Berichte der GeoSphere Austria, 145

Zur Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels (Nördliches Burgenland, Österreich)

Hermann Häusler

GeoSphere Austria

Zur Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels (Nördliches Burgenland, Österreich)

On the hydrogeology of perched aquifers under saline pans of the Seewinkel (Northern Burgenland, Austria)

Hermann Häusler

Wien, 2023

Impressum

Berichte der GeoSphere Austria, **145**
ISSN 2960-4486
Wien, im März 2023

Zur Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels (Nördliches Burgenland, Österreich)

Anschrift des Autors:
Univ.-Prof. i.R. Dr. Hermann Häusler
Universität Wien
Josef Holaubek-Platz 2
1090 Wien, Austria
hermann.haeusler@univie.ac.at

Umschlaggestaltung: Monika Brüggemann-Ledolter, GeoSphere Austria

Foto: Illmitzer Zicklacke im Sommer 2014 © Hermann Häusler

Abbildungen: 5-15, 18-26, 28: Ausschnitt aus KOMPASS Wanderkarte WK 215 Neusiedler See (© Kartografie KOMPASS-Karten GmbH, Lizenz-Nr. 17-0522-LAB) und Google Earth für Ausschnittsvergrößerungen (© 2001 CNES/Airbus, Maxar Technologies).

Zitiervorschlag:
Häusler, H. (2023): Zur Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels (Nördliches Burgenland, Österreich). – Berichte der GeoSphere Austria, 145, 152 S., Wien.

Alle Rechte für das In- und Ausland vorbehalten.
© GeoSphere Austria
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger:
GeoSphere Austria, Hohe Warte 38, 1190 Wien, Österreich

Der Autor ist für den Inhalt seiner Arbeit verantwortlich und mit der digitalen Verbreitung im Sinne des OPEN ACCESS im Internet einverstanden.

Satz und Layout: Hermann Häusler / Thomas Hofmann (GeoSphere Austria)
Druck: Riegelnik, Ges.m.b.H., Piaristengasse 17-19, 1080 Wien

Ziel der Berichte der GeoSphere Austria <ISSN 2960-4486> ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die GeoSphere Austria.
Die Berichte der GeoSphere Austria sind im Buchhandel nicht erhältlich.

Inhalt

ZUSAMMENFASSUNG **5**

ABSTRACT **7**

1. EINLEITUNG **10**

2. DAS GEBIET DES NEUSIEDLER SEES **11**

2.1 Der Seewinkel 12

2.2 Klimatische, hydrologische, bodenkundliche und vegetationskundliche Verhältnisse 15

2.3 Geologische, hydrogeologische und hydrochemische Verhältnisse 18

2.3.1 Geologischer Überblick 19

2.3.2 Hydrogeologischer Überblick 23

2.3.2.1 Wechselwirkungen zwischen dem Grundwasser des obersten regionalen Aquifers und lokalen Grundwasserkörpern 29

2.3.2.1.1 Hydrogeologische Verhältnisse der Lange Lacke 29

2.3.2.1.2 Hydrogeologische Verhältnisse des St. Andräer Zicksees 31

2.3.3 Hydrochemischer Überblick 33

2.3.3.1 Begriffsinventar mineralisierter Grundwässer 33

2.4 Verbreitung der Salzböden 37

3. DIE ASZENDENZ-HYPOTHESE VON FRITSCH & TAUBER (1959) **40**

4. MATERIAL UND METHODIK **43**

5. ERGEBNISSE **45**

5.1 Korngrößenanalysen von Bohrkernmaterial ausgewählter Lackenbohrungen des Seewinkels 45

5.1.1 Illmitzer Zicklacke 46

5.1.2 Albersee 48

5.1.3 Südlicher Silbersee 49

5.1.4 Oberer Stinkersee 50

5.1.5 Lettengrube 52

5.1.6 Podersdorfer Lacke 53

5.1.7 Kühbrunnlacke 54

5.1.8 Sechsmahdlacke 55

5.1.9 Badelacke 56

5.1.10 Moschadolacke 57

5.2 Hydrochemische Untersuchungen 58

5.2.1 Hydrochemie der schwebenden Grundwasserkörper 58

5.3 Isotopenhydrologische Untersuchungen 61

5.4 Hydrogeologische Verhältnisse der schwebenden Grundwasserkörper im Untergrund der Salzlacken 64

5.4.1 Beziehung zwischen elektrischer Leitfähigkeit, pH-Wert und den stabilen Umweltisotopen Deuterium und Sauerstoff-18 64

5.4.1.1 Illmitzer Zicklacke 65

5.4.1.2 Südlicher Silbersee 66

5.4.1.3 Oberer Stinkersee 68

5.4.1.4 Lettengrube 69

5.4.1.5 Obere Hölllacke 71

5.4.1.6 Podersdorfer Lacke 72

5.4.1.7 Kühbrunnlacke ... 73
5.4.1.8 Sechsmahdlacke ... 75
5.4.2 Regionale Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit von schwebenden Grundwasserkörpern ... 76
5.4.3 Hydrogeologische Charakterisierung der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels ... 77

6. VORSTELLUNG EINES QUALITATIVEN HYDROGEOLOGISCHEN MODELLS FÜR DIE SALZLACKEN DES SEEWINKELS ... 78

7. EIN SEDIMENTOLOGISCHES FAZIESMODELL FÜR DIE ILLMITZ-FORMATION ... 81

8. DISKUSSION ... 83

8.1 Zur Salinität und Migration von Tiefengrundwässern ... 83
8.1.1 Migration von Tiefengrundwässern im Nördlichen Wiener Becken ... 84
8.1.2 Salinität der Tiefengrundwässer im westlichen Donaubecken ... 86
8.1.3 Erneuerung von Tiefengrundwässern im Seewinkel ... 88
8.1.4 Erneuerung von Tiefengrundwässern in Ungarn ... 89
8.2 Zur Problematik der Salzbodenbildung in Ungarn und im Seewinkel ... 90
8.2.1 Hypothetische Salzanreicherung durch aufsteigende Tiefengrundwässer in der Großen Ungarischen Tiefebene ... 91
8.2.2 Fluviatile Salzanreicherung in Ungarn ... 95
8.2.3 Hypothetische Salzanreicherung durch aufsteigende Tiefengrundwässer im Seewinkel ... 97
8.3 Überlegungen zur Entstehung unterschiedlich stark mineralisierter Grundwässer im Gebiet des Neusiedler Sees ... 98
8.3.1 Quellwässer ... 98
8.3.1.1 Kalte Quellen ... 98
8.3.1.2 Thermalquellen und subthermale Quellen ... 101
8.3.2 Erbohrte Thermalwässer ... 104
8.3.3 Gespannte und artesisch gespannte Grundwässer ... 106
8.3.4 Unterschiedlich mineralisierte Grundwässer in Ablagerungen des Pannoniums ... 109
8.3.4.1 Oberflächennahe stark mineralisierte Grundwässer von Purbach am Neusiedler See ... 110
8.3.4.2 Oberflächennahe stark mineralisierte Grundwässer von Oggau am Neusiedler See und von Rust am See ... 112
8.3.4.3 Unterschiedlich stark mineralisierte Grundwässer in Bohrungen am Westrand des Neusiedler Sees ... 113
8.3.5 Stark mineralisierte Grundwässer in quartären Ablagerungen des Seewinkels ... 117
8.3.5.1 Alkalische Schwefelwässer in oberflächennahen Aquiferen zwischen Illmitz und Podersdorf am See ... 117
8.3.5.2 Konzentrierte Grundwässer in schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken ... 120
8.3.5.3 Die Lackenwässer der Salzlacken ... 121
8.3.6 Zur Interpretation der Werte von Deuterium und Sauerstoff-18 in den schwebenden Grundwasserkörpern ... 123
8.4 Entstehung der Salzlacken im Seewinkel ... 125
8.5 Theorie der Alkalibodenbildung ... 126
8.6 Resümee ... 127

9. DANK ... 131

10. LITERATUR ... 132

Zusammenfassung

Erstmals werden im Gebiet des Neusiedler Sees Untersuchungsergebnisse über Grundwasserkörper unter Salzlacken vorgestellt, die als kleinräumige Aquifere in der ungesättigten Zone auftreten und als schwebende Grundwasserstockwerke bezeichnet werden. Die hydrogeologische Beurteilung dieser schwebenden Grundwässerkörper basiert auf der Kenntnis der räumlichen Verteilung permeabler und gering permeabler Aquifere sowie deren hydrologischen, hydrochemischen und isotopenhydrologischen Eigenschaften. Daraus resultiert ein qualitatives hydrogeologisches Modell der Grundwasserverhältnisse unter den Salzlacken. Die feinklastischen Ablagerungen unter den Salzlacken und die benachbarten Kiesablagerungen werden als Sedimente in einem aderförmig verzweigten Faziesmodell interpretiert. Die hohe Salinität der schwebenden Grundwasserkörper stammt von einem salzführenden Horizont, der durch Verdunstung von Oberflächengewässern in einer wärmeren Klimaperiode entstanden ist. Wo dieser Horizont im Seewinkel während der nachfolgenden Erosion und Sedimentation erhalten geblieben ist, entwickelten sich Salz- und Alkaliböden. Die Ergebnisse der hydrogeologischen Untersuchungen im Seewinkel und die damit zusammenhängenden Probleme einer Salzanreicherung durch migrierende Grundwässer und/oder durch klimatisch bedingte Verdunstungserscheinungen von Oberflächenwässern werden in folgenden fünf Abschnitten zusammengefasst (1-5).

1) Die grobkörnigen fluviatilen Ablagerungen der **Illmitz-Formation**, die früher als „Seewinkelschotter“ der Würm-Eiszeit bezeichnet wurden, reichen von der Riß-Eiszeit bis ins Holozän. Sie setzen am Ostufer des Neusiedler Sees ein und erreichen am Beginn der Kleinen Ungarischen Tiefebene eine Mächtigkeit von bis zu 30 Metern. 32 Flachbohrungen in Salzlacken und 64 Korngrößenanalysen von horizontiert entnommenen Sedimentproben aus unterschiedlichen Lagen von 12 Bohrprofilen belegen auf kurze Distanz einen starken horizontalen und vertikalen lithologischen Wechsel der fluviatilen Ablagerungen. Die im westlichen Seewinkel nur wenige Meter mächtigen Sedimente der Illmitz-Formation bestehen aus Tonen und Schluffen, Feinkies führenden Schluffen, Sanden, Feinkies führenden Sanden und gering mächtigen sandigen Kiesen. Wo diese Ablagerungen der Illmitz-Formation große Mengen wasserlöslicher Salze enthalten, werden sie als „Salzführender Horizont“ bezeichnet. Die Salzanreicherung erfolgte vermutlich während einer wärmeren Klimaperiode im Riß/Würm-Interglazial. ^{14}C-datierte Pflanzenreste, die unter mehreren Salzlacken in feinkörnigen Ablagerungen bis in eine Tiefe von ~1,50 m erbohrt wurden, belegen eine durchgehende Sedimentation der Illmitz-Formation vom höheren Würm bis ins Holozän. Eine Lackenbildung in Mulden kollabierter Pingos oder Palsas oder als Reste saisonaler Thermokarstseen am Ende der Würm-Eiszeit ist daher nicht plausibel.

2) Die Korngrößenverteilung der fluviatilen Ablagerungen bedingt den lateral und vertikal raschen Wechsel permeabler Porengrundwasserleiter sowie von Aquitarden und Aquicluden. Wo unter den Salzlacken feinklastische Ablagerungen dominieren, bildeten sich in der ungesättigten Zone **schwebende Grundwasserkörper** aus, die meist nicht mit dem regionalen obersten Grundwasserstockwerk in Verbindung stehen. Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit, die pH-Werte und die Werte der stabilen Umweltisotope von Deuterium und Sauerstoff-18 variieren in diesen isolierten Grundwasserkörpern beträchtlich. So schwankt beispielsweise die elektrische Leitfähigkeit der lokalen Grundwässer unter den Salzlacken zwischen ~1,7 mS/cm (Bohrung ID 126, Lange Lacke) und >66 mS/cm (Bohrung ID 310, Südlicher Silbersee), der pH-Wert schwankt zwischen 7,2 (Bohrung ID 268, Kühbrunnlacke) und 9,8 (Bohrung ID 310, Südlicher Silbersee) und

die $\delta^{18}O$-Werte variieren von -1,94 ‰ (Bohrung ID 302, Südlicher Silbersee) bis -10,66 ‰ (Bohrung ID 243, Illmitzer Zicklacke). Werden Grundwässer unter Salzlacken noch randlich von dem aus Frauenkirchen in südöstlicher Richtung fließenden Grundwasser des ersten Aquifers beeinflusst, dann erreichen sie bei relativ niedrigen pH-Werten um 7,0 auch eine relativ geringe elektrische Leitfähigkeit um 1.500 µS/cm (1.5 mS/cm). Wo kein Austausch mit dem regionalen Grundwasserstrom stattfindet, steigt bei stagnierenden Verhältnissen die elektrische Leitfähigkeit bis über 60 mS/cm an, was der Salzkonzentration von Meerwasser entspricht. Wo eine Isotopenfraktionierung aufgrund des Höheneffektes vernachlässigt werden kann, werden die an schweren Umweltisotopen ^{2}H und ^{18}O ärmeren Grundwässer als eiszeitliche Niederschlagswässer interpretiert. In den schwebenden Grundwasserkörpern des Seewinkels treten gespannte, aber keine artesisch gespannten Verhältnisse auf.

3) Aufgrund von Bohrprofilen und geoelektrischen Widerstandsprofilen in Salzlacken sowie aufgrund der Verbreitung von Kiesarealen, die in Kiesgruben erschlossen wurden, läßt sich für die Illmitz-Formation eine lateral gleich bleibende Verteilung grobklastischer und feinklastischer Ablagerungen ableiten. Die grobklastischen Sedimente werden als Rinnenfüllungen (“channel deposits”) und die Sande überwiegend als Schwemmfächerablagerungen (“crevasse-splay deposits”) interpretiert. Die feinklastischen Sedimente wurden auf Überflutungsflächen (“floodplain fines”) abgelagert. Der salzführende Horizont entstand vermutlich im Bereich von Schwemmfächerablagerungen in denen Kiese mit Löss und karbonatreichem Schwemmlöss durchmischt wurden. Aus der räumlich gleich bleibenden Verteilung dieser Ablagerungen kann im Quartär im Zusammenfluß der Paläo-Donau, Paläo-Ikva, Paläo-Raab, Paläo-Rabnitz und Paläo-Wulka auf ein aderförmiges, **anastomosierendes Faziesmodell** geschlossen werden.

4) Im Seewinkel können generell **drei Grundwasserstockwerke** unterschieden werden. Der regionale oberste Aquifer (A1) ist an die quartären Ablagerungen der Illmitz-Formation gebunden. Entsprechend der geothermalen Tiefenstufe bilden Thermalwässer im Neogen das tiefste Grundwasserstockwerk (A3). Dazwischen werden gespannte und artesisch gespannte Grundwasser des Pannoniums als mittleres Grundwasserstockwerk (A2) bezeichnet. Der Vergleich von Bohrprofilen mit geoelektrischen Widerstandsprofilen unter den Salzlacken zeigt, dass der rasche horizontale und vertikale lithologische Wechsel auch der wechselnden Werteverteilung in der Widerstandstomographie entspricht. In einer groß angelegten hydrologischen Studie der 1990er-Jahre belegten ^{14}C-Alter von Grundwässern isolierter Grundwasserkörper in oberflächennahen Porenaquiferen am Ostufer des Neusiedler Sees Verweilzeiten von wenigen tausenden bis über 30.000 Jahre. Das oberste Grundwasserstockwerk (A1) bildet im westlichen und zentralen Seewinkel somit keinen zusammenhängenden Grundwasserkörper, sondern ein mosaikartiges System von Grundwasserkörpern geringer horizontaler und vertikaler Ausdehnung. Infolge stark wechselnder Durchlässigkeiten kommunizieren die Teilaquifere von A1 auf komplizierte Weise miteinander. Die in der ungesättigten Zone des obersten Grundwasserstockwerkes angetroffenen schwebenden Grundwasserkörper werden als A1x bezeichnet.

5) In Abhängigkeit vom Grundwasserstand werden zwei Varianten eines **qualitativen hydrogeologischen Modells** der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken vorgestellt. Bei einem hohen Grundwasserstand kann Grundwasser aus dem regionalen Aquifer (A1) in oberflächennahe, permeable Horizonte des Lackenuntergrundes eindringen. Gleichzeitig können auch konzentrierte Salzlösungen aus isolierten

Grundwasserkörpern (A1x) in das erste Grundwasserstockwerk A1 gelangen. Bei einem niedrigen Grundwasserstand des regionalen Aquifers A1 kommt es kaum zu einem Grundwasseraustausch mit den schwebenden Grundwasserkörpern A1x. Starke Verdunstungserscheinungen in den Salzlacken können zu einem Absinken des lokalen Grundwasserspiegels und zu einer Unterbrechung des Kapillarhubs salzführender Lösungen aus A1x führen. Eine Salzlacke mit einem geringen Wasserstand fällt dann so lange trocken, bis sie entweder wieder durch Niederschläge aufgefüllt wird oder bis das Grundwasser von A1 bei einem höheren Grundwasserstand wieder mit dem schwebenden Grundwasserkörper von A1x kommuniziert.

Zentrales Diskussionsthema dieser Arbeit bildet die Frage nach der Herkunft chloridreicher Grundwässer in Ablagerungen des oberen Pannoniums (der Molluskenzone F). Hydrochemische Analysen von NaCl-führenden Grundwässern aus Tiefbohrungen des Nördlichen Wiener Beckens belegen, dass die Chloridkonzentration in neogenen Aquiferen nicht ausschließlich mit der Tiefe und somit mit dem Alter der neogenen Ablagerungen korreliert. Grund dafür sind hydraulische Prozesse, die durch tektonische Spannungsverhältnisse ausgelöst wurden, sodass fossile Porengrundwässer in tiefere und höhere Aquifere migriert sind. Eine Migration chloridreicher Tiefengrundwässer im Seewinkel wird trotz anderer Untergrundverhältnisse daher nicht ausgeschlossen. Berücksichtigt man jedoch, dass der heutige Salzgehalt des brackischen Kaspisees etwa einem Drittel der Meerwasserkonzentration des Mittelmeeres entspricht, dann kann eine Cloridkonzentration von über 5.000 mg/L in Porengrundwässern der Bohrungen Mörbisch-1 und Rust-1 auch auf Restwässer in kaspibrackischen Ablagerungen zurückgeführt werden.

