegt deshalb Kalzium. Die vorwiegende Auslaugung des Kalziumkarbonats wurde in den Sinterablagerungen erkannt, wo der rCa/rMg -Wert viel höher als für die Ausgangsgesteine ist. In dem sich aus seltenen ertragsarmen Quellen bildenden Grundwasserabfluß hält sich der Mineralgehalt immer im Bereiche von 0,4–0,7 g/l. Im Salzgehalt ist der Sulfatanteil nicht höher als 15–20 mval%.

In der Zone des tiefen Grundwasserabflusses sind die Verhältnisse ganz anders. Der Mineralgehalt im Wasser nimmt sprunghaft bis 2,2–3,1 g/l zu, der Sauerstoffgehalt fällt bis auf 0,0 mg/l, im Gegensatz zu 5–10 mg/l des O_2 -Gehaltes im Gebiet des oberflächennahen Grundwasserabflusses (Tab. 9). Im Anionenbestand wächst der Sulfatanteil bis 60–90 mval%. Das Wasser wird mit $CaSO_4$ gesättigt, was von der niedrigen Intensität der Sulfatkarstbildung zeugt. Voraussichtlich verläuft hier die Entdolomitierung der wasserinhaltlichen Gesteine intensiver. Entgegen dem hohen rCa/rMg -Wert tritt im Grundwasser eine große Menge des mit dem Sulfation verbundenen Mg auf. So ist der Mg-Übergang in die flüssige Phase mit vorherrschender Dolomitauslaugung im Beisein von Gipsauflösungen verbunden.

Die hypergene Veränderlichkeit der Gesteine in der Sättigungszone begünstigt die Bildung des hochproduktiven Kollektors nicht. Deswegen hat die ganze

Tab. 9: Chemischer Bestand und Mineralgehalt der tiefen drucklosen und druckniedrigen Wässer der Angarischen Region.

Objekt der Untersuchung	Spezifische Ergiebigkeit (l/s)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		$\frac{rCa}{rMg}$	gelöstes O_2 (mg/l)
			SO_4^{2-}	Cl^-		
Quelle „Uskij Lur“	30	2,24	61	17	2,30	0,11
Quelle „Unkurlik“	6	2,50	86	7	2,92	0,0
Quelle „Najmodaj“	10	3,06	78	17	3,21	0,87
Springersonde „Korsuntaj“	2	2,35	91	2	3,41	0,0
Förderbohrung „Bachtaj“	1,5	2,80	89	2	2,10	0,0
Springersonde „Kacha“	1,8	2,30	89	1	3,26	0,08

Region einen niedrigen Grundwasserabfluß (maximal $0,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) und eine kleine Produktivität der Förderbohrungen, deren Ergiebigkeit selten $1,5 \text{ l/s}$ erreicht. Daneben wirken sich auf die Karstmassivspeisung eine niedrige Durchfeuchtung (ca. 300 mm) des Territoriums und eine ungenügende Permeabilität der Aerationzone aus. Die ehemals durch den Karstprozeß verursachte intensive Verletzung des Territoriums ist zurückgegangen, weil alle Karsttrichter zur Zeit mit tonigem Material gefüllt sind.

Entgegen der relativ schwachen gegenwärtigen Karstentwicklung sind die Karstprozesse in der talnahen Zone des Angara-Flusses hoch aktiviert. Schon vor dem Aufbau des Bratsker Stausees war in dieser Zone eine hochintensive Karstbildung zu beobachten. In den Mündungsgebieten der Angara-Nebenflüsse hatte der Grundwasserabfluß einen CaSO_4 - und Mineralgehalt von ca. 3 g/l . Es gab mehrere Salzwasserquellen mit NaCl -Gehalt im Angara-Flußtal. In den Talhängen und den Erosionsterrassensockeln waren Karstgräben, Trichter, Höhlen und Einstürze zu finden.

Die Auffüllung des Bratsker Stausees hat zur Erhöhung des Grundwasserstandes auf $30\text{--}40 \text{ m}$ geführt. In den ehemals wasserarmen Karstgesteinen wurde ein Stauhorizont gebildet. Die erwartete tiefe Aussüßung des Brackwassers kam aber nicht zustande. Überdies betrug die Mächtigkeit des in einer sehr engen ($150\text{--}250 \text{ m}$) Uferzone vorherrschenden Süßwassers in dem gebildeten Körper kaum ein Drittel der Staugröße.

Die Bildung einer so geringen Aussüßungszone ist mit der Intensivierung des Sulfatkarstes verbunden. Die einmalige Intrusion des süßen Flußwassers (von $0,15\text{--}0,20 \text{ g/l}$) konnte den Verkarstungsprozeß nicht intensivieren. Zum Schluß sollten die hydrochemischen Bedingungen in der Uferzone nach der Rekonstruktion des Normalgefälles den Ausgangszustand erreichen. In Wirklichkeit erwies sich die Stabilisierung des normalen Grundwassergefalles wegen der zyklischen Wasserstandsschwankungen im Stausee als unmöglich. Innerhalb eines Jahres tritt eine Wasserstandsschwankung mit einer Amplitude von $3\text{--}5 \text{ m}$ auf, was eine bedeutende Veränderung des hydrochemischen Zustandes in der Grundwasserstauzone herbeiführt.