Das neue Konzept eiszeitlich gespülter Tiefenaquifere, das von ^{14}C-datierten Tiefengrundwässern abgeleitet wird, steht im Widerspruch zur früheren Forderung einer aszendenten Migration NaCl-haltiger Tiefengrundwässer. Dieser Widerspruch zwischen deszendent migrierten eiszeitlichen meteorischen Wässern und angeblich aszendent migrierten NaCl-haltigen Tiefengrundwässern besteht auch in der Großen Ungarischen Tiefebene. Im „Basement and basin origin of salts“-Konzept wird postuliert, dass in einem transpressiven tektonischen Regime chloridreiche Tiefengrundwässer über ~2.000 m aufgestiegen sind und zur Versalzung des oberflächennahen Grundwassers und der Böden im Bereich der Donau und der Theiß geführt haben. Vom Autor wird jedoch die quartäre Salzbodenentstehung in Ungarn ebenso nach der Verdunstungstheorie erklärt wie die fluviatile Anlage und Entstehung der Salzböden im Seewinkel.

Schlüsselwörter: Neusiedler See, Seewinkel; Neogen, kaspibrackische Ablagerungen; Quartär, salzführender Horizont, Salz- und Alkaliböden; anastomosierendes Faziesmodell; Salzlacken, schwebende Grundwasserkörper, Korngrößenanalysen, Hydrochemie, stabile Umweltisotope, aszendentes Tiefengrundwasser, deszendentes meteorisches Wasser, Ionenaustauschprozesse; Große Ungarische Tiefebene

Abstract

For the first time, investigation results on isolated groundwater bodies under salt pans are presented in the area of Lake Neusiedl, which occur as local aquifers in the unsaturated zone and are referred to as perched aquifers. The hydrogeologic assessment of perched aquifers below salt pans of the Seewinkel is based on the knowledge of the spatial distribution of permeable and less permeable aquifers as well as the hydrological, hydro chemical and isotope hydrological properties of these groundwaters. This results in a qualitative

hydrogeologic model of the groundwater conditions under the saline lakes and saline pans of the Seewinkel. The high salinity of the perched groundwater bodies originates from a saline horizon formed by evaporation of surface waters during a warmer climate. Where this horizon was preserved during subsequent erosion and sedimentation, saline and alkaline soils developed. The fine clastic deposits beneath the saline pans and the neighbouring gravel deposits are interpreted as fluvial sediments of a vein-like, branched facies model. The results of the hydrogeological investigations in the Seewinkel and the associated problems of salt accumulation caused either by evaporation or by tectonically induced migration from saline groundwaters are summarized in the following five sections (1-5).

1) The coarse clastic fluvial deposits of the **Illmitz Formation,** formerly known as the „Seewinkelschotter“ of Würm Glaciation, range from the Riss Glaciation to the Holocene. They begin on the eastern shore of Lake Neusiedl and reach a thickness of up to 30 meters at the beginning of the Little Hungarian Plain. 32 shallow boreholes in saline pans and 64 grain size analyses of horizontally taken sediment samples from different layers from 12 drilling profiles document a marked horizontal and vertical lithological alternation of fluvial deposits over a short distance. The deposits of the Illmitz Formation, only a few meters thick in the western Seewinkel, consist of clays and silts, silts containing fine gravel, sands, sands containing fine gravel and thin beds of sandy gravels. These deposits of the Illmitz Formation containing water-soluble salts are referred to as the “saline horizon”. Salt enrichment probably occurred during a warmer climate period in the Riss/Würm Interglacial. ^{14}C-dated plant remains found in drillings below several salt pans in fine-grained deposits to a depth of ~1.50 m, demonstrate continuous sedimentation of the Illmitz Formation from the Upper Würm to the Holocene. Formation of salt pans in hollows of collapsed pingos or palsas or as remnants of seasonal thermokarst lakes at the end of the Würm Ice Age is therefore not plausible.

2) The grain size distribution of the fluvial deposits determines the lateral and vertical distribution of local aquifers, aquitards and aquicludes. Where fine clastic deposits below the salt pans prevail, **perched aquifers** developed that are not usually in contact with the regional upper aquifer. Therefore, values of electrical conductivity, of pH, and of the stable isotopes deuterium and oxygen-18 vary considerably in these isolated groundwater bodies. For example, the electric conductivity of the local groundwater under the salt pans varies between ~1.7 mS/cm (borehole ID 126, Lange Lacke) and >66 mS/cm (borehole ID 310, Südlicher Silbersee), alkalinity varies between pH 7.2 (borehole ID 268, Kühbrunnlacke) and pH 9.8 (borehole ID 310, Südlicher Silbersee) and δ^{18}O-values range between -1,94 ‰ (borehole ID 302, Südlicher Silbersee) and -10,66 ‰ (borehole ID 243, Illmitzer Zicklacke). If groundwater below salt pans is even marginally influenced by the groundwater of the first aquifer flowing south-east from Frauenkirchen, then they achieve a relatively low electrical conductivity of around 1,500 µS/cm (1.5 mS/cm) with a relatively low pH value of around 7.0. Where there is no exchange with the regional groundwater flow, the electrical conductivity under stagnant conditions increases to over 60 mS/cm, which corresponds to the salt concentration of seawater. Groundwater that is depleted in the heavy environmental isotopes ^{2}H and ^{18}O is interpreted as Ice Age water due to the regionally determined isotope fractionation based on the temperature/climatic effect. In the perched groundwater bodies of the Seewinkel, there are confined but not artesian conditions.

3) Based on drilling profiles and geoelectrical resistivity profiles in salt pans as well as on the distribution of gravel pits, a laterally constant neighborhood of coarse-clastic and fine-clastic deposits can be derived for the Illmitz Formation. Coarse-clastic sediments

are interpreted as channel deposits and the sands predominantly as crevasse-splay deposits. The fine clastic sediments were deposited on floodplains. The salt-bearing horizon was probably formed in the area of alluvial fan deposits in which gravel was mixed with loess and alluvial loess rich in carbonate. From the spatially constant distribution of these deposits in the confluence of the Paleo-Danube, Paleo-Ikva, Paleo-Raab, Paleo-Rabnitz and Paleo-Wulka a vein-shaped, **anastomosing facies model** can be inferred.

4) In general, **three groundwater levels** can be distinguished in the Seewinkel. The regional uppermost aquifer (A1) is bound to the Quaternary deposits of the Illmitz Formation. Corresponding to the geothermal depth level, thermal waters in Neogene deposits form the deepest groundwater storey (A3). In between, confined and artesian confined groundwater in Pannonian aquifers is referred to as the middle groundwater storey (A2). The comparison of drilling profiles with geoelectric resistivity profiles under the salt pans shows that the rapid horizontal and vertical lithological change also corresponds to the changing distribution of values in the resistivity tomography. In a large-scale hydrological study in the 1990s, ^{14}C-ages of isolated groundwater bodies in porous aquifers on the eastern shore of Lake Neusiedl showed residence times of a few thousand to over 30,000 years. The uppermost groundwater storey (A1) in the western and central Seewinkel does not form a coherent groundwater body but a mosaic-like system of groundwater bodies of small horizontal and vertical extent, which are connected and communicate with each other in a complicated way due to strongly fluctuating permeability. The perched aquifers found in the unsaturated zone of the uppermost groundwater storey are described as A1x.

5) Depending on the height of the groundwater level, two variants of a **qualitative hydrogeological model** of the perched groundwater bodies under the salt pans are presented. If the regional groundwater level is high, groundwater from aquifer A1 can flow into the near-subsurface, permeable horizons under the salt pans. At the same time, concentrated salt solutions from isolated groundwater bodies (A1x) can reach the first groundwater storey A1. If the groundwater table of the regional aquifer A1 is low, there is hardly any groundwater exchange with the perched groundwater bodies A1x. Strong evaporation phenomena in the salt pans can lead to a drop in the local groundwater level and to a failure of the capillary lift of saline solutions from A1x. A saline pan with a low water level will then dry out until it is either refilled by precipitation or until the groundwater of A1 communicates again with the perched groundwater of A1x at a higher groundwater level.

The central topic of discussion in this work is the question of the origin of chloride-rich groundwater in former brackish and freshwater deposits of upper Pannonian age (mollusc “zone” F). Hydrochemical analyzes of NaCl-bearing groundwater from deep boreholes in the Northern Vienna Basin show that the chloride concentration in Neogene aquifers neither correlates with the depth nor with the age of the Neogene deposits. The reasons for this are hydraulic processes that were triggered by tectonic stress conditions, so that fossil saline pore groundwater migrated into deeper and higher aquifers. Such a migration of chloride-rich deep groundwater cannot be ruled out in the Seewinkel, despite other conditions of the Pre-Neogene basement. However, if one considers that the current salinity of the brackish Caspian Sea corresponds to about a third of the seawater concentration of the Mediterranean Sea, then a chloride concentration of over 5,000 mg/L in the pore groundwater of the former boreholes Mörbisch-1 and Rust-1 can also be attributed to residual water of Caspian-type lacustrine deposits. The new concept of deep aquifers

flushed by meteoric waters during the Ice Age contradicts the earlier hypothesis of ascending NaCl-containing deep groundwaters. The same contradiction between ascendingly migrating NaCl-containing deep groundwater and descendingly migrating glacial meteoric water can also be found in the Great Hungarian Plain. In the "Basement and basin origin of salts" concept, it is postulated that in a transpressive tectonic regime, chloride-rich deep groundwater ascended over ~2,000 m and led to salinization of the near-surface groundwater and soils in the Danube and Tisza areas. However, the author explains the formation of the Quaternary salt soils in Hungary according to the evaporation theory, as well as the formation of the salt soils in the Seewinkel.

Keywords: Lake Neusiedl, Seewinkel; Neogene, Caspian-type brackish deposits; Quaternary, salt-bearing horizon, salt soils and alkaline soils, anastomosing facies model; salt pans, perched groundwater bodies, grain size analyses, hydrochemistry, stable environmental isotopes, ascending deep groundwater, descending meteoric water, ion exchange processes; Great Hungarian Plain

1. Einleitung

Im Bundesgesetzblatt Nr. 225/1983 vom 12. April 1983 wurde das Gebiet Neusiedler See-Seewinkel mit seinen restlichen Salzlacken zu Österreichs größtem Ramsar-Gebiet erklärt. Das Übereinkommen zum Schutz von Feuchtgebieten internationaler Bedeutung, insbesondere als Lebensraum für Wasser- und Watvögel, wurde nach dem Ort des Vertragsabschlusses in der iranischen Stadt Ramsar benannt (DICK et al., 1994; OBERLEITNER & DICK, 1995). Seit 2009 lautet der offizielle Name dieses Gebietes „Grenzüberschreitendes Ramsar-Gebiet Neusiedler See – Seewinkel – Waasen (Austria & Hungary)". Trotz der Bedeutung der Salzlacken für das Ökosystem des Seewinkels wurden nach der grundlegenden Arbeit von FRANZ & HUSZ (1961a) über den salzführenden Horizont sowie nach der Kartierung der Salzböden durch NELHIEBEL (1977, 1980) und SOLAR (1975, 1981) keine weiteren Untersuchungen zur Genese der Salzböden durchgeführt. Bei den regionalen hydrogeologischen Untersuchungen stand die Frage nach der Dotierung des Neusiedler Sees durch Grundwässer aus dem Bereich der Parndorfer Platte und des Seewinkels im Vordergrund (BOROVICZÉNY et al., 1992). Dabei wurden auch neue Erkenntnisse über die Grundwassersituation südöstlich des Neusiedler Sees gewonnen. Nach den Projektstudien über die Wechselwirkung zwischen Lackenwässern und Grundwasser im Bereich Lange Lacke (BELOCKY et al., 1994) und im Bereich des St. Andräer Zicksees (HÄUSLER et al., 2006) erfolgte im Jahr 2014 durch den Autor ein systematisches Bohrprogramm im Bereich der Salzlacken des Seewinkels. Dies führte einerseits erstmalig zur Kenntnis des Schichtaufbaus unter den Salzlacken und ermöglichte andererseits hydrochemische und hydrophysikalische Untersuchungen der in den Flachbohrungen angetroffenen Grundwässer (DOBER & GRITZMANN, 2014; MYKHAYLYUK, 2016). Ziel der hydrogeologischen Arbeiten war die Untersuchung der Grundwässer unter den Salzlacken und ihre Beziehung zum Grundwasser des obersten regionalen Grundwasserstockwerkes. Besondere Motivation dafür war die Beantwortung der Frage, wie der so genannte "Salzführende Horizont" in den quartären Ablagerungen des Seewinkels zu einer Versalzung des Grundwassers führen und in der Folge zur Salzbodenbildung beitragen konnte. Das Thema ist deswegen komplex, da die Salzbodenbildung an die Entstehung und Anreicherung der Salze gebunden ist, die bisher einerseits durch Verdunstung und andererseits durch Migration von Tiefengrundwässern erklärt wurde. Da über eine tektonisch induzierte Migration von salzreichen Formationswässern im Seewinkel keine Untersuchungen vorliegen, wurde auf jene im Untergrund des Nördlichen Wiener Beckens Bezug genommen. Eine vertikale Migration, wie sie im Seewinkel früher in der Aszendenz-Hypothese postuliert wurde, wird auch heute noch

für die Entstehung von Salzböden in den ungarischen Flussniederungen der Donau und Theiß vertreten.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in acht Kapitel. Sie beginnt im zweiten Kapitel mit einem Überblick über jene naturräumlichen Verhältnisse, die direkt oder indirekt einen Einfluß auf die Salzbodenbildung haben. Im dritten Kapitel wird die Aszendenz-Hypothese von FRITSCH & TAUBER (1959) vorgestellt, da in der Diskussion über die Mineralisierung der Grundwässer des Seewinkels wiederholt darauf Bezug genommen wird. Im vierten Kapitel werden die Methoden zur Untersuchung der Grundwässer unter den Salzlacken beschrieben. Die wichtigsten Ergebnisse über Korngrößenanalysen, hydrochemische Untersuchungen und isotopenhydrologische Untersuchungen werden im fünften Kapitel präsentiert. Im sechsten Kapitel wird ein qualitatives hydrogeologisches Modell vorgestellt, wie schwebende Grundwasserkörper unter den Salzlacken mit dem Grundwasser des ersten regionalen Aquifers kommunizieren. Die Bohrprofile in den Salzlacken und die Korngrößenanalysen des Bohrkernmaterials geben einen Einblick in die räumliche Verteilung schluffig-toniger und kiesig-sandiger Ablagerungen unter den Salzlacken. Davon wird im siebten Kapitel ein sedimentologisches Faziesmodell für die grob- und feinkörnigen quartären Ablagerungen der Illmitz-Formation abgeleitet. Den Hauptteil der Arbeit nimmt das achte Kapitel ein, in dem die Migration von Tiefengrundwässern, die Problematik der Salzbodenbildung, die Entstehung unterschiedlich mineralisierter Wässer sowie die Entstehung der Salzlacken und der Alkaliböden im Seewinkel diskutiert wird.

2. Das Gebiet des Neusiedler Sees

Die naturräumlichen Verhältnisse des Gebietes Neusiedler See – Seewinkel werden in folgenden vier Unterkapiteln erläutert. In Kapitel 2.1 erfolgt eine projektbezogene räumliche Untergliederung des Seewinkels. In Kapitel 2.2 werden die klimatologischen, hydrologischen, bodenkundlichen und vegetationskundlichen Verhältnissee und in Kapitel 2.3 die geologischen, hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse erläutert. Kapitel 2.4 gibt einen Überblick über die Salzböden des Seewinkels, deren Salzgehalt aus den schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken stammt.

Der Neusiedler See ist ein windexponierter, durchschnittlich 1,5 m tiefer, etwa 300 km^2 großer steppenartiger See, dessen Hälfte seiner Oberfläche heute von Schilf bedeckt ist. Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts war der See abflusslos (HERZIG, 2014). Südöstlich von Apetlon befindet sich auch mit 114 m über Adria der tiefst gemessene Punkt Österreichs. Mit der Errichtung des Hanság- oder Einserkanals um 1900 sollte das Niedermoor entwässert und der Boden für landwirtschaftliche Zwecke nutzbar gemacht werden. Die Kulturlandschaft Fertő/Neusiedler See ist seit 2001 ein grenzübergreifendes UNESCO-Welterbe, das sich vom Nördlichen Burgenland bis in das ungarische Komitat Győr-Moson-Sopron erstreckt.[1] Östlich des Neusiedler Sees umfasst der Nationalpark die ufernahen Gemeinden Neusiedl am See, Weiden am See, Podersdorf, Illmitz und Apetlon. In der Gemeinde Tadten befindet sich noch die relativ kleine Nationalpark-Bewahrungszone Waasen/Hanság. Die beste Übersicht über die Naturzonen und Landschaftsschutzgebiete des Nationalparks bietet die im Nationalpark-Informationszentrum erhältliche Karte des Nationalparks Neusiedler See – Seewinkel im Maßstab 1:60.000. Die Salzlacken waren und sind das landschaftsprägende Element des Seewinkels. Da der Landschaftsbegriff "Seewinkel" in der Literatur sehr unterschiedlich verwendet wurde, wird im Folgenden seine frühere und heutige Abgrenzung erläutert.

[1] https://de.wikipedia.org/wiki/Neusiedler_See (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

2.1 Der Seewinkel

Der Landschaftsbegriff Seewinkel wurde auf historischen topographischen Karten und in der geowissenschaftlichen Literatur räumlich anders abgegrenzt als dies in heutigen Übersichtskarten des Nationalparks der Fall ist. Demnach kann eine Landschaft Seewinkel im engeren und im weiteren Sinn unterschieden werden. Sowohl SAUERZOPF (1959a), LÖFFLER (1982: 6) als auch HERZIG et al. (2001) verwendeten den Landschaftsbegriff Seewinkel im weiteren Sinn für das gesamte Gebiet zwischen Neusiedler See, Parndorfer Platte und der ungarischen Grenze, was bei einer Höhenlage von 115-130 m über Adria einer Fläche von ~450 km^2 entspricht (vgl. LÖFFLER, 2000). Auch von NELHIEBEL (1977, 1980) wurde die ~400 km^2 große „Schotterflur" zwischen Neusiedler See, Parndorfer Platte und dem Hanság als Seewinkel bezeichnet. Bezugnehmend auf SOLAR (1975) untergliederte NELHIEBEL (1980: 48) den Seewinkel in zwei große Landschaftseinheiten, nämlich in die Seerandzone mit dem Nord-Süd verlaufenden Seedamm inklusive der östlich vorgelagerten Salzlacken und in die „Schotterflur" mit ihrer an Salzlacken reichen Muldenzone.