Die Wasserstandserhöhung bis zur Normalstauhöhe trägt zur wesentlichen Aussüßung des Grundwassers in der engen Uferzone bei. Die Wasserhärte nimmt um $2\text{--}4 \text{ mval}$ zu (Fig. 6). Wenn der Wasserstand im Stausee um 5 m niedriger wird, so nimmt die Wasserhärte in vergleichbaren Tiefen drei- bis fünfmal zu. Die Konfiguration der Wasserhärte-Isolinien zeigt die Steigerung des Mineralgehaltes nicht wegen des Grundwasserabflusses, sondern infolge der hydrochemischen Kuppelbildung. Also fördern die zyklischen Wasserstandsschwankungen die Lateralbewegung der Wässer in der Grundwasserstauzone. Diese Lateralbewegung wird durch einen Vertikalaustausch kompliziert. Dies vermittelt die schnelle Abfuhr der Verkarstungsprodukte aus der Stauzone und schafft einen stetigen Gipsmangel im Wasser. Die Entsulfatisierung der wasserhaltigen Gesteine wird durch den vertikalen Massenaustausch gesteigert. Dies kann man auch bei der Bohrloch-Wasserabgabe beobachten. Eine relativ geringe Wasserstandabsenkung ($0,30 \text{ m}$) und Wasserabgabe von 140 l/s beeinflusst die scharfe Deformierung der Wasserhärte-Isolinien. Fig. 6 zeigt die Verdoppelung der Sulfathärte des Wassers in vergleichbaren Tiefen.

Die hohe Verkarstung in der Küstenzone des Bratsker Stausees hat die anomale Wasserdurchlässigkeit der Gesteine verursacht. Die spezifische Ergiebigkeit der Bohrungen ($5\text{--}30 \text{ l/s}$) und Wasserleitungsfähigkeit der Schichte von $600\text{--}3000 \text{ m}^2$ pro

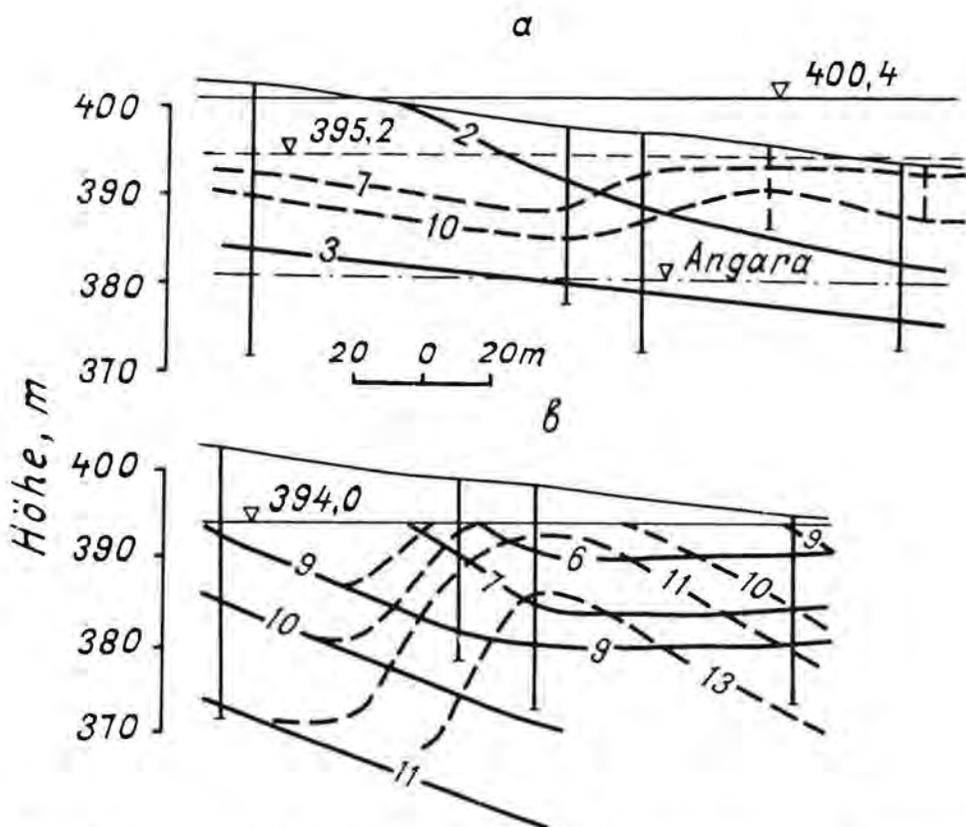


Fig. 6: Die Sulfathärte der Karstwässer in der Stauzone des Bratsker Stausees. a = Wasserhärte-Isolinien (mval), ununterbrochene Linien – Aufstiegsphase, strichlierte Linien – Abfallphase; b = Wasserhärte-Isolinien bei der Schichtensörung, ununterbrochene Linie – vor dem Pumpen, strichlierte Linie – beim Pumpen. Die Angarische Region.

Tag ist hier normal. Die Gipsauslaugung läuft nahe der engen Aussüßungszone intensiv ab (Tab. 10). Die dabei gebildete CaSO_4 -haltigen Brackwässer sind mit Sauerstoff gesättigt, wodurch sie sich von den außer der Stauzone befindlichen Wässern von gleichartigem Bestand unterscheiden.

Die Anregung der Sulfatkarstprozesse wurde nicht nur durch die aussüßende Einwirkung des Grundwassers verursacht, sondern ist eine aktive Entsulfatisierung verbunden mit der Umbildung der Innenstruktur der hydrochemischen Kuppel.

Tab. 10: Chemischer Bestand und Mineralgehalt des Grundwassers in der Stauzone.

Förderbohrung	Spezifische Ergiebigkeit (l/s)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		$\frac{r\text{Ca}}{r\text{Mg}}$	gelöstes O_2 (mg/l)
			SO_4^{2-}	Cl^-		
„Ugolnaja“	6,0	1,80	64	10	0,93	8,10
„Rasswet“	5,0	2,05	84	1	2,84	4,87
„Schelotskaja“	16,0	2,58	88	7	2,17	7,36
„Angarstroj“ ¹⁵	30,0	3,70	61	30	2,95	2,05

Tab. 11: Vollständige CaSO_4 -Sättigung der Grundwässer in der Zone der hydrochemischen Kuppelentwicklung.

Tiefe der Probeentnahme (von dem Wasserstand in der Bohrung) (m)	Mineral- gehalt (g/l)	mval%			Vollständige CaSO_4 -Sätti- gung (mg/l)
		SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	
1	4,4	46,9	18,6	30,0	1048
6	4,7	46,9	25,1	26,0	1629
11	5,2	59,6	55,8	24,0	1031
26	6,5	39,2	54,1	32,0	520
31	7,2	41,9	73,8	34,5	319

Vor dem Aufbau des Bratsker Stausees blieb die mit den NaCl -haltigen Salzwässern gebildete hydrochemische Kuppel innerhalb des Talbodens. Nach der Auffüllung des Stausees hat sich ihre Breite der Stauzone-Breite angepaßt; die obere Fläche der Kuppel steigerte auf $0,5 \div 0,8$ des Stauhorizontes. Die Zunahme des aufsteigenden Entlastungsgebiets bei einem stabilen Massentransport hat den Mineralgehalt des chloridhaltigen Wassers im oberen Teil der hydrochemischen Kuppel bis zu jener Größe vermindert bei der das höchste Gipsungleichgewicht erreicht wird (Tab. 11). Da der Ausgangsmineralgehalt des chloridhaltigen Wassers $2-6$ g/l und sein Anstiegsgradient $0,25 \div 0,36$ beträgt, wird sich der Sättigungsmangel ungefähr bis in die Tiefe von 50 m auswirken.

2.2. Die Oberlenische Region

Die Oberlenische Region liegt in einem Zwischenstromland der Flüsse Angara, Lena und Kirenga, im südöstlichen Teil der Karstprovinz. Die gesamte Verbreitungsfläche der sulfat-terrigenen Ablagerungen des Oberkambriums beträgt $65\ 000$ km². Die Mächtigkeit der Gesteine beträgt hier etwa 600 m. Nach dem lithofaziellen Anzeichen ist die Schichtfolge verschiedenartig. Ihr oberer Teil besteht aus den Sandstein- und Aleuolithschichten; im unteren Teil treten die Mergel- und Gipszwischenlagen hervor. Es ist selbstverständlich, daß der Sulfatkarst sich nur in den Gebieten entwickelt, wo die vergipsten Gesteine zutage treten oder unter geringmächtigen Schichten der sulfatfreien Gesteine eingebettet sind. Deshalb steht hier nur ein fragmentarisches Sulfatkarstvorkommen zur Diskussion.

Am besten sind die Karstphänomene im westlichen Teil des Territoriums im Gebiet des rechten Uferhanges der Angara entwickelt. Die oberflächlichen Karstformen bilden mehrere Trichter und Ponore. Der Karst ist auf der größten Ausbreitungsfläche vergrast; die Einsturztrichter sind mit tonigem Material gefüllt. Manchmal erscheinen in den Trichtersohlen ertragsarme Quellen des CaSO_4 -haltigen Brackwassers. Mit dem Vertiefen unter die sandig-tonigen Gesteine der oberen Schichten verändern sich die Karsteigenschaften. Die oberflächlichen Karstformen verschwinden. Dafür treten unterirdische Modifikationen als Zone von kavernösen und in Brekzien umgewandelten Aleuolithen und Sandsteinen auf.

Die kavernösen und brekziösen Schichten entsprechen üblicherweise hypsommetrisch Erosionsflächen der zweiten und dritten Größenordnung. Diese bedeutet, daß im Territorium der Nebenflüsse von Angara und Lena die Intensität der Karstprozesse scharf absinkt. In der Tat ist die Produktivität von allen Bohrlöchern in diesem Teil des hydrogeologischen Profils niedrig. Das Wasser ist hier mit CaSO_4 gesättigt.