Als „Seedamm" wurde der ursprünglich bis drei Meter hohe und mehrere Meter breite Damm bezeichnet, der sich über eine Länge von rund 20 km, von Weiden am See im Norden über Podersdorf am See bis zum Sandeck westlich Apetlon erstreckt (NELHIEBEL,1980; vgl. HERRMANN et al., 1993). Seine Entstehung wurde früher auf durch Winterstürme verursachte Eisaufpressung und Materialverlagerung zurückgeführt (TAUBER, 1959b; HÄUSLER, 2010: 79). Von HÄUSLER et al. (2021) wurde der Seedamm dann als ältere Aufschüttung der quartären Illmitz-Formation interpretiert.

Nach dem Beitritt Österreichs zum Ramsar-Abkommen 1982 wurde das 60.000 ha große Gebiet des Neusiedler Sees, einschließlich der Lacken im Seewinkel, in höchstem Maße als international bedeutend eingestuft (DICK, 1994: 15). Der Seewinkel (im weiteren Sinn) umfasst seither die Bewahrungszonen „Sandeck-Neudegg", „Lange Lacke", „Zitzmannsdorfer Wiesen", „Illmitz-Hölle", „Podersdorf-Karmazik" und südöstlich von Tadten die Bewahrungszone „Waasen-Hanság". Nach Alois Wegleitner umfasst der Seewinkel nach einem Beschluss der ehemaligen Vereinigung Burgenländischer Geographen im Jahr 2003 nur: *„…das Gebiet östlich des Seedammes zwischen Podersdorf, Illmitz, Apetlon und St. Andrä. Die östlich anschließende Landschaft wurde früher grenzüberschreitend als Heideboden bezeichnet. Damit liegen die meisten heutigen Salzlacken östlich des Neusiedler Sees im Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel"* (vgl. ANONYM, 2014; WEGLEITNER, 2014; TRIEBL & WEGLEITNER, 2016: 113-114). Beschränkt man den Landschaftsbegriff Seewinkel (im engeren Sinn) auf das Nationalparkgebiet westlich der Neusiedler Bundesstraße 51 (Frauenkirchen – St. Andrä am Zicksee – Pamhagen), dann wird nach TRIEBL & WEGLEITNER (2016: 114) die Landschaft östlich davon bis nördlich Mosonmagyaróvár als "Heideboden" bezeichnet. Da in diesem Entwurf der Landschaftseinheiten die nördlich der Parndorfer Platte gelegene Leithaniederung (Leithaboden) ebenfalls als "Heideboden" bezeichnet wurde, bezeichneten FALLY et al. (2015) die Teillandschaft östlich des Seewinkels (im engeren Sinn) als südlichen Heideboden. Der grenzüberschreitende Begriff Heideboden (Fenyér) findet sich beispielsweise auch wieder in neueren österreichischen topographischen Karten 1:50.000 für die Landschaft nordöstlich Nickelsdorf bzw. Hegyeshalom (Straßsommerein).[2]

[2] https://www.brettl.at/blog/abschied-vom-heideboden (zuletzt abgerufen am 30. März 2023). Nach den Beschlüssen der Potsdamer Abkommens 1945 flohen 1945/46 tausende deutschsprachige Bewohner des Komitates Wieselburg/Monsonmagyaróvár nach Österreich und Deutschland. Die verbliebenen 10.000 Einwohner wurden im April und Mai 1946 nach Deutschland ausgesiedelt (DRESCHER, 1988: 105).

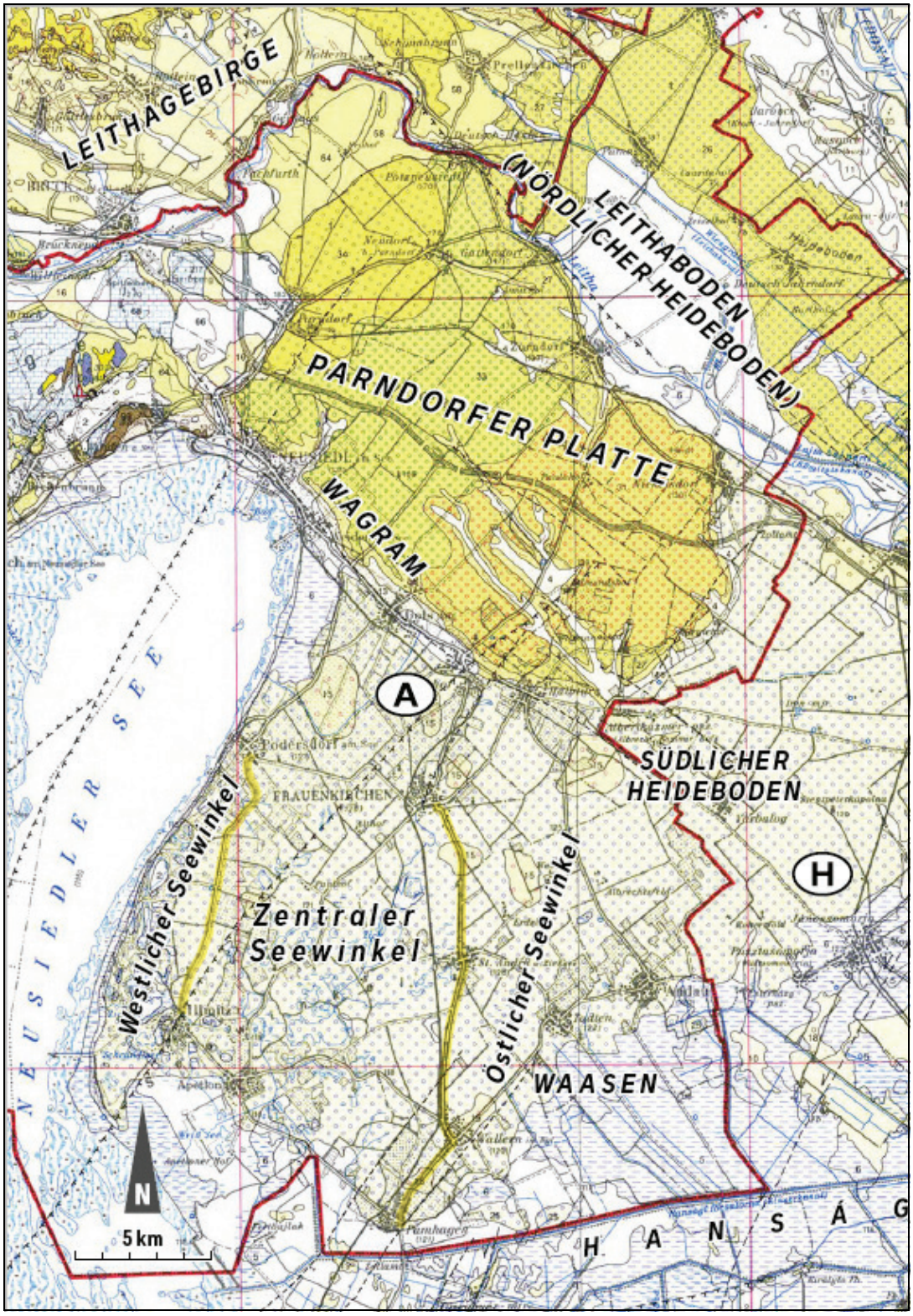

Abb. 1: Landschaftsbezeichnungen nordöstlich und östlich des Neusiedler Sees. In vorliegender Arbeit wird der Begriff Seewinkel im weiteren Sinn, entsprechend der ursprünglichen Verbreitung von Salzlacken und Salzseen, verwendet. Ausschnitt der Geologischen Karte des Burgenlandes 1:200.000 (PASCHER, 1999; Reproduktion mit freundlicher Genehmigung durch die GeoSphere Austria). Das flache Gebiet südöstlich des unterostalpinen Leithagebirges besteht aus quartären Sedimenten (gelb) und holozänen Ablagerungen (bläulich).

Nach der Abgrenzung der Landschaftseinheiten von TRIEBL & WEGLEITNER (2016: 114) liegt zwar der St. Andräer Zicksee teilweise noch innerhalb des Nationalparks, die östlicher gelegenen Salzlacken, wie beispielsweise die Gansllacke und die Badelacke bei St. Andrä am Zicksee befinden sich jedoch dann, genau genommen, bereits im Heideboden. Betrachtet man jedoch die Grundwasserverhältnisse östlich des Neusiedler Sees, dann bildet nach KRALIK et al. (2014: 77) der ~440 km^2 große Grundwasserkörper des Seewinkels gemäß Richtlinie 2000/60/EG ein separates Grundwasservolumen, das im Norden durch den markanten Terrassenabfall der Parndorfer Platte, im Westen und Südwesten durch den Neusiedler See und im Süden durch den Einserkanal begrenzt wird. Eine andere Abgrenzung des Seewinkels präsentierte NESTROY (2019) in einer Karte 1:100.000 der Bodenlandschaften der österreichischen Region östlich des Neusiedler Sees und südlich der Parndorfer Platte. In ihr wurden Bodentypen (der österreichischen Bodenkartierung) zu Bodenassoziationen und Bodenlandschaften nach bodengenetischen und physiogeographischen Kriterien zusammengefasst (NESTROY & KUTTNER, 2022). Dadurch nehmen die Böden der Bodenlandschaft „Heideboden“ einen Großteil des nordwestlichen und nordöstlichen Seewinkels (im weiteren Sinne) ein, die Bodenlandschaft „Lackenzone“ ist mehr auf den südwestlichen und zentralen Seewinkel beschränkt. Die Bodenlandschaft „Waasen“ mit den ursprünglichen Gleyböden und Niedermooren deckt sich mit der Fläche holozäner Ablagerungen in Abbildung 1.

Für die vorliegende Beschreibung der hydrogeologischen Verhältnisse des Gebietes östlich des Neusiedler Sees wird der Seewinkel zwischen dem Wagram, dem Steilabfall der Parndorfer Platte zum Neusiedler See, und dem Waasen in einen westlichen, zentralen und östlichen Abschnitt unterteilt. Als **westlicher** Seewinkel wird die Seerandzone östlich des Seedammes bezeichnet. Nur wenige Reste von Lacken bzw. Feuchtstellen finden sich heute noch in der nördlich von Podersdorf gelegenen Nationalpark-Bewahrungszone Zitzmannsdorfer Wiese. Größere Salzlacken liegen in der südwestlich von Podersdorf am See anschließenden Bewahrungszone Illmitz-Hölle wie beispielsweise die Illmitzer Zicklacke. Nur einige wenige Lacken befinden sich noch südwestlich von Apetlon in der Bewahrungszone Sandeck-Neudegg. Als **zentraler** Seewinkel wird nach Abbildung 1 in der Folge das Gebiet östlich der Landesstraße 205 (Illmitz – Podersdorf am See) bezeichnet, das im Osten bis zur Neusiedler Bundesstraße 51 (Frauenkirchen – St. Andrä am Zicksee – Pamhagen) reicht. Damit werden die Badelacke und die Gansllacke bei St. Andrä am Zicksee noch zum zentralen Seewinkel gezählt. Das größte zusammenhängende Naturschutzgebiet des zentralen Seewinkels bildet die Bewahrungszone Lange Lacke. Die beiden größten Badeseen im Nationalpark sind der (künstlich eingetiefte) Zicksee westlich von St. Andrä am Zicksee sowie die Darscholacke nördlich von Apetlon. Im **östlichen** Seewinkel, östlich der Neusiedler Bundesstraße 51, befinden sich heute nur mehr wenige Salzlacken. In der unmittelbaren Umgebung der Marktgemeinde St. Andrä am Zicksee (früher: St. Andrä bei Frauenkirchen) sind dies beispielsweise die Badelacke (früher Bader-Lacke) und die trocken gefallene Gansllacke. Die Aufnahmeblätter der Dritten Österreichischen (Franzisko-Josephinischen) Landesaufnahme aus den Jahren 1872/73 enthalten im östlichen Seewinkel noch zahlreiche weitere, heute trocken gefallene Lacken. Dabei handelt es sich etwa um die Schoschtolacke (früher Sócs Tó bzw. Sóstó, auch als Großer und Kleiner Salziger See bezeichnet) südöstlich St. Andrä am Zicksee, die Weiße Grundlacke und die Söllnerlacke (früher Söldner Lacke) südlich des Ortes Albrechtsfeld sowie um die Große und Kleine Lau-Lacke westlich von Andau (TRIEBL & WEGLEITNER, 2016: 139; vgl. KRACHLER et al., 2012). Der Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel liegt somit im westlichen und zentralen Seewinkel. Der westliche, zentrale und östliche Seewinkel werden als Seewinkel im weiteren Sinne bezeichnet. In dem ehemaligen Torf- und Moorgebiet des Waasen gehörten früher nach LÖFFLER (2000) der Dorfsee und der Lobler See zu den größten Seen des Seewinkels. Heute

sind wenige Feuchtwiesen nur mehr in der Bewahrungszone Waasen-Hanság erhalten, da das Gebiet nahezu gänzlich entwässert wurde. Die neue Bearbeitung der Untergrundverhältnisse der Salzlacken beschränkte sich in vorliegender Arbeit daher auf den westlichen und zentralen Seewinkel. Seit jeher wurden die Salzseen und Lacken des Seewinkels nach verschiedenen Merkmalen klassifiziert. Bereits TAUBER (1961a) unterschied prinzipiell zwischen „Regenwasserlacken", also Lacken mit mächtigeren Bodenschlammschichten, deren Wasserführung vom Witterungsverlauf des jeweiligen Beobachtungsjahres abhängig war und „Grundwasserlacken" mit sandig-kiesigem Untergrund, deren Wasserstand vom Jahresrhythmus des Grundwasserspiegels abhing. Nach dem Trübegehalt kann man zwischen Schwarzlacken und Weißlacken unterscheiden. Die klaren, geringe Mengen an anorganischen Schwebstoffen enthaltenden und durch Huminstoffe braun gefärbten Lackenwässer werden als "Schwarzlacken" (oder Klarwasserlacken), die stark getrübten Lacken als "Weißlacken" bezeichnet (KRACHLER et al., 2012).

Grundwasserführung und Landschaftsbild des Seewinkels wurden seit dem Bestehen der Doppelmonarchie maßgeblich durch menschliche Ativitäten beeinflusst. Durch die Anlage vieler Kanäle versuchte man seit dem 19. Jahrhundert die Feuchtwiesen zu entwässern und die Salzlacken trockenzulegen. Die beste Übersicht über die Entwicklung der Salzlacken des Seewinkels bietet die Übersichtskarte von DICK et al. (1994: 321, Beilage 1) im Maßstab 1:50.000, aus der sehr gut die Größenreduzierung der Lacken von 1855/58 über 1957 bis 1986 zu entnehmen ist. Von den ehemals 148 Seewinkellacken der Landesaufnahme 1853/1856 (LÖFFLER, 2000: 320) existierten nach den Erhebungen von TRIEBL & WEGLEITNER (2016: 140) im Jahr 2015 nur mehr etwa 70 Lacken. In einem interdisziplinären Projekt über die ökologischen Verhältnisse der Salzlacken des Seewinkels wurden von KRACHLER et al. (2012) 59 Lacken näher untersucht, von denen 24 bereits gänzlich verlandet waren. Gleichzeitig erfolgte durch BOROS et al. (2013a) eine systematische ökologische Bearbeitung der Sodalacken des gesamten Karpatischen Beckens. Von den in den Jahren 2009 bis 2010 untersuchten 77 Lacken wurden auch 32 Lacken des Seewinkels klassifiziert. Dabei wiesen ECSEDI & BOROS (2013) der Lange Lacke den besten ökologischen Status zu, während die Apetloner Meierhoflacke westlich des Apetloner Hofs, die nach KRACHLER et al. (2012) auch als Mühlhoflacke bzw. Unterer Weißsee bezeichnet wird, die schlechteste ökologische Beurteilung erhielt. Als eine der Ursachen für das Austrocknen der Salzlacken wird die Übernutzung des Grundwassers gesehen (KRACHLER et al., 2012). Der oberste regionale Grundwasserhorizont des Seewinkels wurde in den letzten Jahrzehnten in tausenden Brunnen für die landwirtschaftliche Bewässerung genutzt, wobei einzelne Bewässerungsanlagen wegen ihrer Größe sogar im Satellitenbild erkennbar sind. Neben der anthropogen verursachten Absenkung des Grundwasserspiegels (MITTER & SCHMID, 2021) haben dazu aber auch die speziellen klimatischen Verhältnisse im Osten Österreichs beigetragen. Im nächsten Unterkapitel erfolgt eine Kurzcharakterisierung der meteorologischen, hydrologischen, bodenkundlichen und vegetationskundlichen Verhältnisse der Umgebung des Neusiedler Sees, der als steppenartiger See mit hoher Salzkonzentration bezeichnet werden kann.

2.2 Klimatische, hydrologische, bodenkundliche und vegetationskundliche Verhältnisse

Ausführliche Angaben über die klimatischen und hydrologischen Verhältnisse des Nördlichen Burgenlandes stammen von SAUERZOPF (1959a, b), LÖFFLER (1979), HERZIG (2014) und WOLFRAM et al. (2014). In ihrem Klimahandbuch der österreichischen Bodenschätzung wiesen HARLFINGER & KNEES (1999: 19) im pannonischen Klimaraum des nördlichen Burgenlandes besonders auf die Niederschlagsarmut, die häufigen Trockenperioden und die nahezu

ständige Windbewegung hin. Die semiariden und (sub)kontinentalen klimatischen Verhältnisse dieser Region sind durch warme Sommer und strenge Winter charakterisiert, wie auch Flora und Fauna das pannonische Klima anzeigen. Einige Eckdaten über diese außergewöhnlichen Verhältnisse sollen zum besseren Verständnis der hydrologischen Verhältnisse des Seewinkels beitragen.

Die Wasserbilanz des Neusiedler Sees ist stark vom Gebietsniederschlag, von der Verdunstung und von der Evapotranspiration abhängig. Der Gebietsniederschlag beträgt im Mittel (1967-1998) ~640 mm, wobei die Sommermonate am niederschlagsreichsten sind (WOLFRAM et al., 2014). In der Wasserbilanz des Neusiedler Sees für den Zeitraum 1965-2012 entspricht nach KUBU et al. (2014: 9) die Summe aus Niederschlag mit 76 %, einem angenommenen unterirdischem Zufluß von 2 % sowie einem oberirdischen Zufluß von 22 % der Summe aus Verdunstung (89 %) und Abfluß über die Wehranlage des Einserkanals (11 %). In der positiven Wasserbilanz für das signifikant feuchte Jahr 1996 überwog die Summe der Niederschläge sowie der ober- und unterirdischen Zuflüsse mit 998 mm die Summe aus Verdunstung (509 mm) und oberirdischen Abflüssen mit 968 mm. In der negativen Wasserbilanz für das signifikant trockene Jahr 2003 hingegen stand rein rechnerisch die Verdunstung von 800 mm (bei fehlendem Abfluß über die Wehranlage) einem Niederschlag von 369 mm und oberirdischen und unterirdischen Zuflüssen von 145 mm (in Summe 514 mm) gegenüber (KUBU et al., 2014: 10). Gebietsniederschlag sowie oberirdische Zu- und Abflüsse sind meßtechnisch einigermaßen gut erfaßt, große Unsicherheiten bestehen bei den (geringen) jährlichen unterirdischen Zu- und Abflüssen und die Verdunstung wird als Restglied der Wasserbilanz unter Berücksichtigung der Verdunstungsmessungen nach der Methode der Wannenverdunstung in der Biologischen Station in Illmitz ermittelt.

Die Abgrenzung des hydrologischen Einzugsgebietes des Seewinkels ist vor allem in den östlichen Einzugsgebietsteilen mit großen Unsicherheiten behaftet, da sie saisonalen Schwankungen unterliegt. Seine Größe variiert daher je nach Studie zwischen ~900 km^2 (BOROVICZÉNY et al., 1992) und ~1100 km^2 (WOLFRAM et al., 2014). Einzige Zuflüsse sind auf österreichischer Seite die Wulka und auf ungarischer Seite der Rákos patak (Kroisbach). Mit einer mittleren Jahreslufttemperatur von 10 °C zählt das Gebiet um den Neusiedler See zu den wärmsten in Österreich. In dem lokal semiariden Klima überwog in der Periode 1965-2012 die Verdunstung mit 89 % den Niederschlag mit 76 %, wobei mit 22 % oberirdischem Zufluß und 11 % Abfluß über Wehranlagen die Wasserbilanz knapp positiv und nach BOROVICZÉNY et al. (1992) der unterirdische Zufluß zum See mit maximal 1-2 % faktisch vernachlässigbar war.

Der Neusiedler Sees weist bei einem pH-Wert um 9 heute einen Salzgehalt von 1-2 g/L auf, was einer elektrischen Leitfähigkeit von 1.300-3.200 µS/cm entspricht. Der Salzgehalt setzt sich im Wesentlichen aus den Kationen Natrium und Magnesium sowie den Anionen Hydrogenkarbonat, Sulfat und Chlorid zusammen. Es dominiert das Natrium-Hydrogenkarbonat ($NaHCO_3$), weswegen der See auch als “Sodasee” bezeichnet wird (HERZIG, 2014). Im Wesentlichen kann der hohe Salzgehalt des nahezu abflusslosen Neusiedler Sees auf die Zufuhr und Verdunstung tributärer Gerinne zurückgeführt werden. So analysierte SCHROLL (1959) im Wasser des Neusiedler Sees ~330 mg/L Natrium und ~180 mg/L Chlorid. Im selben Beprobungsjahr enthielt das Bachwasser der Wulka ~13 mg/L Natrium und ~14 mg/L Chlorid. Das bedeutete unter heutigen Verdunstungsbedingungen für 1958/1959 eine Anreicherung von Natrium im Neusiedler See um das über 27-fache und von Chlorid um das 14-fache. In der Messperiode von 1992-2009 schwankte die Chloridkonzentration im offenen Bereich des Neusiedler Sees, in Abhängigkeit vom

Wasserstand zwischen ~150 mg/L und ~350 mg/L (WOLFRAM et al., 2014: 44). Der Salzgehalt des Sees kann heute eine Konzentration bis 2,8 ‰ (0,28 %) erreichen, während der Niedrigwasserperiode in den 1930er Jahren sogar 3,3 ‰ (0,33 %). Nach der letzten Austrocknung des Sees in den Jahren 1864-1870 betrug der Gesamtsalzgehalt sogar zwischen 3,5 ‰ (0,35 %) und 16 ‰ (1,6 %; WOLFRAM et al., 2014: 43).

Die wiederholten Pegelhochstände der letzten 260 Jahre sind auf Überflutungen zurückzuführen, da der See keinen natürlichen Abfluß aufweist. Mit der Errichtung des Einserkanals in den Jahren 1909-1911 war ursprünglich geplant, weite Niedermoorgebiete trockenzulegen und landwirtschaftlich nutzbar zu machen (KOPF, 1974). Seit 1965 ist durch eine Schleuse bei Fertőújlak (Mekszikopusta) der Neusiedler See auf ein 100-jährliches Hochwasserereignis bei einem Wasserspiegel von 116,00 m über Adria (müA) ausgelegt. Bei einem solchen Wasserstand beträgt die Seefläche ~317 km^2, wobei vor dem Beginn der Wasserstandsregelung der Mittelwert bei 115,11 müA und danach bei 115,50 müA lag (WOLFRAM et al., 2014). Neben der Wasserführung des Neusiedler Sees für Tourismus, Wassersport, Fischfang und Schilfnutzung ist auch die Erhaltung der Salzlacken wegen der salzresistenten Flora und Fauna und als Vogelreservate ein Anliegen des Naturschutzes. Wegen der zu erwartenden Auswirkungen des Klimawandels (KROMP-KOLB et al., 2005) wird daher an Konzepten zur Bewahrung der Biodiversität und der Erhaltung der Salzlacken gearbeitet (KRACHLER et al., 2005; KRACHLER et al., 2012; WOLFRAM et al., 2014).

In seinem Lehrbuch der Geographie führt WAGNER (1922: 449) den Neusiedler See als Musterbeispiel für einen flachen, abflusslosen und von Klimaschwankungen abhängigen Steppensee an. Der See wird von DVORAK (1994: 18) wegen seiner geringen Wassertiefe und wegen der starken Schwankungen des Wasserhaushaltes, der vor allem durch Niederschläge und Verdunstung bestimmt wird, als westlichster Steppensees Europas bezeichnet (vgl. EITZINGER et al., 2009). Nach EITEL & FAUST (2013: 131) wird eine Steppe als Grasland der trockenen Mittelbreiten mit ca. 250-550 mm Niederschlag pro Jahr definiert, in dem aufgrund der hohen sommerlichen Trockenheit Bäume zugunsten einer dichten Gras- und Krautvegetation zurücktreten oder völlig verschwinden. Nach WENDELBERGER (1955, 1959: 306) bedeckten jedoch einst Wälder von unterschiedlicher Zusammensetzung große Teile des Gebietes um den Neusiedler See. Der Höhenlage entsprechend ist der Klimaxwald (der relativ stabile Endzustand der Vegetation, der sich im Laufe einer Sukzession herausbildet) ein Eichen-Hainbuchenwald (Querco-Carpinetum). Nur der Flurname „Eichwald Äcker“ östlich von Frauenkirchen im Kartenblatt der Franzisco-Josephinischen Landesaufnahme 1:25.000 von 1873[3] lässt nach WENDELBERGER (1959: 307) noch vermuten: *„…dass die einstige Waldbedeckung des Seewinkels eine ähnliche gewesen sein dürfte, wie auf der Höhe der Parndorfer Platte.“* Auch LÖFFLER (1982: 7) wies darauf hin, dass der Seewinkel ursprünglich offenes Waldland war, das später durch Rodung zu Weide- und Wiesenland und schließlich zu Ackerland und Weingärten umgestaltet wurde. Während sich auf der wenig gegliederten Hochfläche der Parndorfer Platte Plateauwälder ausbildeten, befanden sich nach WENDELBERGER (1993) auf den höheren Lagen der Solonetz-Böden des Seewinkels überschwemmte Alkali-Steppenwälder. Von WILLNER (2013: 151) wurde die natürliche Vegetation des pannonischen Tieflands als Waldsteppe bezeichnet. Im Seewinkel sind jedenfalls zahlreiche Biotope mit dem Begriff „Steppe“ verbunden (ŠEFFEROVA STANOVA et al., 2008: 6). Die Salzlacken und ihre Umgebung bilden einen wichtigen Steppenlebensraum im Natura 2000-Netzwerk der EU 27-Staaten (SSYMANK, 2013) und wurden in der Flora-Fauna-Habitat- Richtlinie 92/43/EWG als “Pannonian salt steppe and salt marshes” aufgenommen (vgl. BOROS et al., 2017).

[3] https://de.wikipedia.org/wiki/Frauenkirchen (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

Infolge der Reliefunterschiede der quartären Ablagerungen bildete sich im Seewinkel über den unterschiedlichen Lockergesteinen der jungpleistozänen Flußlandschaft ein Mosaik verschiedenster Bodentypen. In den großen Bereichen zwischen den Salzlacken und bis zum Südwestrand der Parndorfer Platte dominieren Tschernoseme, Paratschernoseme und Feuchtschwarzerden. Auf einer Fläche von ~120 km^2 entwickelten sich über karbonathaltigem Löss und lössähnlichen Sedimenten während eines kontinentalen Steppenklimas Steppenschwarzerden, die als Tschernoseme bezeichnet werden (NESTROY, 2015: 85; NELHIEBEL, 1986: 33). Auf einer Fläche von ~50 km^2 entwickelten sich aus kalkfreiem Lockermaterial, wie Kiesen und Sanden, Paratschernoseme mit rotbraunen Horizonten. Die hydromorphen Feuchtschwarzerden bildeten sich sowohl über karbonathaltigem als auch über karbonatfreiem Ausgangsmaterial und sind sowohl zwischen den Salzlacken als auch in Randbereichen des Hanság-Niedermoores verbreitet (NESTROY, 2015: 99; NELHIEBEL, 1986). Das trocken gefallene Niedermoor des Hanságs nimmt im Seewinkel etwa eine Fläche von 18 km^2 ein. Mit ~25 km^2 sind die Salzböden der Seerandzone und des Seewinkels das größte Salzbodengebiet Österreichs (DVORAK, 1994: 19). Sowohl der meist kalkhaltige Weiße Salzboden (mit einer Anreicherung von Soda; Weißalkaliboden, Solontschak) als auch der durch Entsalzung entstandene Schwarze Salzboden (Schwarzalkaliboden, Solonetz) bzw. eine Kombination aus diesen beiden Bodentypen, der Solontschak-Solonetz (NESTROY, 2015: 97), umgeben die Salzlacken.

Wegen des Auftretens von wasserlöslichen und pflanzenschädlichen Salzen in den Salzböden des Seewinkels können nur salzliebende und/oder salzresistente Pflanzen solche Standorte besiedeln (NESTROY, 2015: 97). Die halophile Vegetation ist somit nach ALBERT (2006: 35) ein Beispiel für die Abhängigkeit einzelner Arten und ganzer Pflanzengesellschaften von dem einzigen, stark dominierenden ökologischen Faktor, dem Salzgehalt des Bodens. Wichtige Aspekte zur Biologie der im Gebiet vorkommenden Salzpflanzen (Halophyten) – insbesondere bodenkundliche, vegetationskundliche, arealkundliche und ökophysiologische Zusammenhänge sowie allgemein ökologische, naturschutzfachliche und ausgewählte taxonomische Aspekte finden sich in ALBERT et al. (2020).

2.3 Geologische, hydrogeologische und hydrochemische Verhältnisse

Die folgenden drei Subkapitel geben einen Überblick über die Geologie des Nördlichen Burgenlandes sowie die Hydrogeologie und die Hydrochemie der Grundwässer des Seewinkels. Wie im ersten Kapitel 2.3.1 erläutert, bildete sich im Nordburgenland über gering metamorphen unterostalpinen Einheiten ein bis ~2.000 m mächtiges Neogenbecken. Die Neogenablagerungen im Bereich Eisenstadt-Sopron und im Bereich des Neusiedler Sees sind Teil des westlichen neogenen Donaubeckens, welches das nordwestliche Subbecken des Pannonischen Beckensystems bildet (SZANTÓ et al., 2016). Im Gegensatz zur früheren Vorstellung, dass im Badenium marine und im Sarmatium brackische Verhältnisse geherrscht haben, belegen Isotopenuntersuchungen an Molluskenschalen auch im Sarmatium eine marine Entwicklung. Neuere Forschungsergebnisse betreffen auch Alter und Fazies der quartären Ablagerungen sowie die Bruchtektonik im Bereich des Neusiedler Sees. Im Kapitel 2.3.2 werden die Ergebnisse von Isotopenuntersuchungen zur Klärung der Grundwasserdotation des Neusiedler Sees hydrogeologisch ausgewertet. Einen neuen Aspekt für die Beurteilung von Grundwasserströmungen bietet die Spülung neogener Tiefengrundwässer durch eiszeitliche meteorische Wässer. Diese Vorstellung steht im Widerspruch zur früheren Hypothese aszendenter Tiefengrundwässer im Seewinkel. Die quartären Ablagerungen des Seewinkels bilden keinen einheitlichen regionalen Aquifer, sondern ein mosaikartiges System von Grundwasserkörpern unterschiedlicher horizontaler und vertikaler Ausbildung. Kapitel 2.3.3 gibt einen kurzen Überblick über hydrochemische

Analysen des Seewinkels und über hydrogeologische Themenkarten. Es enthält ferner das im Text verwendete Begriffsinventar mineralisierter Grundwässer.

2.3.1 Geologischer Überblick

Über einem schwach metamorphen kristallinen Grundgebirge mit permomesozoischer Bedeckung wurden im Zentrum des Eisenstädter Teilbeckens des Eisenstadt-Sopron-Neogenbeckens bis über 2.000 m mächtige neogene Sedimente abgelagert. Die **präneogenen Formationen** des Nördlichen Burgenlandes sind beispielsweise in den unterostalpinen Formationen des Rosaliengebirges, des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges aufgeschlossen. Letzterer setzt sich nach Süden bis in das Soproner Hügelland fort. Das kristalline Grundgebirge besteht aus geklüfteten Gneisen und Glimmerschiefern sowie paläozoischen Metasedimenten, wie Quarzitschiefern, Amphiboliten und Arkosen. Die schwach metamorphen mesozoischen Formationen bestehen aus Semmeringquarzit, Serizitquarzit und Rauhwacken und werden von einem teilweise verkarsteten dunklen Mitteltriasdomit überlagert.

Über die **Neogenmächtigkeit** westlich des Ruster Höhenzuges geben zwei Tiefbohrungen Aufschluss: die Strukturbohrung Zillingtal-1 (ZT-1; 1946; 1.415 m)[4] und die Thermalwasserbohrung von Bad Sauerbrunn (Bad Sauerbrunn-Thermal; 1997; 1.400 m; HÄUSLER, 2010: 98f., 2019). Östlich des Ruster Höhenzuges durchteuften folgende Explorationsbohrungen die neogene Beckenfüllung des Seewinkels und endeten im kristallinen Grundgebirge (in zeitlicher Reihenfolge mit Angabe der Endtiefe nach GOLDBRUNNER, 2003): Podersdorf-1 (Pod-1; 1936, 386 m), Frauenkirchen-1 (Fr-1; 1936, 1.625 m), Pamhagen-1 (Pa-1; 1971, 1.902 m), Halbturn-1 (Ha-1; 1972, 1.249 m), Tadten-1 (Ta-1; 1972, 2.127 m), Apetlon-1 (Ap-1; 1975, 1.252 m), Halbturn-2 (Ha-2; 1981, 1.900 m) und Pamhagen-2 (Pa-2; 1985, 1.785 m). Die Thermalwasserbohrung Pannonia bei Pamhagen (Pannonia; 1977, 612 m) verblieb im oberen Pannonium. Diese Tiefbohrungen stießen zwar nicht auf Kohlenwasserstoff-Lagerstätten, lieferten jedoch wertvolle Daten für die Hydrogeologie. Eine weitere Bohrung in Frauenkirchen erreichte als Seewinkel Thermal-1 im Jahr 2006 eine Tiefe von 1.087 m. Sie war bereits ausschließlich für Therapie-, Kur- und Freizeiteinrichtungen geplant (Seewinkeltherme). Am Westrand des Neusiedler Sees wurden seit den 1950er-Jahren zahlreiche tiefere Trinkwasser- und Mineralwasserbohrungen niedergebracht, wie die ~200 m tiefe Bohrung Oggau-1, die ~300 m tiefe Bohrung Oggau-2, die ~120 m tiefe Bohrung Mörbisch-1, die ~190 m tiefe Bohrung Mörbisch-2 und die ~70 m tiefe Bohrung Rust-1.