Ostwärts nimmt die Mächtigkeit der sulfatfreien Schichtenfolge soviel zu, daß die oberflächennah karstbildenden Gesteine nur in den tiefen Tälern der größeren Nebenflüsse der Angara und Lena lagern. Besonders intensiv ist der Karstprozeß an den Stellen, wo die Flußtäler die Antiklinale durchqueren. Der Grundwasserabfluß ist in diesen Strecken beträchtlich lokalisiert, bei einem für dieses Territorium geringen gesamten Modul (Tab. 12). Die Untersuchung der Gesteine zeigt, daß die hohen Filtrationseigenschaften der wasserhaltigen Gesteine meistens durch einen klüftig-kavernösen Typ des Kollektors bedingt sind. Somit hat der Entsulfatisierungsprozeß die unterirdischen Karstformen geschaffen, die durch den unterirdischen Abfluß in der intensiven Wasseraustauschzone nachfolgen und verbreitet wurden. Ebendarum haben die Karstwässer in den meisten Stellen der subaquatischen und subaerischen Entlastung einen niedrigen Mineralgehalt und vorzugsweise sulfat-hydrogenkarbonatischen Bestand. Die Verkarstungstiefe der Gesteine erreicht maximal 50–70 m. Die relativ geringe Eindringtiefe des Karstwassers wird durch die hohe Sauerstoffsättigung bezeugt.

Tab. 12: Beschaffenheit des unterirdischen Abflusses in den Lokalisierungsstellen.

Förderbohrung	Ergiebigkeit (m ³ /s)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		rCa rMg	gelöster O ₂ (mg/l)
			SO ₄ ²⁻	Cl ⁻		
Osinski	1,20	1,47	87	2	3,57	—
Kamenj	0,95	0,47	38	2	0,79	6,92
Chromoswkij	0,24	0,52	39	2	2,00	9,00
Butakowo	0,21	0,41	20	1	2,03	5,60
Kujta	0,20	2,21	82	6	4,11	3,64
Kitschej	2,35	0,34	15	1	1,53	—

Für die gesamte Region ist eine horizontale Störung der unterirdischen Wässer typisch. Dadurch werden wahrscheinlich die Kontrasteigenschaften der hydrochemischen Grenzen sowie eine geringe Entwicklung der Wässer von gemischtem chemischem Bestand bestimmt. Die hydrogenkarbonathaltigen Süßwässer lagern gerade über sulfathaltigen Wässern, deren Mächtigkeit 100 m nicht übersteigt. Noch tiefer liegen ausschließlich sulfathaltige Wässer, in denen Na eine wichtige Rolle in der Kationengruppe des chemischen Bestandes (25–35 mval%) gewinnt. In diesem Teil des Profils ist die vollständige CaSO₄-Sättigung und das Fehlen von Sauerstoff zu beobachten. Das Auftreten des Natriums im Wasser ist durch den Kationenaustausch, der nur bei dem langsamen Tempo des Wasseraustausches vor sich geht, bedingt.

Manchmal werden die hydrogenkarbonathaltigen Süßwässer im Profil abwärts durch NaCl-haltige Salzwässer ersetzt, d.h., daß der Sulfatanteil aus dem chemischen Bestand ausfällt (Tab. 13). So liegt die Grenze im Okinsken Karstmassiv in

Tab. 13: Hydrochemisches Profil des Okinsken Karstmassives.

Tiefe der Probeentnahme (m)	Mineralgehalt (g/l)	mval%		He (background)	gelöster O ₂ (mg/l)
		SO ₄ ²⁻	Cl ⁻		
10–65	0,35	15	12	3	7,55
65–70	9,95	7	92	455	0,58
75–96	23,6	2	97	993	0,29

der Tiefe von 65 m. Die hydrogeochemische Beschaffenheit der chloridhaltigen Wässer beweist den vertikalen Wasserzufluß. Deswegen überschreitet die Mächtigkeit der Zone der horizontalen Karstwasserbewegung auch in diesem Falle nicht 50–55 m.

Die natürlichen Grundwasservorräte sind relativ klein, insgesamt ca. 80 m³/s. Der Durchschnittsmodul des Grundwasserabflusses beträgt kaum 1,2 l/s · km². In den Stellen der höchsten Lokalisierung des Grundwasserabflusses steigert sich der Modul bis 2–3 l/s · km², selten bis 5 l/s · km². Die dominierende Entwicklung des Karstkollektors hat eine geringe innerhalbjährige sowie mehrjährige Stabilität des Grundwasserabflusses bedingt. Der minimale Variationskoeffizient des jahresdurchschnittlichen Grundwasserabflusses beträgt 0,3–0,4. Der Koeffizient des monatsdurchschnittlichen Extremwertes < 3 ist selten. Die hohe Zeitveränderlichkeit bleibt sogar an den Lokalisierungsstellen von natürlichen Wasservorräten.

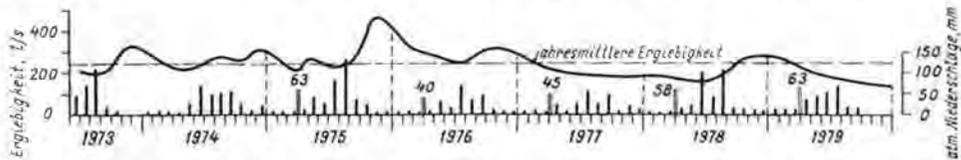


Fig. 7: Hydrograph der Quelle „Chromowski“ mit dem Diagramm der monatsdurchschnittlichen Niederschläge. Die Zahlzeichen entsprechen dem Gesamtwasservorrat im Schnee (mm). Die Oberlenische Region.