Die Neogenbedeckung dieser Grundgebirgsbereiche besteht im Leithagebirge und im Ruster Höhenzug aus Leithakalk des Badeniums und Sarmatiums (HÄUSLER, 2010). Während das neogene Eisenstadt-Sopron-Becken als Teil des westlichen Donaubeckens im frühen Badenium mit dem Südlichen Wiener Becken in Verbindung stand, war das Gebiet östlich des Ruster Hügellandes noch landfest (HARZHAUSER & PILLER, 2005). Die in den Tiefbohrungen östlich des Neusiedler Sees nur wenige Zehnermeter mächtigen Ablagerungen des Badeniums und etwas über 100 m mächtigen Ablagerungen des Sarmatiums belegen eine flachmarine Entwicklung mit Mergeln in Beckenlage und fossilreichem Leithakalk in Küstennähe (TAUBER, 1959a). Im Badenium bildete das Leithagebirge, der Ruster Höhenzug

[4] In vorliegender Arbeit wurde für Tiefbohrungen wie z. B. für die Bohrung “Zillingtal I” die Schreibweise “Zillingtal-1” gewählt (ZT-1; mit Jahr der Bohrung und Endteufe).

und die Podersdorfer Hochzone nach TAUBER (1959a) bis zum Beginn des mittleren Pannoniums ein Inselarchipel. Im Bereich von Podersdorf fehlen größtenteils Ablagerungen des Badeniums, Sarmatiums und unteren Pannoniums. Erst im mittleren Pannonium versank ein durch die Bohrungen Podersdorf-1 und Frauenkirchen-1 belegtes, über 1.300 m aufragendes Kristallinrelief gänzlich im pannonischen Binnenmeer. Die oberpannonen Ablagerungen füllten dieses Relief auf, wodurch in den (stark überhöhten) Profilen von TAUBER (1959c) der Bereich der Podersdorfer Domung antiklinalförmig aufgewölbt erscheint. Dazu TAUBER (1959d: 233): "*Es handelt sich hier jedoch, …, keineswegs um eine Faltung durch seitlichen Schub, sondern vielmehr um eine Abbildung des Reliefs des tiefliegenden kristallinen Grundgebirges*". Die Ablagerungen des Pannoniums sind in der Tiefbohrung Frauenkirchen-1 über 1.400 m mächtig und erreichen an der ungarischen Grenze eine Mächtigkeit von ~2.500 Metern (HÄUSLER, 2007). Infolge des Einfallens der Schichtfolge mit wenigen Graden nach Nordosten überlagern quartäre Ablagerungen im Nordwesten der Parndorfer Platte Ablagerungen des mittleren Pannoniums und im Südosten solche des oberen Pannoniums. Das Pannonium wird im Seewinkel, wie im Südlichen Wiener Becken, nach PAPP (1951, 1953) in die Molluskenzonen A bis H gegliedert, wobei im unteren Pannonium der Zonen B bis C (bei Fehlen der Zone A) Tone, Tonmergel und Sande und im mittleren Pannonium (Zone D bis E) sandige Tone, Tonmergel und Tone abgelagert wurden. Im oberen Pannonium (Zone F bis G) folgt im Seewinkel die „Blaue Serie" mit fossilarmen blauen Tonen und Mergeln und bis zu einem Meter mächtigen Lignitlagen. Die Sedimente der Zonen E bis G wurden unter reduzierenden Bedingungen abgelagert. Sie enthalten fein verteiltes Schwefeleisen, in größeren Mengen besonders dort, wo lignitische Horizonte auftreten, wie in den Zonen F und G (TAUBER, 1959d). Über der „Blauen Serie" folgt die „Gelbe Serie", die aus fossilarmen hellen Sanden mit gelegentlich Lignit führenden Mergeln besteht und in die Zone H eingestuft wurde (TAUBER, 1959a). Die geohydrologischen Profilschnitte von HAAS et al. (1992) beruhen auf den bis etwa 200 m tiefen Schussbohrungen der Österreichischen Mineralölverwaltung (damals ÖMV) und durchörtern in den obersten 20-30 Metern oberpannone bis plio-/pleistozäne Ablagerungen. Es ist nicht auszuschließen, dass im westlichen Seewinkel tonreichere Ablagerungen der quartären Illmitz-Formation tonreiche Ablagerungen der „Blauen Serie" oder der „Gelben Serie" überlagern.

Angaben über die **Salinität** und somit über den Chloridgehalt neogener Ablagerungen des Seewinkels waren und sind für die Interpretation hydrochemischer Daten von Grundwässern von großer Bedeutung. Von der Assoziation von Foraminiferen und Mollusken in den neogenen Ablagerungen des Seewinkels wurde auf deren Fazies und damit Salinität der Gewässer geschlossen. Für die marinen Sedimente des Badeniums wurde ein Salzgehalt von 36 ‰ bis 38 ‰ (3,6 % bis 3,8 %) angenommen. Nach TAUBER (1959d: 230) sollten im Sarmatium bereits brackische Verhältnisse geherrscht haben und mit Beginn des Pannoniums sollte es zu einem allmählichen Übergang von Brackwasser zu Süßwasser gekommen sein. Eine Neubearbeitung der Biota der sarmatischen Ablagerungen durch PILLER & HARZHAUSER (2005) führte zu der Einschätzung, dass im Sarmatium der zentralen Paratethys, und damit auch im westlichen Donaubecken, generell noch eine marine Entwicklung mit einem Salzgehalt von 25 ‰ bis 18 ‰ (2,5 % bis 1,8 %) vorherrschte, die im oberen Sarmatium durch eine Verbindung mit dem Mittelmeer noch voll marine bis hypersalinare Verhältnisse erreichte. Durch die Erwärmung im späten Sarmatium und die erhöhte Evaporation sank der Meeresspiegel und es entwickelte sich nach PILLER & HARZHAUSER (2005: 451) ein von der östlichen Paratethys abgeschlossenes Restmeer mit einer Salinität von 18 ‰ und 16 ‰ (1,8 % bis 1,6 %). Die Hollabrunner Schotter belegen, dass die Paläo-Donau ab dem unteren Pannonium in das Wiener Becken geflossen ist (TOLLMANN, 1986: 231). Nach HARZHAUSER et al. (2007a: 344) beeinflussten im unteren

Pannonium jedoch noch die hypersalinaren Verhältnisse der sarmatischen Paratethys den Pannonsee ("Lake Pannon"). Aufgrund der Beziehung zwischen $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ von Molluskenschalen nahmen HARZHAUSER et al. (2007a) für den frühen brackischen Pannonsee noch eine höhere Salinität an, die sie als Auswirkung der mittelmiozänen Trockenperiode interpretierten. Im mittleren Pannonium (der Zonen D-E) herrschten im Gebiet des Neusiedler Sees so genannte kaspibrackische Verhältnisse mit einem Salzgehalt von ~15 ‰ (1,5 %; HARZHAUSER et al., 2007a: 346).[5] Wie eingangs erwähnt, wurden nach der letzten Austrocknung des Neusiedler Sees in den Jahren 1864-1870 sogar noch dem mittleren Pannonium vergleichbare Salzgehalte bis 16 ‰ (1,6 %; WOLFRAM et al., 2014: 43) gemessen. Als östlichsten Ausläufer des „Lake Pannon" beschrieben MAGYAR & GEARY (2012: 255f.) den Kaspisee als „Late Neogene Caspian-type lacustrine basin". Bei ähnlicher Größe nahmen die beiden Autoren für den Pannonsee ähnliche hydrologische Verhältnisse wie für den Kaspisee mit 1.000 m Wassertiefe, ufernaher Süßwasserzufuhr durch Flüsse und einer Salinität im tieferen Beckenbereichen zwischen 5.000 und 15.000 ppm (= 5 ‰ bis 15 ‰ oder 0,5% bis 1,5 %) an. Nach KÁZMÉR (1990: 178) betrug der NaCl-Gehalt des Pannonsees zwischen 5 g/L und 15 g/L. Im Eisenstädter Teilbecken des neogenen Eisenstadt-Sopron-Beckens beschrieb LUEGER (1979, 1980) in Profilabschnitten der Zone E noch Brackwasserfossilien. Trotz der ständig abnehmenden Salinität blieb der Pannonsee ein stark alkalisches Gewässer. Im höheren Pannonium der Zonen F-G repräsentieren Süßwassermollusken terrestrisch-fluviatile Ablagerungen („floodplains"), die von einem brackischen Alkali-Salzsee (Sodasee) umgeben waren. Ab der Zone F (*Mytilopsis neumayri/Mytilopsis zahalkai* Zone nach HARZHAUSER & TEMPFER, 2004: 56) kam es bei einem Salzgehalt von ~6 ‰ (0,6%) zum Aussterben der Brackwasserarten. Die fossilarmen Tone und Mergel wurden im Seewinkel („Blaue Serie" der Zone G) in einem Sodasee abgelagert und erst die ebenfalls fossilarmen, im Seewinkel gelegentlich noch Lignit führenden hellen Sande und Mergel der „Gelben Serie" (Pannonium der Zone H) repräsentieren nach HARZHAUSER et al. (2007a) Süßwasserablagerungen, deren Salzgehalt nach MÁTYÁS et al. (1996) und HARZHAUSER et al. (2007b: 346) nur mehr ~5 ‰ (0,5 %) betrug. Im obersten Pannonium verschwand dann der Pannonsee.

Im Pannonium entwässerten eine Paläo-Schwarza und eine Paläo-Pitten das ehemalige, heute zwischen 1.700 bis 2.000 m hoch gelegene Gebiet zwischen Hochwechsel und Schneeberg (HÄUSLER, 2010: 88). Da damals noch keine quartärerfüllte Senke im Südlichen Wiener Becken existierte, flossen diese Gewässer einerseits in nordöstliche Richtung zur Paläo-Donau und andererseits zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge in südöstliche Richtung in ein Paläobecken des Neusiedler Sees. Durch die ältestquartäre Subsidenz von Teilbereichen des Südlichen Wiener Beckens (SALCHER et al., 2012) und die relative Hebung der Zillingdorfer Platte zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge (RIEDL, 1965) entstand zwischen dem Südlichen Wiener Becken und der Depression um den Neusiedler See eine Wasserscheide. Indem die Paläo-Wulka den ehemaligen Unterlauf der Paläo-Pitten einnahm, wurde das Gebiet des Neusiedler Sees im Quartär von dem hoch gelegenen Einzugsgebiet des ehemaligen Hochwechsels hydrologisch abgekoppelt.

---

[5] https://de.wikipedia.org/wiki/Kaspisches_Meer (zuletzt abgerufen am 30. März 2023). Die Bezeichnung kaspibrackisch bezieht sich auf Brackwasserverhältnisse im Kaspisee (früher auch als Kaspisches Meer bezeichnet), einem in Westasien gelegenen Restsee der Paratethys. Der Salzsee ist heute ein von den Weltmeeren abgeschnittenes, endorheisches Gewässer. Bei einer maximalen Tiefe von ~1.000 m beträgt der Salzgehalt 13 ‰ bis 11 ‰ (1,3 bis 1,1%). Nach KREJCI-GRAF et al. (1957) beträgt der Chloridgehalt des Kaspisees 5.460 mg/L. Am Ostufer des Kaspisees befindet sich die flache Kara-Bogas-Bucht, in der eine Salinität bis 300 ‰ (30%!) nachgewiesen wurde (KOSAREV et al., 2009). Als Salze dominieren Kochsalz, Magnesiumsulfat, Magnesiumchlorid und Natriumsulfat.

Die Existenz und Lage von **Brüchen** in der Umgebung des Neusiedler Sees ist deswegen von besonderem Interesse, weil früher Brüche als Beleg für einen Aufstieg salinarer Tiefengrundwässer herangezogen wurden. Für eine Auswertung der Bruchtektonik des westlichen Donaubeckens standen für TAUBER (1959c) die aus den 1930er-Jahren stammenden Counterflush-Bohrungen der Firmen Eurogasco und Austrogasco sowie der in der Nachkriegszeit von der Sowjetischen Mineralöl Verwaltung (SMV) durchgeführten Schussbohrungen zur Verfügung (TAUBER, 1961b; WESSELY, 1993: 373; FEICHTINGER & SPÖRKER, 1996: 24). Eine südliche Fortsetzung des im Tektonogramm von TAUBER (1959c) bei Neusiedl am See eingetragenen Neusiedler Bruches wurde beispielsweise von GATTINGER (1975, 1979) aufgrund von sommerlichen Temperaturmessungen im See und einer Winterbefliegung für Infrarotaufnahmen unrichtigerweise als Kluftaquifer für aufsteigende thermale Tiefengrundwässer interpretiert. Die neueren Untersuchungen im Gebiet des Neusiedler Sees haben hingegen gezeigt, dass es sich bei den im Winter bekannten, eisfreien Stellen – den so genannten „Kochbrunnen“ – nicht um Thermalwasseraustritte, sondern um Methanentgasungen handelt (RANK et al.,1985b) und es konnten an diesen Stellen auch keine Temperaturanomalien im Seewasser gemessen werden (HÄUSLER, 2005; TANZBERGER, 2005; HÄUSLER et al., 2007b). Eine vom Autor im Jahr 2004 durchgeführte oberflächennahe, hochauflösende seismische Messkampagne ließ anstelle einer prominenten Störung in Seemitte eine Vielzahl dominoartig gekippter Schollen oberpannoner Ablagerungen erkennen (HODITS, 2006; HÄUSLER & TÓTH, 2007; HÄUSLER et al., 2007c; HÄUSLER, 2010). Eine von der Abteilung „Exploration und Produktion“ der OMV (früher ÖMV) durchgeführte, seismische Kampagne im Jahr 2017 bestätigte diese Ergebnisse der Messungen aus dem Jahr 2004 und erlaubte eine Interpretation der Bruchtektonik im Untergrund des Neusiedler Sees bis ~600 m Tiefe (LOISL et al., 2018). Während der Neusiedler Bruch bei Neusiedl am See nach TAUBER (1959c: Taf. III) noch einen deutlichen beckenwärts abschiebenden Charakter aufweist, belegt ein Seequerprofil nordwestlich Podersdorf am See nach LOISL et al. (2018: SB 83) die Existenz positiver „flower structures“. Die mögliche Bedeutung transpressiver Strukturen im Zusammenhang mit den hydrogeologischen Verhältnissen unter den Salzlacken wird im Kapitel 8.2.3 über die Hypothese einer Salzanreicherung durch aufsteigende Tiefengrundwässer noch näher erläutert.

Wie TAUBER (1959d) anmerkte, ist für die nutzbare **Wasserführung** der neogenen Ablagerungen im Seewinkel das Auftreten von Kiesen und Sandhorizonten von entscheidender Bedeutung. An der Basis des Badeniums liegen unterschiedlich mächtige Kiese und Konglomerate. Im höheren Badenium und Sarmatium treten ausschließlich am Rand des Leithagebirges lokal wasserführende sandig-kiesige Horizonte auf, die im Seewinkel in eine wasserarme Tonmergelfazies übergehen. Das gesamte untere und mittlere Pannonium ist bis in tiefere Abschnitte des oberen Pannoniums regional arm an Sandhorizonten. Nur in den ursprünglichen Senken in der Nachbarschaft der Podersdorfer Domung sind mächtigere wasserführende Sandpakete vorhanden. Erst im höheren mittleren Pannonium setzt eine umfangreichere Sedimentation von Sanden ein, die im oberen Pannonium (Pontium) in zahlreiche Kieshorizonte übergeht. Vorkommen nutzbarer Porengrundwässer in neogenen Ablagerungen des Seewinkels sind daher auf das Pontium beschränkt (TAUBER, 1959d).

Die **pleistozänen fluviatilen Ablagerungen** des Seewinkels wurden früher von FUCHS (1985) als „Seewinkelschotter“ bezeichnet und im Vergleich mit der Höhenlage von Donauterrassen im Kremser Raum als Flussablagerungen der Würm-Eiszeit interpretiert. Sie wurden von HÄUSLER et al. (2021) lithostratigraphisch neu beschrieben und wegen ihres erweiterten stratigraphischen Umfangs unter Einbeziehung des „Salzführenden Horizontes“ in Bodenprofilen südlich von Illmitz als Illmitz-Formation bezeichnet. Als Typusprofil der

grobklastisch ausgebildeten Illmitz-Formation wurde nach BELOCKY et al. (1998) das Bohrprofil LL22 am Südwestrand der Lange Lacke ausgewählt (HÄUSLER et al., 2021: 16). Das Bohrprofil ID 298 der Illmitzer Zicklacke in Abbildung 19 ist Referenzprofil-2 für die feinklastisch ausgebildete Illmitz-Formation. Durch die Datierung von Pflanzenresten aus dem hangenden Profilabschnitt der Flachbohrung ID 286 in der Oberen Hölllacke (Probe ID 286-4; vgl. Abbildung 23) mit einem kalibrierten Alter von ~8.100 BP wurde von HÄUSLER et al. (2021: 9-10) die Reichweite der Illmitz-Formation bis ins Holozän belegt. Eine Datierung älterer Pflanzenreste gelang in der Bohrung ID 313 der Lettengrube mit einem kalibrierten Alter von ~12.000 BP (HÄUSLER et al., 2021: 9, Probe ID 313-4; vgl. Abbildung 22). Die Mächtigkeit der seit der Riß-Eiszeit bis ins Holozän abgelagerten Sedimente der Illmitz-Formation variiert im Seewinkel beträchtlich. Aufgrund von Brunnenbohrungen ist seit TAUBER (1959a: 22) bekannt, dass grobklastische Ablagerungen im Neusiedler See – mit wenigen Ausnahmen – fehlen und im Waasen eine Mächtigkeit von maximal 30 Meter erreichen (vgl. ZÁMOLYI et al., 2016). Die Ausbildung des salzführenden Horizontes erfolgte im Riß/Würm-Interglazial (HÄUSLER, 2020) an der Basis der jungpleistozänen Illmitz-Formation. Er führte zur Entwicklung von Salz- und Alkaliböden, welche in der unmittelbaren Umgebung der Salzlacken verbreitet sind. Die nach NELHIEBEL (1986) für kalkhaltige Salzböden (vom Typ Solontschak-Solonetz) charakteristische Bodenform BF 26 mit kiesführenden Schluffen wurde im Profil ID 150 am Westrand der Sechsmahdlacke erbohrt (vgl. Abbildung 26). Westlich der grobklastischen Ablagerungen der Illmitz-Formation kam es im Würm zur Anlage des Neusiedler Sees, dessen Alter nach unveröffentlichten Forschungsergebnissen von Pal Sümegi mit 30.000 Jahren angegeben wurde (SÜMEGI & BOROS, 2013a: 33). Die Bezeichnung sodahaltiger Lackenschlämme der Darscholacke und des St. Andräer Zicksees als marine Neogenablagerungen durch STOJANOVIC et al. (2009: 227) ist unzutreffend. Die Illmitz Formation wird seit HÄUSLER (2020) als Ablagerung eines aderförmig verzweigten, anastomosierenden Fluss-Systems interpretiert, wie durch eine Faziesanalyse der quartären Ablagerungen in Kapitel 7 noch ausführlich begründet wird. Die Lithologie der neogenen und quartären Ablagerungen bedingt jedenfalls Vorkommen und Fließgeschwindigkeit des Grundwassers im Seewinkel.

2.3.2 Hydrogeologischer Überblick

Seit 1963 erfolgten im Abstand von 25-30 Jahren Neubearbeitungen der Hydrogeologie des Gebietes um den Neusiedler See. Nach den Arbeiten über die Genese der Mineralwässer von TAUBER (1963, 1965) erschien die zusammenfassende Arbeit über die geologischen Grundlagen der Mineral- und Heilwässer Österreichs von ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993). Nahezu gleichzeitig erschien auch der Forschungsbericht über die Hydrogeologie des Seewinkels von BOROVICZÉNY et al. (1992). Eine moderne Zusammenfassung über die Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs stammt von SCHUBERT (2015). ELSTER et al. (2016) redigierten die Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000 und die Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Mineral- und Heilwässer in Österreich 1:500.000 stammen von ELSTER et al. (2018a). Gleichzeitig verfassten ELSTER et al. (2018b) auch eine Zusammenfassung der Hydrogeologie und Hydrochemie aller österreichischen Mineral- und Heilwässer. Die Erläuterungen zur geologischen Themenkarte über Radionuklide stammen von BERKA et al. (2014). HUMER & STADLER (2015) untersuchten die Grundwässer des Seewinkels auf ihren Urangehalt. In einem Projekt des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Regionen und Wasserwirtschaft[6] wurden weitere Untersuchungen zur Herkunft des Urans in Grundwässern des Seewinkels durchgeführt (HUMER, 2019).

[6] Forschungsplattform "DaFNE": „Datenbank für Forschung zur Nachhaltigen Entwicklung".

Die nachfolgenden Angaben über die hydrologischen und isotopenhydrologischen Untersuchungen im Seewinkel sollen zum Verständnis der Problematik der Entstehung der schwebenden Grundwasserkörper A1x unter den Salzlacken sowie deren Wechselwirkung mit dem obersten regionalen Aquifer A1 beitragen. Im Rahmen eines zehnjährigen von 1980-1990 dauernden Projektes wurde vom Geotechnischen Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (BVFA) in Wien, gemeinsam mit dem Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der Technischen Universität Wien (TU) und grenzüberschreitend mit dem Forschungszentrum für Wasserwirtschaft in Budapest und der Wasserwirtschaftsdirektion Nordtransdanubien, eine Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedler See erarbeitet. Nach zahlreichen Einzelpublikationen, von denen die meisten in den Berichten des Biologischen Forschungsinstitutes in Illmitz erschienen sind, fasste die Arbeitsgruppe der Technischen Universität Wien um Johann Reitinger ihre hydrologischen Ergebnisse in zwei Forschungsberichten des Institutes für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft der TU Wien zusammen (BARANYI et al., 1985; HAAS et al., 1992). Gemeinsam mit den ungarischen Kollegen präsentierte die Arbeitsgruppe der BVFA-Arsenal um Dieter Rank die umfangreichen Ergebnisse isotopenhydrologischer Untersuchungen in einem weiteren Forschungsbericht der TU Wien (BOROVICZÉNY et al., 1992; vgl. BARANYI et al., 1994). Der Nachweis eiszeitlich meteorischer Grundwässer mit Verweilzeiten von bis ~40.000 Jahren ist nicht nur im Seewinkel (BOROVICZÉNY et al., 1992), sondern auch im Bereich des Steirischen Hügellandes und der oberösterreichischen Voralpenzone (GOLDBRUNNER, 1997) sowie südwestlich des Neusiedler Sees (BOROVICZÉNY et al., 1992) und in der Großen Ungarischen Tiefebene (DEÁK, et al., 1987; DEÁK, et al., 1989; DEÁK, 1995) erfolgt. Auch die Analysen stabiler Strontiumisotope in Verbindung mit den stabilen Umweltisotopen Deuterium und Sauerstoff-18 lässt vermuten, dass Niederschlagswässer aus dem Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (in eiszeitlichen Kälteperioden) bis in Thermalwasseraquifere in Tiefen von mindestens ~1.000 m gelangt sind (HÄUSLER et al., 2014; HÄUSLER et al., 2015; MYKHAYLYUK, 2016; TCHAIKOVSKY et al., 2019). Neuere Arbeiten über Grundwasseralter im Seewinkel stammen von KRALIK et al. (2014).

Im Seewinkel lassen sich nach HÄUSLER (2007, 2015) schematisch drei Grundwasserstockwerke (Aquifer A1 bis A3) unterscheiden. Den obersten Aquifer östlich des Neusiedler Sees (A1) bilden die quartären Ablagerungen der Illmitz-Formation. Als tiefster Aquifer (A3) wird das neogene Grundwasserstockwerk bezeichnet, in dem in ca. 1.000 m Tiefe salzhaltige Thermalwässer angetroffen wurden (Beispiel Seewinkeltherme südlich von Frauenkirchen). Aufgrund der ^{14}C-Datierungen von Tiefengrundwässern mit sehr niedrigen $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werten wurden diese von PAPESCH & RANK (2000) als eiszeitliche Niederschlagswässer eingestuft. Als mittleres Grundwasserstockwerk A2 werden die zwischen den Grundwasserstockwerken A1 und A3 gelegenen Aquifere des Pannoniums bezeichnet, in denen gespannte und artesisch gespannte Grundwässer erbohrt wurden. Auch diese wurden aufgrund ihrer sehr niedrigen $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte als eiszeitliche Niederschlagswässer interpretiert. Beispiele dafür sind CO_2-haltige Mineralwässer, wie etwa die Arteser in Neusiedl am See (HAAS et al., 1987, 1990, 1992) oder der Säuerling der St. Bartholomäusquelle in Illmitz.

Als wichtigstes Ergebnis dieser älteren Studien im Nördlichen Burgenland ist anzuführen, dass die Isohypsen des Grundwasserschichtenplans, die von 120 m über Adria (müA) um Frauenkirchen bis 114 müA zum Neusiedler See hin abfallen (Abbildung 2A), nicht bedeuten, dass Grundwasser des oberen Grundwasserstockwerkes A1 in den Seeuntergrund fließt. Die Begründung dafür lieferte die Auswertung von Daten des Grundwasserstands der Jahre 1960-1990 (MAHLER & REITINGER, 1986; BOROVICZÉNY et al., 1992; Cluster 1-3) sowie von Isotopenanalysen, die in der Folge kurz zusammengefasst werden. Unmittelbar östlich des

Neusiedler Sees, wo grobkörnige quartäre Ablagerungen weitgehend fehlen (HAAS et al., 1992: 17), weist die Flurabstandskarte von BOROVICZÉNY et al. (1992: 69) mit Werten bis maximal zwei Metern die geringsten Flurabstände auf. Im Bereich des westlichen Seewinkels war der Grundwasserstand nur geringen Schwankungen von weniger als einem Meter unterworfen (BOROVICZÉNY et al., 1992: 73; Cluster 1). In Handbohrungen am Ostufer des Neusiedler Sees wurden in der ungesättigten Zone in einem Meter Tiefe Grundwässer mit einem Wasseralter von 20-30 Jahren und älter als 30 Jahren angetroffen, wobei der Deuterium-Exzesses dieser Wässer auf einen starken Verdunstungseinfluss in den obersten 10 bis 20 Zentimetern hindeutete (BOROVICZÉNY et al., 1992: 89; Bohrungen HB 12, HB 13). Der Grundwasserstand im Bereich geringer Flurabstände am Ufer des Neusiedler Sees reagierte relativ rasch auf Niederschläge. Im Bereich der 5-15 Meter mächtigen Kiesablagerungen des zentralen Seewinkels verliefen bei Flurabständen von 2-4 Metern die Schwankungen des Grundwasserstandes mit 1-1,5 Metern etwas höher als in der Seerandzone (BOROVICZÉNY et al., 1992: 73; Cluster 2 + 4), wobei allein der Winteranstieg rund 1 Meter betrug. Im Bereich um Frauenkirchen trug der Niederschlag somit wesentlich zum Wasserhaushalt des obersten Aquifers A1 bei. Mittels Faktorenanalyse wurde von DREHER & REITINGER (1984) das Grundwasser des Seewinkels aufgrund von drei charakteristischen Grundwasser-Basisganglinien hydrologisch charakterisiert. Die Basis-Ganglinie von „Faktor 1“ war durch drei Einflüsse geprägt (1-3): rasche Versickerung von überwiegend Winterniederschlägen in das Grundwasser (1), starke Verdunstung mit Absinken des Grundwasserstandes (2) und Anstieg des Grundwasserspiegels in der niederschlagsfreien Zeit durch seitlichen Zufluß. Von BARANYI et al. (1985; 1994: 428) wurde das Gebiet mit der Faktorladung 1 als Grundwasserzone 1 bezeichnet. Diese Zone 1 deckt sich in der Seerandzone annähernd mit Cluster 1 der Clusteranalyse von BOROVICZÉNY et al. (1992), beinhaltet aber darüber hinaus noch im zentralen Seewinkel das Gebiet von Cluster 4 und überlappt noch Teile von Cluster 2 nach BOROVICZÉNY et al. (1992). Ein Vergleich dieser drei Grundwasserzonen mit den vier Grundwasserclustern ist insoferne schwierig, da daraus nicht hervorgeht, auf wievielen Grundwasser-Messstellen die unterschiedlichen Berechnungen beruhen. Nach DREHER & REITINGER (1984) sind die Wasserstandsganglinien der meisten untersuchten Lacken als Mischtypen von „Faktor 1“ und „Faktor 2“ anzusehen, wobei die Basisganglinie von „Faktor 2“ auch Niederschlagseinfluss zeigt, jedoch weniger stark als in Zone 1 und deutlich zeitversetzt. In niederschlagsarmen Perioden sinkt der Grundwasserspiegel der Lacken in Grundwasserzone 1, was sowohl durch Verdunstungseinflüsse als auch durch unterirdische Abflüsse in die Zone von „Faktor 2“ verursacht wird. Ein interessantes Beispiel ist die Lange Lacke, deren Ostteil sich nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 73) im Cluster 2 (mit etwas höheren Schwankungen des Grundwasserstandes als Cluster 1) und deren Westteil sich in Cluster 4 (mit relativ großen saisonalen Schwankungen des Grundwasserstandes) befindet. Nach DREHER & REITINGER (1984) befindet sich die Lange Lacke in Grundwasserzone 1 („Faktor 1“), verhält sich aber hinsichtlich des Grundwasserspiegels wie eine Lacke in der Grundwasserzone 2 („Faktor 2“). In der rund 6 km nördlich gelegenen Birnbaumlacke sind die Verhältnisse genau umgekehrt, sie befindet sich in der Grundwasserzone 2 („Faktor 2“), ihre Grundwassergangline entspricht aber jener der Zone „Faktor 1“. DREHER & REITINGER (1984) schlossen daraus, dass einzelne Lacken aufgrund unterschiedlicher Grundwasserganglinien ganz unterschiedlich auf Niederschlag und Verdunstung reagieren. Für die meisten der in Bohrlöchern und Brunnen des Seewinkels angetroffenen tritiumfreien Grundwässer, die nicht durch Niederschläge aus der Zeit der Kernwaffenversuche beeinflusst waren, wurde ein Wasseralter von über 50 Jahren angegeben. In Einzelfällen konnten längere mittlere Verweilzeiten mittels des Tritium-Exponentialmodells berechnet werden (BOROVICZÉNY et al., 1992: 48f., 87). In diesen Bereichen tritiumfreier Grundwässer fand somit keine für die Grundwasserneubildung bedeutende Versickerung von Niederschlagswässern statt. Das oberste Stockwerk des

Seewinkels (A1) enthält somit junge Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von einigen Jahren bis Jahrzehnten, die mehr oder weniger jahreszeitlichen Einflüssen unterliegen. Nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 91): ”*… kann somit vor allem in den seenahen Bereichen nicht von einem zusammenhängenden Grundwasserkörper gesprochen werden, sondern von einem mosaikartigen System von Wasserkörpern geringer horizontaler und vertikaler Ausdehnung, die infolge stark schwankender Durchlässigkeiten auf komplizierte Weise miteinander zusammenhängen und kommunizieren*.“

Die große Anzahl von artesischen Brunnen im Seewinkel wurde früher als Hinweis auf die Existenz eines ausgedehnten Grundwasserstockwerkes A2 interpretiert. Wie im Folgenden gezeigt wird, lässt sich die bisherige geohydrologische und isotopenhydrologische Bearbeitung der artesischen Wässer des Seewinkels in eine nördliche Zone, südöstlich von Neusiedl am See, und eine südliche Zone, im Bereich Illmitz-Apetlon, untergliedern. Weitere artesisch gespannte Grundwässer wurden in der Seerandzone südlich von Neusiedl und zwischen Podersdorf und Illmitz untersucht. Zahlreiche Brunnen mit artesischem Überlauf wurden nordöstlich des Neusiedler Sees in den Ortschaften Neusiedl am See, Weiden am See, Gols und Mönchhof angelegt. Nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 97) stammten diese artesischen Wässer aus Bohrtiefen zwischen 30 und 100 Metern. Isotopenuntersuchungen an Grundwässern einiger Brunnen und Bohrungen ergaben für die artesisch gespannten Wässer ein Alter von mehreren tausend bis zehntausend Jahren (BOROVICZÉNY et al., 1992: 82), was als deutlicher Hinweis dafür gewertet wurde, dass eine rezente Erneuerung dieser Wässer nur in einem äußerst geringen Umfang stattfand und stattfindet. Die Schüttungen der artesisch gespannten Wässer lag in der Größenordnung von 0,1 l/s und erreichte in wenigen Fällen etwa 1 l/s (HAAS et al., 1992).

Gegenüber den von TAUBER et al. (1959) dokumentierten 99 aus Bohrbrunnen frei ausfließenden artesischen Wässern hatte im Jahr 1985 bei 51 Brunnen der artesische Druck soweit nachgelassen, dass der freie Überlauf fehlte. So ging beispielsweise die Schüttung des Turmbrunnens von Neusiedl am See von 9 l/s im Jahr 1958 auf 1 l/s im Jahr 1985 zurück und betrug im Jahr 1989 nur mehr 0,67 l/s. Ferner ging die Schüttung des Artesers in der der Klosterschule („Kloster-Arteser“) in Neusiedl am See, die 1951 noch 35 l/s betrug, im Jahr 1953 auf 15 l/s zurück und ist im Jahr 1987 trocken gefallen (HAAS et al., 1992: 41). In einigen Fällen konnte der Rückgang der Schüttung eines Artesers eindeutig auf anthropogene Ursachen zurückgeführt werden. Die Aufzeichnung der Druckhöhe eines Artesers in Neusiedl am See dokumentiert beispielsweise eindeutig den Einfluss nahe gelegener gewerblicher Entnahmen aus dem Grundwasserstockwerk A2 (HAAS et al., 1992: 42). Die Temperaturen der artesischen Wässer im Bereich Neusiedl am See – Gols schwankten zwischen 12 °C und 14 °C und lagen damit deutlich über dem Jahresmittel der Lufttemperatur von 10 °C für die Station Neusiedl am See. Als Einzugsgebiet für diese nördlicher gelegenen Arteser wurde die Parndorfer Platte angenommen (HAAS et al., 1992).

Eine Reihe weiterer Arteser wurde südwestlich Illmitz und Apetlon für landwirtschaftliche Zwecke genutzt. Trotz ihrer gegenüber den Artesern von Neusiedl am See mehr als 10 Meter tieferen Geländeposition wiesen die Arteser im Bereich Illmitz-Apetlon etwa dieselbe Druckhöhe wie jene im Norden auf, sodass HAAS et al. (1992: 46) zu der Schlussfolgerung gelangten, dass sich ihr Einzugsgebiet nicht im Bereich der Parndorfer Platte, sondern im Bereich der südlich des Neusiedler Sees gelegenen Ikva-Platte befinden müsste (vgl. BOROVICZÉNY et al., 1992: 121). HÄUSLER (2007: 70) hielt dieser Auffassung entgegen, dass die Austrittshöhe artesisch gespannter Grundwässer mit einem hohen Gehalt an freier Kohlensäure nicht unbedingt durch die Druckhöhe des Einzugsgebietes, sondern auch durch einen „Gaslift“ verursacht worden sein könnte. Die mittleren Verweilzeiten der artesisch

gespannten Wässer südlich von Apetlon schwankten ebenfalls stark, wie bei Neusiedl am See, zwischen 300 Jahren und 32.000 Jahren, wobei das ^{14}C-Alter (A_0 = 85 % modern) des Artesers vom Sandeck mit 32.400 Jahren angegeben wurde (BOROVICZÉNY et al., 1992: 82; siehe Abbildung 2B in dieser Arbeit). Die Temperatur der artesischen Wässer in Raum Illmitz – Apetlon war deutlich höher als jene der nördlichen Arteser bei Neusiedl am See und schwankte zwischen 15 °C und 16 °C, wobei sowohl Angaben über die Bohrlochtiefen als auch über die Schüttungsmengen fehlen. Messungen der elektrischen Leitfähigkeit an artesischen Grundwässern wurden in den 1980er-Jahren nur in geringem Umfang vorgenommen und eine Tiefenzuordnung dieser artesisch gespannten Grundwässer ist noch ausständig. Wo südlich von Illmitz eine starke Ähnlichkeit zwischen den Schwankungen des Grundwasserspiegels im obersten Stockwerk A1 und in artesischen Brunnen in A2 festgestellt wurde, wurde von BOROVICZÉNY et al. (1992: 98) aufgrund der errechneten mittleren Verweilzeit des Grundwassers in A2 von bis zu 30.000 Jahren angenommen, dass es sich bei den Schwankungen des Grundwasserspiegels in A2 um eine Druckfortpflanzung aus dem oberflächennahen Aquifer A1 handelt.