Fig. 7 zeigt den Abweichungsgrad der langjährig durchschnittlichen Ergiebigkeit: dies spricht für eine tiefe Grundwasserabflußerschöpfung (mit dem Erschöpfungskoeffizient von 0,0026–0,0033). Ein Teil der durch die Erosionsflächen von zweiten und dritten Größenordnungen dränierten natürlichen Grundwasservorräten nähert sich am Ende der winterlichen Wasserarmut dem Nullwert.

2.3. Die Angaro-Lenische Region

Die Angaro-Lenische Region, die auf dem gleichnamigen Plateau liegt, kann man der zugehörigen Fläche (bis 1000 km²) und dem gesamten Grundwasservorrat (205 m³/s) nach für eine der bedeutendsten Karstregionen halten. Zu dieser Region gehört eine weite Fläche des Ilim-Lenskischen und Lena-Kirengskan Zwischenstromlandes. Die Grundwässer sind hier in den verkarsteten Dolomitgesteinen der Ust-Kutsken Folge des Unterordoviziums konzentriert. Unter dem Grundwasserleiter liegt eine wasserdichte Sohle, die aus tonigen Gesteinen des Oberkambriums besteht. Die Grenzzonen des Karstmassives sind mit geringmächtigen Sandsteinablagerungen des Ober- und Mittelordoviziums überdeckt.

Im Gebiet der Entwicklung des wasserführenden Komplexes ist eine große Dichte des Erosionsnetzes und sein tiefes Einschneiden zu beobachten. Die Tiefe des Erosions-Einschneidens ist so groß, daß die verkarsteten Gesteine sogar in den kleinen Zuflußgebieten (rund 200 km²) vollständig zutage treten. Wegen der tiefen Flußeinschnitte bis zu den wasserdichten Gesteinen wird der Wasserleiter allorts in einzelne Blöcke zerstückelt. Eine solche Situation hat zum tiefen Dränieren der Zwischenstrom-Blockgebiete geführt. Im Zentrum eines kleinen Karstmassives überschreitet die Mächtigkeit der Sättigungszone selten 5–15 m. Deswegen ist eine große Menge der kontakt-erosiven Quellen zu sehen. Natürliche Grundwasservorkommen mit einer Ergiebigkeit von nur 100–500 l/s sind als eine gewöhnliche Sache zu

betrachten. Ein so intensives Dränieren hat ein tiefes Grundwasserniveau (bis 120 m) in den Zwischenstromländern und Hängen bedingt.

Eine große Anzahl von Trichtern und Einstürzen gibt es im zentralen Teil der Region, wo überwiegend ein vergraster Karst entwickelt ist. Die oberflächlichen Karstformen dominieren in den Ufervorsprüngen der Nebenflüsse erster und zweiter Größenordnung, auf den Hängen, Wasserscheiden und insbesondere in den hangnahen Tälern. Im letzten Falle sind die verkarsteten Gesteine durch mehrere Erdrutschgräben in einzelne Blöcke zerstückelt. Unterirdische Karstformen (z.B. kleine Höhlen) sind selten. Die Speichereigenschaften der Karstgesteine sind vorwiegend durch die Kavernosität bedingt, die Klüftigkeit ist dabei von Nebenbedeutung. In den Randgebieten des Massives, wo die verkarsteten Gesteine unter terrigenen Ablagerungen eingebettet sind, ist der Typ des Kollektors beibehalten; doch nimmt dabei die Wasserdurchlässigkeit parallel zur Mächtigkeit der überlagernden Gesteine scharf ab.

Die überwiegende Verbreitung der kavernösen Verkarstung stimmt mit dem dominierenden lithofaziellen Typ der wasserhaltenden Gesteine, d.h. mit Dolomiten, gut überein. Es ist offensichtlich, daß der Karstprozeß mit der Entdolomitierung verbundenen hypergenen Veränderung der Gesteine verknüpft ist. Dies wird durch den chemischen Bestand der Karstwässer bewiesen. Vor allem kann man einen geringen Mineralgehalt (maximal 0,4 g/l, Tab. 14). und einen beinahe vollständigen Sulfatmangel feststellen. Es ist eine hauptsächlich von der Entdolomitierung zeugende geringe Ca/Mg-Verhältnisgröße zu beachten.

Die Bewässerung des Karstmassives ist in bedeutendem Grade heterogen, was eine Verschiedenheit der flächenmäßigen Quelledichte und ihre Ergiebigkeitsmenge bedingt. In größerem Maße wirkt diese Ungleichartigkeit auf den Grundwasser-Abflußmodul, der hier von 9,6–11 l/s · km² schwankt, ein. Einen solchen Veränderlichkeitsbereich des Abflusses kann man nicht durch verschiedene Tiefe des Dränierens erklären. Auch erklärt eine geringe Größe des Einzugsgebietes (100–200 km²) nicht die Variabilität des Abflußmoduls. Einen gewissen Einfluß hat die ungleichartige Bewässerung des Karstmassives auf die unterschiedliche Feuchtigkeit des Territoriums. Doch kann auch sie eine solche Mannigfaltigkeit der Modulwerte nicht hervorrufen.