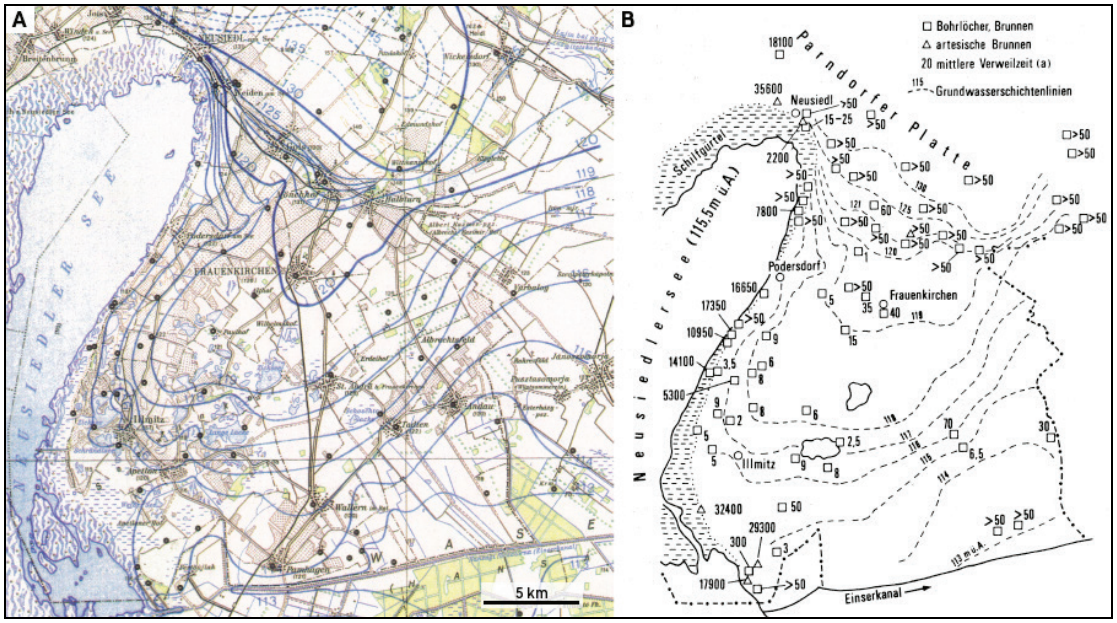

Abb. 2: A) Grundwasserschichtenplan in Meter über Adria (müA) vom 27. 10. 1986 (BOROVICZÉNY et al., 1992: 67). B) Schematischer Grundwasserschichtenplan vom Mai 1991 in müA mit mittlerer Verweilzeit der Grundwässer für einige Grundwasser-Messstellen, abgeschätzt aus ^{3}H-Messungen (Exponentialmodell) und ^{14}C-Messungen (BOROVICZÉNY et al., 1992: 87).

Zur Klärung der Frage einer Grundwasserzufuhr in Richtung Neusiedler See im Bereich der Zitzmannsdorfer Wiesen wurden von BOROVICZÉNY et al. (1983; 1992: 62, 83) in der Seerandzone südlich von Weiden im Abstand von je einem Kilometer fünf 20 m tiefe Rotationsbohrungen abgeteuft. Bei den parallel zum Seeufer erbohrten Profilen 821-825 handelt es sich generell um Abfolgen von mehrere Meter mächtigen Tonmergeln und Schluffen mit zwischengelagerten grundwasserführenden tonig-schluffigen Sanden bis zu kiesführenden Mittelsanden. Da Lignitlagen als Hinweis auf ein oberpannones Alter der Tonmergel und Schluffe gewertet wurden, sind die Aquifere mit artesisch gespannten Grundwässern in 10 bis 20 m Tiefe ebenfalls ins obere Pannonium zu stellen. Die Durchlässigkeitsbeiwerte der im Labor untersuchten, wassergesättigten Proben variierten von $7*10^{-10}$ für schluffige Lagen bis $8*10^{-6}$ für schwach kiesige, schluffige und sandige Lagen (BOROVICZÉNY et al., 1983). Für die nicht gespannten Grundwässer der obersten Wasserhorizonte in den Bohrungen 824 und 825 wurde ein Wasseralter von 10 Jahren

angegeben, für jene der Bohrungen 821 und 823 ein Alter von rund 30 Jahren. Für die ab etwa 7 Meter Tiefe angetroffenen artesisch gespannten Wässer in den Bohrungen 821, 822 und 823 sowie für das Grundwasser der Bohrung 825 wurden von BOROVICZÉNY et al. (1983; 1992: 83 f.) Wasseralter von 100 bis einigen 1000 Jahren angenommen. Da sich die gespannten und nicht gespannten Grundwässer dieser Bohrungen deutlich in ihrem $\delta^{18}O$-Wert unterschieden, wurde weder auf ein einheitliches Alter noch auf eine einheitliche Herkunft der Wässer in beiden Aquiferen geschlossen. Bei den in den Bohrungen der Zitzmannsdorfer Wiesen angetroffenen, artesisch gespannten Wässern handelt es sich somit um Grundwässer in oberflächennahen A2-Horizonten, die jedoch nicht mit den im Raum Neusiedl am See in größerer Tiefe erbohrten artesischen Grundwässern in hydraulischer Verbindung gestanden sind. Der rasche horizontale und vertikale Wechsel permeabler und stauender Schichten in den Bohrungen 821-825 konnte nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 62) durch geoelektrische Untersuchungen auch im gesamten Uferstreifen der Zitzmannsdorfer Wiesen belegt werden.

Am Ostufer des Neusiedler Sees wurden zwischen Podersdorf und Illmitz in mehreren Bohrlöchern (BL), in denen Wässer mit einem geringem Tritiumgehalt angetroffen wurden, ^{14}C-Altersdatierungen von Grundwässern durchgeführt. Während das Grundwasser von BL 11 aus einem in zwei Meter Tiefe erbohrten Aquifer ein Alter von 5.300 Jahren aufwies, wurde Grundwasser aus 8-13 Meter tiefen Bohrungen (BL 12, BL E, BL P2) mit rund 11.000 bis 17.000 Jahren datiert (Angaben mit A_0 = 85 % modern; BOROVICZÉNY et al., 1992: 81). Die berechneten ^{14}C-Alter waren wegen der Beprobung der Gesamtwassersäule jeweils Mischalter, wobei eine tiefenabhängige Altersverteilung nicht bekannt war. Sie zeigen jedoch, dass am Ostufer des Neusiedler Sees in den obersten pannonen bis quartären Ablagerungen, in Tiefen von 2 bis 13 Metern, kein einheitlicher artesisch gespannter Grundwasserkörper ausgebildet ist, sondern eine Vielzahl von Horizonten mit unterschiedlichen Wasseraltern vorliegen. Dieses Projekt über den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees belegte eindeutig, dass weder die in verschiedenen Tiefen angetroffenen Wässer des ersten Aquifers A1 noch jene des zweiten Aquifers A2 jeweils einen zusammenhängenden Grundwasserkörper bilden, sondern vielmehr ein Puzzle unterschiedlich vertikal und horizontal verbreiteter und unterschiedlich mächtiger Teilaquifere repräsentieren. Letztlich konnte aufgrund der Isotopenuntersuchungen ausgeschlossen werden, dass Grundwässer aus A1 und A2 in nennenswerten Mengen die östliche Seerandzone dotieren. Grundwasseraustritte aus A1 sind im nördlichen Seewinkel jedoch bekannt und werden beispielsweise über den Golser Kanal in den Neusiedler See abgeleitet. Auch der Thomasbrunnen südöstlich Podersdorf belegt (vermutlich als Schichtstauquelle) einen Überlauf aus einem oberflächennahen Aquifer der Illmitz-Formation.

Durch die Vorgaben der Wasserrahmenrichtlinie (WRRL 2000/60/EG, Art. 4 - Umweltziele) bzw. des Wasserrechtsgesetzes (WRG 1959 i.d.g.F., § 30c - Umweltziele für Grundwasser) wurde nach KRALIK et al. (2014) im Planungsraum „Leitha – Raab – Rabnitz“ (LRR) auch im obersten genutzen Grundwasserstockwerk des Seewinkels ein (statistisch) flächenhafter Überblick über den Chemismus und eine Abschätzung der Mittleren Verweilzeit (MVZ) des Grundwassers erzielt. Die Hydrochemie des obersten Grundwasserkörpers A1 kann im Piper-Furtak-Diagramm als erdalkalisch-sulfatisch charakterisiert werden. Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von Martin Kralik (vom 10. September 2022) variiert die elektrische Leitfähigkeit des Grundwassers in den meisten Messstellen der Porengrundwässer (PG)[7] im Seewinkel in der Messperiode 1996 bis 2022 zwischen 1.300 µS/cm (PG10003002,

[7] H_2O-Fachdatenbank, 2022. Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) BGBl. Nr. 479/2006 i.d.g.F., BMLFRW, Sektion VII/Abteilung 1 Nationale Wasserwirtschaft, Ämter der Landesregierungen.

Frauenkirchen) und 1.500 µS/cm (PG10002992, Apetlon) und der pH-Wert zwischen pH 7,1 (PG10003002, Frauenkirchen) und pH 7,5 (PG10002992, Apetlon). Die Chloridkonzentration im Grundwasser der beiden Messstellen variiert zwischen 50 mg/L und 100 mg/L. Einzige Ausnahme bildet im obersten regionalen Aquifer A1 des Seewinkels das Grundwasser der Messtelle PG10002702 südöstlich von Apetlon, in dem im selben Zeitraum der Chloridwert von 100 mg/L auf 200 mg/L und parallel dazu die elektrische Leitfähigkeit von 2.000 µS/cm auf 4.000 µS/cm ansteigt, während der pH-Wert von 8,5 auf pH 8 abnimmt. Wie die Isotopenwerte (siehe unten) vermuten lassen, ist die Änderung des Chemismus und des pH-Wertes auf dieser Messstelle auf Verdunstungserscheinungen zurückzuführen. Nach KRALIK et al. (2014: 83) variierten die δ^{18}O-Mittelwerte von 10 der 12 ausgewählten GZÜW-Messstellen im Grundwasserkörper GK100134 (Seewinkel) des Auswertezeitraums 2010-2011 zwischen -9,5 ‰ und -8,5 ‰ und lassen sich damit größenordnungsmäßig als aktuelle Niederschlagswerte interpretieren. Das fünfjährige gewogene Mittel des Niederschlagsstation Podersdorf (2008-2012) weist nach KRALIK et al. (2014: 83) einen Sauerstoff-18-Wert von -8,2 ‰ auf, während das frühere 10-Jahresmittel des δ^{18}O-Wertes dieser Station (1976-1985) nach RANK et al. (1991: 118) noch bei -9,4 ‰ lag. Die δ^{18}O-Werte von -8,5 ‰ bis -7,5 ‰ im Grundwasser der Messstelle PG10002702 südöstlich Apetlon lassen auf stärkere Verdunstungserscheinungen schließen (KRALIK et al., 2014: 83). Spezielle Untersuchungen über eine Dotierung von Lackenwässern durch das Grundwasser des ersten Aquifers A1 bzw. eine Dotierung des Grundwassers in A1 durch Lackenwässer wurden bisher an zwei Lacken des zentralen Seewinkels durchgeführt, nämlich im Bereich Lange Lacke und im Bereich des St. Andräer Zicksees.

2.3.2.1 Wechselwirkungen zwischen dem Grundwasser des obersten regionalen Aquifers und lokalen Grundwasserkörpern

Während die relativ flache Lange Lacke in einer Nationalpark-Bewahrungszone streng geschützt ist, dient der St. Andräer Zicksee seit Jahrzehnten als Badesee. Wie im Einzelnen gezeigt wird, besteht der Untergrund beider Lacken sowohl aus relativ stauenden als auch aus relativ durchlässigen Ablagerungen.

2.3.2.1.1 Hydrogeologische Verhältnisse der Lange Lacke

Zur Beantwortung der Frage, wie Grundwasser des ersten regionalen Aquifers A1 mit Lackenwässern der Salzlacken kommuniziert, wurden Anfang der 1990er-Jahre im Bereich der Lange Lacke umfangreiche hydrogeologische, geophysikalische und isotopenhydrologische Untersuchungen durchgeführt (STEINER, 1994, 2006; BELOCKY, 1991; BELOCKY et al., 1994, 1997, 1998; HÜBL et al., 1998). Abbildung 3A gibt nach BELOCKY et al. (1998: 8) eine Übersicht über das dichte Bohrprogramm, das zur Interpretation der bodenphysikalischen Untersuchungen diente. Aus der umfangreichen Studie von HÜBL et al. (1998) wurden im Folgenden zwei typische Geoelektrik-Profile vom Südwestrand der Lange Lacke für eine Interpretation der Werteverteilungen der geophysikalischen Messprofile ausgewählt. Die Profile 1 und 6 lassen bis in eine Tiefe von ~15 Metern die Überlagerung von relativ niederohmigen Ablagerungen mit Werten von 5-30 Ohm.m durch höherohmige Ablagerungen mit Werten von 30 bis über 80 Ohm.m erkennen. Durch die 10 Meter tiefe Bohrung LL22 (BELOCKY et al., 1998: Anlage 78), die von HÄUSLER et al. (2021: 16) als Typusprofil für grobklastische Ablagerungen der Illmitz-Formation ausgewählt wurde, lassen sich den hangenden, höherohmigen Profilbereichen von Profil 6 sehr gut sandig-kiesige Ablagerungen und den niederohmigen Profilbereichen an der Basis feinsandige Schluffe und Tone zuordnen. Ähnlich verhält sich die Interpretation von Geoelektrik-Profil 1, in dessen höherohmigen Partien nach der Bohrung LL18 Feinsande dominieren. Während aufgrund

der Mächtigkeitsverteilung quartärer Kiese am Ostrand des Neusiedler Sees nach TAUBER (1959a: 22) die niederohmigen Bereiche unter den 5-10 m mächtigen sandigen Kiesen als Schluffe und Tone des oberen Pannoniums interpretiert werden können, weist der oberflächennahe, horizontale Wechsel niedrig- bis hochohmiger Ablagerungen auf einen lithologischen Wechsel innerhalb der quartären Ablagerungen hin.

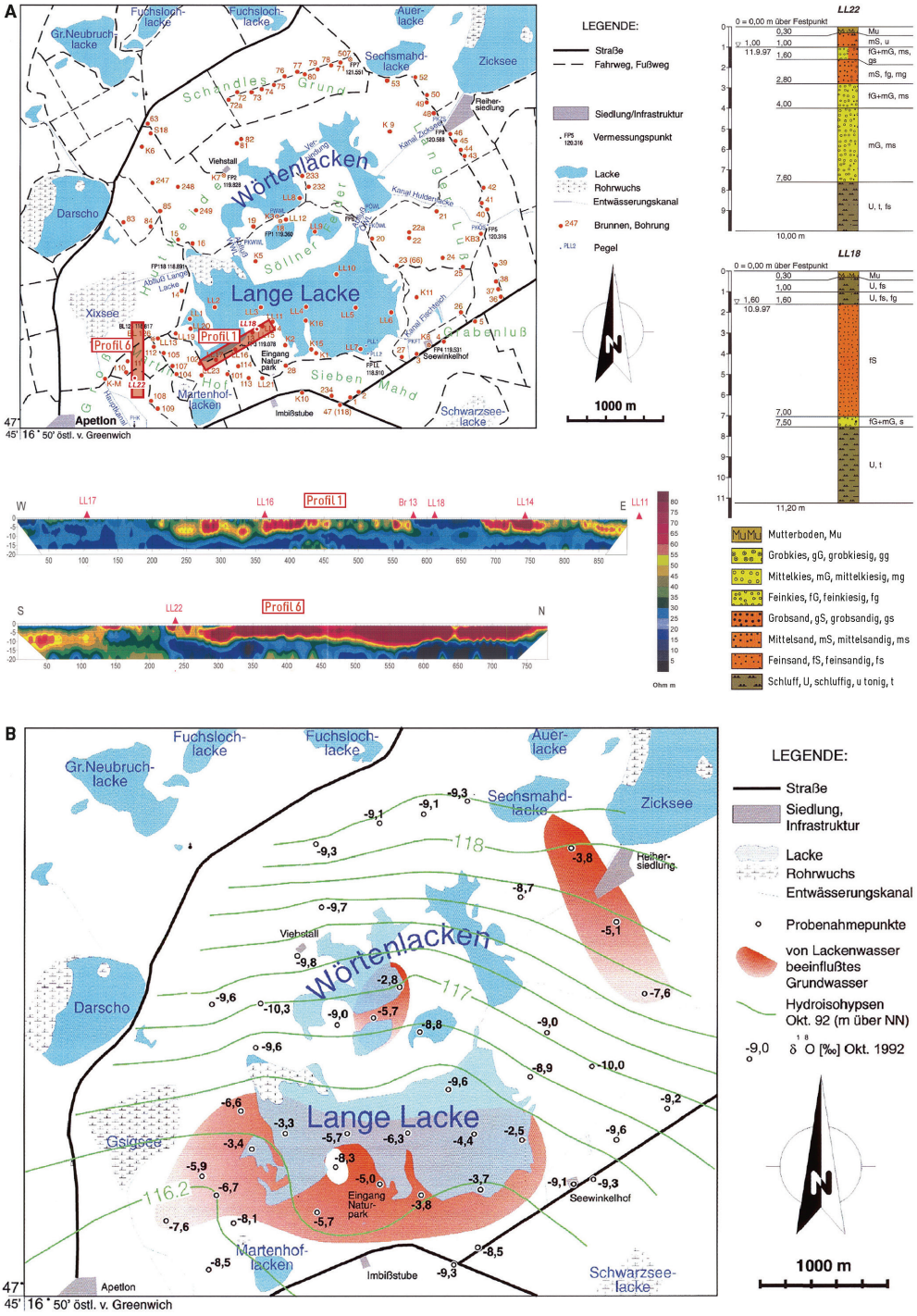

Abb. 3: A) Geoelektrische Tiefensondierungen und Bohrungen am Südwestrand der Lange Lacke. Übersichtskarte nach BELOCKY et al. (1998: 8) mit Geoelektrik-Profilen 1 und 6 nach HÜBL et al. (1998) in BELOCKY et al. (1998: Beilage 97) sowie Bohrprofilen L18 und L22 nach BELOCKY et al. (1998: Anlage 78 und 82). B) Durch Isotopendaten belegte Wechselwirkung zwischen Lackenwässern und Grundwasser im Bereich zwischen St. Andräer Zicksee und Lange Lacke im Oktober 1992 nach BELOCKY et al. (1998: Abb. 11).