Tab. 14: Hydrogeologische Beschaffenheit des vergrasteten und bedeckten Karstes.

Karstmassiv	Unterirdischer- Abfluß (m ³ /s)	Modul (l/s · km ²)	HPO ₄ ²⁻ (µg/l)	Mineralgehalt (g/l)	$\frac{rCa}{rMg}$
Ireck	2,4	1,9	85	0,33	0,77
Tscherny	0,3	0,6	77	0,40	0,58
Malytscha	0,2	1,0	73	0,33	0,53
Bolscheretschensky	0,3	1,7	62	0,29	0,84
Widim	0,4	1,0	55	0,32	0,74
Jakurim	2,2	1,9	26	0,37	1,20
Wereja	1,2	3,6	14	0,39	1,00
Kotschenga	15,3	4,0	10	0,36	0,67
Ilim	16,2	2,7	8	0,32	0,78
Turuka	4,5	3,1	0	0,22	1,08

Der Überdeckungsgrad von kavernen Dolomiten mit den terrigenen Gesteinen ist einer der entscheidenden Faktoren, welche die ungleichartige Wasserhaltung des Karstmassives beeinflussen. Je größer die Überdeckungsfläche und die Mächtigkeit der terrigenen Schichtfolge sind, desto geringer ist die Kavernositätsentwicklung und Speisung des wasserführenden Komplexes. Als Indikatoren der Karstbedeckung können die Orthophosphate auftreten. Die Sache ist, daß Dolomite keine Phosphatkomponente enthalten. Gleichzeitig sind die Ablagerungen von Mittelordovizium mit der Kollophanmineralisation gesättigt. Ein Vergleich der Modulcharakteristiken mit dem Orthophosphatengehalt zeugt unbedingt davon, daß der die räumliche Vorratsverteilung beeinflussende Faktor richtig festgestellt wurde.

Als zweiter bestimmender Faktor gilt die strukturelle Beschaffenheit der regionalen wasserdichten Gesteine. Die Oberfläche dieses Staus besteht überhaupt aus den muldenartigen Senken und kuppelartigen Hebungen. Üblicherweise unterscheidet sich die Topographie dieser flachgeneigten (mit der Amplitude von 1–30°) Strukturen vom Bild des Oberflächenreliefs. Gerade die Nichtübereinstimmung der oberflächlichen und unterirdischen Zuflußgebiete führt zur Zwischenverteilung des Grundwasserabflusses. Unter diesen Bedingungen erreicht die Diskrettheit des Abflusses einen Extremwert ($> 7 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$). Das andere Ergebnis der Abfluß-Zwischenverteilung ist seine intensive Lokalisierung. In den Lokalisierungsstellen erreicht die Entlastungsmenge 3–5 m³/s (z.B. die Karstmassive Atalonowa, Nija, Kupa, Ida). Eine größere Anzahl von Entlastungsstellen haben eine Ergiebigkeit von 0,2 ÷ 0,5 m³/s. In der Regel lokalisieren sich die Wasservorräte in subaerischen Bedingungen in den Auskeilstellen der Grundwasserströmungen.

Doch manchmal ist ein quasi-siphonaler Typ der subaquatischen Entlastung zu beobachten. Dies erscheint im Falle der Verschiebung eines großen verkarsteten Erdrutschblocks vom Hang in das Tal. Bei seiner Verschiebung drückt der Block die plastischen Gesteine aus und bildet vor sich eine undurchlässige Barriere. Infolgedessen steigert sich die Mächtigkeit des Wasserleiters an der Drängrenze bis 8–15 m. Meisthin entsteht dann ein lokaler Grundwasserdruck, so daß 15–20 m tiefe Bohrlöcher eruptieren. Die hohe Durchlässigkeit der Erdrutschblöcke verursacht eine spezifische Bohrlochergiebigkeit von 20–40 l/s (Ust-Kuter Karstmassiv). Die Strecken der „Talübertiefung“ dienen als bedeutende Lagerstätten der unterirdischen Süßwässer.

Die günstigen Bedingungen des Karstmassiv-Dränierens müßten wahrscheinlich die zeitliche Stabilität des Grundwasserabflusses negativ beeinflussen. Umgekehrt hat der Grundwasserabfluß eine hohe innerhalbjährige Zeitstabilität, die im Winter beim Fehlen der atmosphärischen Speisung mit einem sehr niedrigen Erschöpfungskoeffizienten (0,0007 ÷ 0,0015) gekennzeichnet wird. Die Karstwasservorräte haben auch eine relative Stabilität, was durch einen geringen Variationskoeffizienten des jahresdurchschnittlichen Abflusses (0,06–0,15) bestätigt wird.

Es wurde eine Tendenz zu einer Zyklinität des Grundwasserabflusses mit einer typischen Zykluslänge von acht Jahren festgestellt. Die Zykluslänge kann in Richtung der Abnahme oder Zunahme abweichen, was mit dem Verkarstungsgrad sowie der Trägheitsgröße verbunden ist. Die Trägheit ihrerseits wird in bedeutendem Maße durch den Typ des Kollektors bestimmt. Die Besonderheit der Höhlen besteht darin, daß sie das Wasser gut aufnehmen und es langsam abgeben. Von diesem Standpunkt sind die Zahlenwerte für die unterirdischen Abflußparameter gut zu erklären.

2.4. Die Tungusische Region

Die Tungusische Region ist durch das Vorhandensein der als „Falten der Nepsker Zone“ bekannten ziemlich großen, eng erstreckten Antiklinale mitten im Felde der terrigenen Gesteine des Ordoviziums gekennzeichnet. In den Antiklinalen treten die verkarsteten Gesteine von Kambrium und Unterordovizium zutage. Die Gesteine sind gering verkarstet, allorts vergrast und oft überdeckt. Die oberflächennahen Karstformen sind schlecht entwickelt und treten nur schwach hervor. Karsthöhlen fehlen entweder ganz oder wurden bisher nicht entdeckt.

Die geringe Verbreitungsfläche der Karstgesteine und ihre schwache Verkarstung sowie das Vorhandensein der mehrjährig gefrorenen Gesteine hat den unterirdischen Abfluß beeinflußt. Die Grundwasservorräte der gesamten Region sind niedrig (der Modul beträgt im Durchschnitt $1,5 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$). Die Höchstergiebigkeiten der Karstquellen überschreiten selten 100 l/s . Es ist anzunehmen, daß der Karbonatkarst hier nicht dominiert. Wenn wir den Salzbestand des Karstwassers berücksichtigen, merken wir, daß er eine bedeutende Rolle im Karstprozeß spielt, was in geringerem Maße auch auf den Sulfatkarst zutrifft. Das Wasser von fast allen Quellen hat einen Mineralgehalt von $5\text{--}80 \text{ g/l}$ und einen NaCl-Bestand.

Süße Karstwässer sind selten zu finden. Großteils vermischen sie sich im Abfluß mit salzhaltigen Grundwässern, weil sie keine gesonderte Entlastungsstelle haben.

3. Perspektiven der wirtschaftlichen Ausnutzung der Karstwässer

Die Karstwässer des Irkutsker Amphitheaters finden in der Kommunalwirtschaft, Industrie und Landwirtschaft noch immer nicht genügend Ausnutzung. Die Trink- und Wirtschaftswasserversorgung beruht gänzlich auf Oberflächenwässern. Nur in der Landwirtschaft werden manchmal die Grundwässer aus dem Karst genutzt.

Im allgemeinen entsprechen die heutigen Wasserversorgungsanlagen nicht den Wasserqualitätsanforderungen. Die toxikologischen, organoleptischen sowie bakteriologischen Indizes weichen oft von den Normen ab. Dies wird nicht nur durch die intensive Umweltverunreinigung bedingt, sondern auch durch die natürlich hohen Konzentration von F, Fe, Mn, Be oder Sr in mehreren hydrogeochemischen Naturprovinzen verursacht. Die Verbesserung der ökologischen Umstände betreffs der Wassernutzungsstellen bleibt sogar in der Zukunftsperspektive sehr problematisch. Daher kann man das Karstwasser als eine reale Alternative für die heutige Wasserversorgung betrachten.

In der Landwirtschaft könnte ein solcher Einsatz zur allmählichen Verdrängung der dezentralisierten Wasserversorgung durch zentrale Gemeindefwasserversorgungen und dadurch zur Verbesserung der sozialen Lebensbedingungen im Lande führen. Die Reformen im landwirtschaftlichen Bereich wären leicht mit der Umgestaltung des Wasserversorgungssystems der Irkutsk-Tscheremchowsken industriellen Ballung mit ungefähr 2 Millionen Einwohnern (ca. 70% der Einwohnerzahl des Irkutsker Gebiets) zu vereinen. Es ist möglich, das Wasser vom Olchabelsken Karstmassiv durch eine Hauptrohrleitung in die Städte Irkutsk, Angarsk, Schelichow, Usolje, Swirsk und Tscherechow zu leiten. Die Führung

der Wasserleitungen durch das landwirtschaftliche Gelände könnte auch das Problem der zentralisierten Wasserversorgung der landwirtschaftlichen Objekte lösen.

Unter den Süßwässern von der Zone des intensiven Wasseraustausches sind die Karstwässer noch nicht in genügendem Maße bekannt. Mit der wirtschaftlichen Nutzung der Karstwässer treten zwei Hauptaufgaben in den Vordergrund. Erstens ist es erforderlich, die vielversprechendsten Karstmassive aus der Gesamtheit auszusuchen. Häufige Nichtübereinstimmung von unterirdischen und oberflächlichen Einzugsgebieten, sowie die Tendenz zur Lokalisierung bedürfen der Aufklärung der Stellen und Mengen des Zwischenbecken-Wasseraustausches. Zweitens ist es notwendig, Untersuchungen durchzuführen, um die Methodik des Geländeschutzes zu begründen. Im südlichen Teil der Karstprovinz stellen die industriellen und landwirtschaftlichen Abfälle eine potentielle Gefahr dar. Im nördlichen Gebiet sind die mit der Nutzbarmachung von Öl- und Gaslagerstätten verbundenen Folgeerscheinungen zu berücksichtigen.

Zusammenfassung

Im Irkutsker Amphitheater liegt eine der größten Karstprovinzen der Sibirischen Tafel. Sie befindet sich fast zur Gänze im Innenfeld des Amphitheaters, in den das Territorium von mehr als 200 000 km² umfassenden oberen Zuflußgebieten von Angara und Lena.

Der Karst ist in den karbonatischen, sulfat- oder salzkarbonatischen und karbonaterrigenen Gesteinen des Wendikums (Silur), Kambriums und Unterordoviziums entwickelt. Es werden sechs Vollzyklen des Karstvorkommens zwischen Kambrium und Quartär konstatiert. Die hypergenen Veränderungen wurden in einer Tiefe von 200–400 m festgestellt. In einigen Gebieten aber nahm die Tiefe bis auf 800–1200 m zu. Nur der rezente Karst zeigt sich in hydrogeologischer Hinsicht in vollem Maße; geringer ist der altquartäre Karst.

In den verkarsteten Gesteinen liegt die Hauptmenge des unterirdischen Süßwasservorrats (500 m³/s), d.h. 64% des gesamten Grundwasserabflusses des artesischen Angaro-Lenischen Beckens. Der Grundwasserabfluß in den verkarsteten Gebieten zeichnet sich überwiegend durch eine geringe jährliche und langjährige Veränderlichkeit sowie durch ausgeprägte periodische Erscheinungen und eine hohe Konzentration aus. Die Lokalisation der Grundwasservorräte äußert sich durch einen hohen Modul (bis 10–13 l/s · km²) sowie durch ausgeprägte Entlastungszonen mit einer Quellenergiebigkeit von 10–15 m³/s. Die Konzentration des Grundwasserabflusses kann man anhand der strukturellen, lithofaziellen sowie kryogenen Faktoren aufzeigen. Die chemische Zusammensetzung des Karstwassers wird hauptsächlich durch den Hydrogenkarbonatgehalt, seltener durch Sulfat- und am seltensten durch den Chloridgehalt gekennzeichnet.

Das Karstwasser ist als ökologische Reserve sowie als Alternative für die Versorgung mit Oberflächenwasser zu nutzen.

Literatur

- MAXIMOWITSCH, G. A. (1963): Grundlagen der Karstkunde. – Bd. 1, 444 S., Perm (in russ. Sprache).
- MAXIMOWITSCH, G. A. (1969): Grundlagen der Karstkunde. – Bd. 2, 477 S., Perm (in russ. Sprache).
- PINNEKER, E. V. & L. W. MURAWJEW (1958): Über den Karst und die Karstwässer des südöstlichen Teils Vorsajaniens. – Beiträge zur Konferenz der jungen Wissenschaftler, Herausgabe I, Geologie und Geographie, Irkutsk (in russ. Sprache).
- SCHENKMAN, B. M. (1986): Die Raum-Zeit-Veränderlichkeit des unterirdischen Abflusses im Angaro-Lenischen Becken. – In: Modellierung und Prognostizierung der geophysischen Prozesse, 17–30, Nowosibirsk (Nauka, in russ. Sprache).
- WOLOGODSKI, G. P. (1975): Karst des Irkutskener Amphitheaters. – 119 S., Moskau (Nauka, in russ. Sprache).

Summary

It's since the time of E. SUESS, the pioneer of modern geology (1831–1914), that the karst province of the southern Siberian basin between Angara and Lena is called the „Irkutsk Amphitheatre“ (Fig. 1).

Generally we may distinguish the **Inner Angara-Lena basin** surrounded by the **Sajan mountains** in the SW and the marginal **Baikalo-Patomian Highlands** in the S and SE. The Inner Angara-Lena basin, a territory of some 200 000 km², is one of the largest karst areas of Siberia.

The karst is developed in Silurian, Cambrian and Ordovician carbonate, sulphate and salt-carbonate rocks, probable during six main periods of karstification between the Cambrian and Quaternary. The hypergen alteration have been found in a depth of 200–400 meters, in some areas down to 800–1200 meters but from the hydrogeologic point of view are differences of the recent karst and Paläokarst.

The main quantity of subterranean freshwater in the area is stored in karstic rocks (ca. 500 m³/s), i.e. approximately 64% of the capacity of groundwater flow in the artesian Angara-Lena basin. The groundwater flow in the karstic regions shows generally low variations of its yearly and long-time yield. There are periodical fluctuations of local changes of the runoff-modules (10–13 l/s · km²) and discharge zones with springs of 10–15 m³/s. The local concentration of groundwater outflow depends on structural, lithogenous and kryogenetic factors.

The chemical composition of the karst water is normal hydrogencarbonate water, in some case sulfate water but very rare of high content of chloride.

The karstwater becomes more and more an ökologic reserve by the increasing contamination of river water which recently used for all the water supply.