Abbildung 3B lässt nach BELOCKY et al. (1998: 33) anhand der $\delta^{18}O$-Werte die Wechselwirkung zwischen Lackenwässern und dem Grundwasser des ersten Grundwasserstockwerkes A1 erkennen. Die Hydroisohypsen des Gebietes zeigen ein Gefälle der Grundwasseroberfläche von 118 müA südlich des St. Andräer Zicksees bis auf 116 müA südwestlich der Lange Lacke. Nach BOROVICZÉNY et al. (1992) beträgt der langjährige Jahresdurchschnittswert des Niederschlages -9.5 ‰, ein Wert um den auch die Messwerte des Grundwassers im regionalen Aquifer A1 schwanken. Im Gegensatz dazu zeigen die oberflächennahen Wässer im Abstrombereich des Grundwassers vom St. Andräer Zicksee sowie von den Wörtenlacken und der Lange Lacke $\delta^{18}O$-Werte von -2.5 ‰ bis -7 ‰, was auf eine starke Verdunstung der Lackenwässer hinweist. Zusammenfassend lässt sich für die Hydrogeologie der Lange Lacke feststellen, dass die Bohrungen und Korngrößenuntersuchungen, die Messung geoelektrischer Tiefenprofile, die flächenhaften geoelektrischen Kartierungen sowie die isotopenhydrologischen Untersuchungen bis 10 Meter Tiefe belegen, dass sowohl die Illmitz-Formation als auch die unterlagernden oberpannonen Sedimente aus einem kleinräumigen, vertikalen und horizontalen Wechsel feinklastischer und grobklastischer Ablagerungen mit wechselnder Durchlässigkeit bestehen und dass sich über stauenden, tonig-schluffigen Ablagerungen die flachen Salzlacken wie die Lange Lacke und die Wörtenlacken ausgebildet haben.

Weitere Untersuchungen über die wechselnde Beeinflussung des regionalen Grundwasserstroms A1 durch Lackenwässer und vice versa wurden im Bereich des St. Andräer Zicksees durchgeführt.

2.3.2.1.2 Hydrogeologische Verhältnisse des St. Andräer Zicksees

Im Bereich des St. Andräer Zicksees wurden von HÄUSLER et al. (2006) ähnliche Untersuchungen wie von BELOCKY et al. (1998) im Bereich Lange Lacke durchgeführt. Der St. Andräer Zicksee ist ein Badesee, dessen Wasserspiegel in Abhängigkeit von der Höhe des Grundwasserstandes im obersten regionalen Aquifer A1 größeren Schwankungen unterliegt. Zur Hebung des Seespiegels wurden 1991 an der Nordseite des Sees zwei leistungsfähige Pumpbrunnen errichtet (PB1 & PB2), von denen das aus dem Raum Frauenkirchen anströmende Grundwasser über einen Kanal dem See zugeführt wurde. Nach Durchführung eines Kurzzeitpumpversuches in den beiden Pumpbrunnen im Jahr 1991 wurde bereits im Amtsgutachten des Hydrographischen Dienstes angeführt (GAMERITH, 1991): „*Ergänzend hierzu darf bemerkt werden, dass der Absenktrichter zu den Brunnen 1 und 2 sich auch konstant nach Süden unter den Zicksee erstreckt. Wie bereits erwähnt, stellt sich die Grundwasseroberfläche in Höhe des Sohlniveaus des Sees ein. Diese Umstände deuten auf ein „im Kreis pumpen“ von aus der Seewanne und der Zuleitung (Hauptkanal) absickerndem Oberflächenwasser hin*.“ Trotz einer Dotierung des Sees mit einer jahreszeitlich festgelegten Konsensmenge von 170 l/s und einer Gesamtmenge von rund 2,2 Mio. Kubikmetern blieb die Wasserbilanz des St. Andräer Zicksees negativ (HÄUSLER et al., 2006; HÄUSLER et al., 2007a; BARTH, 2008).

Aufgrund der Erfahrungen, die mit geoelektrischen Messungen im Bereich der Lange Lacke und der Wörtenlacken von BELOCKY et al. (1998) erzielt worden sind, wurden zur Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse am St. Andräer Zicksee ebenfalls geoelektrische Tiefensondierungen durchgeführt. Diese ergaben hochohmige Widerstände der sandigen Kiese im Bereich der beiden im Jahr 1991 errichteten Pumpbrunnen nördlich des Sees sowie einen Übergang niederohmiger Widerstände westlich und südwestlich zu hochohmigen Ablagerungen östlich des Sees (Abbildung 4). Diese Widerstandsverteilung entsprach im Wesentlichen auch der Kartierung des Seerandes, dessen Ostufer im Bereich des Badestrandes sandig-kiesig ausgebildet war.

Wie bereits durch die Untersuchungen von BELOCKY et al. (1998) im südwestlichen Abstrombereich des St. Andräer Zicksees belegt (siehe Abbildung 3B), konnten auch HÄUSLER et al. (2006) für das in östlicher Richtung abfließende Grundwasser mit $\delta^{18}O$-Werten von -3.3 ‰ bis -2,4 ‰ einen Verdunstungseffekt nachweisen. Da die Messung der $\delta^{18}O$-Werte im Grundwasser der beiden Pumpbrunnen (gegenüber dem langjährigen $\delta^{18}O$-Wert des Niederschlages von -9,5 ‰) nur -7.3 ‰ ergab, schlossen die Autoren, dass das durch Verdunstungserscheinungen mit ^{18}O angereicherte und nach Osten abfließende Seewasser durch die beiden nördlicher gelegenen Pumpbrunnen wieder in den See zurückgepumpt wurde. Aufgrund der Interpretation der Deuteriumwerte ließ sich abschätzen, dass der Anteil des Seewassers, der durch den Absenktrichter der beiden Pumpbrunnen rückgepumpt wurde, ca. 30-40 % betrug (HÄUSLER et al., 2006). Damit entsprachen die Ergebnisse von HÄUSLER et al. (2006) sowie HÄUSLER et al. (2007a) den Schlussfolgerungen einer künstlich erzeugten Umläufigkeit des Grundwassers aus den Pumpversuchen von 1991, die auch durch die Grundwasser-Modellierung von BARTH (2008) belegt wurde.

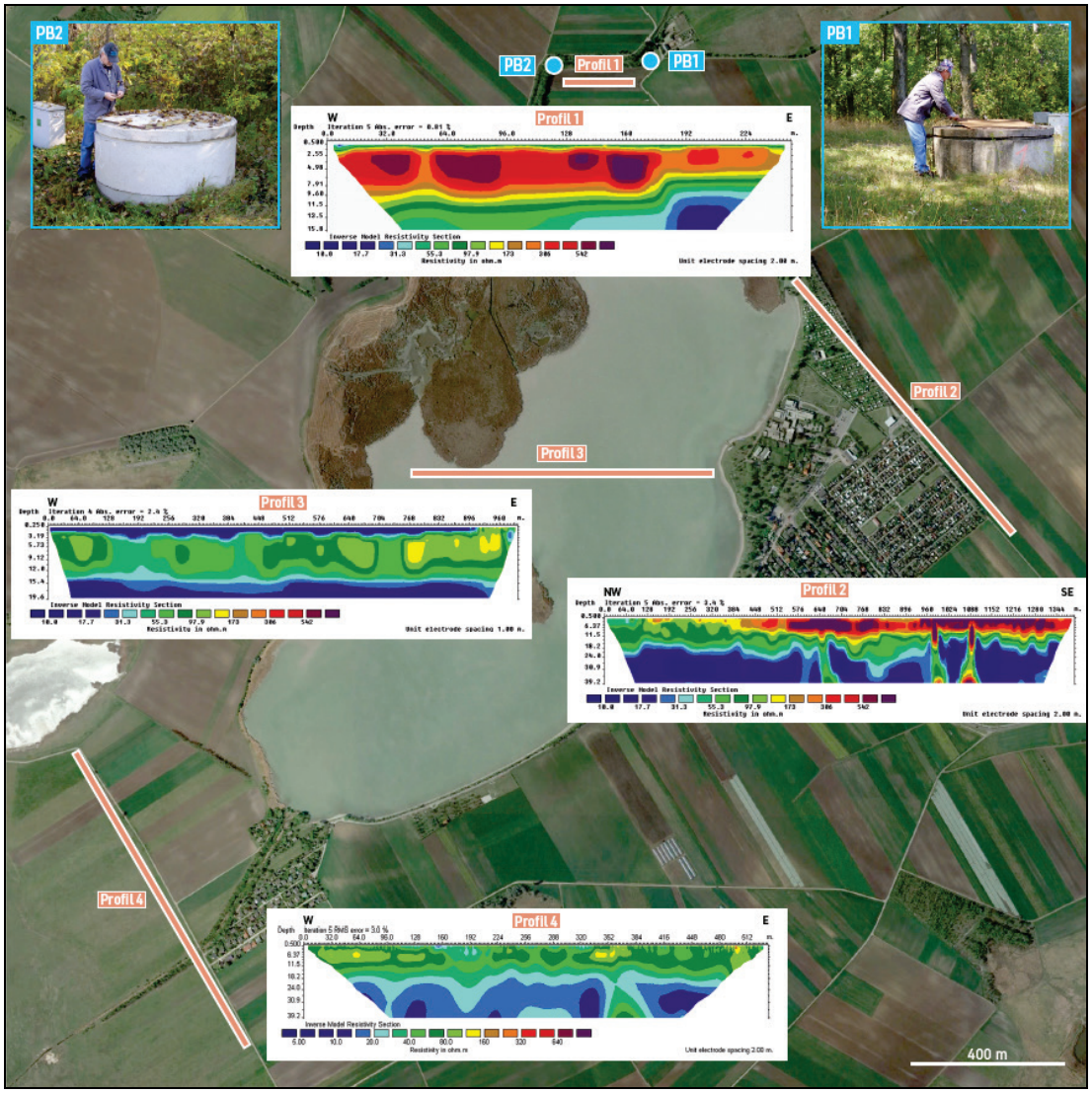

Abb. 4: Bis 30 m unter Gelände gemessene geoelektrische Widerstandsprofile im Umkreis des St. Andräer Zicksees. Höhere Widerstandswerte (rot bis orange) repräsentieren sandig-kiesige und niedere Widerstandswerte (grünlich bis blau) schluffig-tonige Ablagerungen (verändert nach HÄUSLER et al., 2006; Bildhintergrund: Google Earth).

Ein Großteil der beprobten Wässer in Tabelle 4 stammt aus lokal unter den Salzlacken ausgebildeten Grundwasserkörpern (A1x), die meist nicht direkt mit Grundwasser des obersten Grundwasserstockwerkes A1 in Verbindung standen. Diese in der wasserungesättigten Zone bestehenden räumlich begrenzten Grundwasserkörper werden nach HÖLTING & COLDEWEY (2009) als **schwebendes Grundwasser** („perched aquifer“) bezeichnet.

2.3.3 Hydrochemischer Überblick

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden zahllose hydrochemische Analysen von Oberflächenwässern, Brunnenwässern, mineralisierten Grundwässern und Thermalwässern aus dem Bereich des Neusiedler Sees veröffentlicht. Angaben darüber finden sich beispielsweise in TAUBER (1959d), TAUBER et al. (1959), FRITSCH & TAUBER (1959), KNIE (1959a, b), KNIE & GAMS (1958, 1960, 1962), TAUBER (1961a, 1963, 1965), CARLÉ (1975), ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993), WURM (2000), HÄUSLER (2007, 2010), SCHUBERT (2015), ELSTER (2018a, b), ELSTER et al. (2016; 2018a, b) sowie BOROS et al. (2013a, 2017). Ergebnisse neuerer hydrochemischer Untersuchungen im Seewinkel stammen von MILLERET (1999), KRACHLER et al. (2000) sowie MITTEREGGER (2008). Analysedaten von Seltenen Erden stammen von STOJANOVIC et al. (2009), DOBER & GRITZMANN (2014) sowie CUCULIĆ et al. (2016).

Über authigene Dolomitbildung im Schlamm des Neusiedler Sees berichteten schon WIEDEN (1959), SCHROLL & WIEDEN (1961) und SCHROLL (1979). Neuere Arbeiten dazu erfolgten durch ZÜNTERL et al. (2015) und FUSSMANN et al. (2020). Spezielle Untersuchungen über die temperierten Windener Quellen erfolgten durch MÜHLMANN (2015), KRALIK (2017) sowie KRALIK et al. (2019). Moderne Standardwerke über die Mineral- und Thermalwässer Österreichs stammen von SCHUBERT (2015), ELSTER et al. (2016) und ELSTER et al. (2018a, b).

Die wichtigsten Arbeiten für die Diskussion der isotopenhydrologischen Ergebnisse der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken sind neben der Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedler See von BOROVICZÉNY et al. (1992) jene über Wasseralter ausgewählter Grundwasserkörper im Seewinkel von KRALIK et al. (2014), die Erläuterungen zur Wasserisotopenkarte Österreichs von KRALIK et al. (2015) und die Arbeit über die Isotopenzusammensetzung natürlicher Wässer in Österreich von PHILIPPITSCH & HUMER (2018). Die Ergebnisse der neuen hydrochemischen Untersuchungen in den schwebenden Grundwasserkörpern des Seewinkels sind im Kapitel 5.2 zusammengefasst. Unentbehrlich für die ausführliche Diskussion der eigenen Projektergebnisse in Kapitel 8 war das Standardwerk über die Mineral- und Heilwässer Österreichs von ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993), das häufig auf die Genese der Mineral- und Thermalwässer von CARLÉ (1975) Bezug nimmt. Im Folgenden wird das Begriffsinventar mineralisierter Grundwässer vorgestellt, welches sich teilweise von jenem von TAUBER (1963, 1965) unterscheidet. Es handelt sich dabei um die Begriffe Salinität, Formationswasser, Tiefengrundwasser, konnates Wasser, Ionenaustauschprozesse, Thermalwasser und Säuerling.

2.3.3.1 Begriffsinventar mineralisierter Grundwässer

Als **Salinität** bezeichnet man den Salzgehalt eines Gewässers bzw. Wassers. Dieser Gehalt wird in Gramm Salz pro 1 kg Salzwasser oder in Promille angegeben (0,1 % = 1 ‰ und entspricht ~1 g pro Liter). Früher wurde dafür auch die dimensionslose Einheit PSU (Practical Salinity Unit) verwendet. Dabei entsprach 1 PSU 1 Gramm Salz je Liter bzw. 1 ‰ Salzgehalt.

Als Chlorinität wurde das Gesamtgewicht (g) der Chlorid-, Bromid- und Iodidionen (letztere umgerechnet auf Chloride) definiert, die aus 1 kg Meerwasser mithilfe von Silberionen ausgefällt werden können. Dabei entspricht die Salinität in ‰ etwa dem 1,8 fachen Wert der Chlorinität (in ‰)[8]. Süßwasser weist eine Salinität von deutlich unter 0,1 % auf und beim Brackwasser liegt die Salinität zwischen 0,1 % (1 ‰) und 1,0 % (10 ‰). Ab einer Salinität von über 1 % (10 ‰; 10.000-100.000 mg/L gelöste feste Stoffe) handelt es sich um Salzwasser, wobei hypersalinare Wässer beispielsweise von Binnenseen den mittleren Salzgehalt des Meerwassers mit >5% (50 ‰) deutlich übersteigen (ZULKA et al., 2006). Als Natrium-Chlorid-Wässer, die früher auch als Kochsalz-Wässer oder muriatische Wässer bezeichnet wurden, werden Mineralwässer bezeichnet, deren Kationen vorwiegend durch Natrium und deren Anionen vorwiegend durch Chlorid vertreten sind (MICHEL, 1997: 41). Die Salinität der Weltmeere variiert zwischen 3,3 und 3,7 Massenprozent des Meerwassers. Die Hauptbestandteile sind zu ~55 % Chlorid, ~31 % Natrium, ~8 % Sulfat und ~4 % Magnesium. Im Meerwasser gelöst sind Chlorid mit 18.980 mg/L, Natrium mit 10.556 mg/L, und von den anderen Halogeniden beispielsweise Bromid mit 65 mg/L (GARRISON, 2007). Die wichtigsten gelösten Salze des Meerwassers haben in den Weltmeeren den gleichen Anteil an der Salinität. Die Salinität des Mittelmeeres beträgt ~39 ‰ und die des Kaspischen Sees im Mittel ~13 ‰, wobei in der östlichen Bucht des Kaspischen Sees, der Kara Bugas Bucht, von WAGNER (1922: 450) sogar ein Salzgehalt von 16% erwähnt wird (Tabelle 1). Der Begriff einer **Sole** wird international unterschiedlich definiert. Nach MICHEL (1997: 196) wird als Sole allgemein eine höher konzentrierte wässrige Lösung von Kochsalz (NaCl) mit weiteren gelösten Stoffen bezeichnet. In der Balneologie gilt als Grenzwert 14 ‰ (14 g/L NaCl). Das Wasser des Toten Meeres ist beispielsweise eine fast 29%ige Sole. Bei einer Gesamtmineralisation der Sole in der Salzlagerstätte in Bad Reichenhall (Bayern) von >275.000 mg/L entfallen nach BUCHTA (1993) beispielsweise auf Natrium >100.000 mg/L und auf Chlorid >160.000 mg/L. Im englischen Sprachgebrauch wird eine 1-10%ige Sole als „salty water“ und eine über 10 %ige Sole als „brine“ bezeichnet.

Der Begriff **Formationswasser** wurde im Zusammenhang mit Erdöl- und Erdgaslagerstätten für Erdölbegleitwässer (Lagerstättenwässer) mit einem hohen Salzgehalt verwendet. Als Formationswässer wurden von SCHRÖCKENFUCHS (1975) marine Schlammwässer bezeichnet, deren ursprüngliche chemische Zusammensetzung dem Meerwasser ähnlich war und die diagenetisch durch Ionenaustauschprozesse verändert wurden. Unter der Annahme, dass die neogenen Gewässer ebenso zusammengesetzt waren, wie die heutigen, schloss ENGELHARDT (1960: 163), dass sich die ursprünglich im Sediment eingeschlossenen Lösungen in tiefer versenkten Ablagerungen wesentlich verändert haben müssen. Während die Natrium- und Chloridkonzentration von Erdölbegleitwässern größenordnungsmäßig der durchschnittlichen Meerwasserkonzentration entspach, unterschieden sich beispielsweise die Formationswässer des Erdölfeldes Matzen vom Meerwasser deutlich durch einen geringen Magnesium- und Sulfat- sowie durch einen hohen Jodgehalt. Nach ENGELHARDT (1960: 164) darf somit aus der Salinität von Formationswässern wegen der diagenetischen Um- und Neubildungen von Mineralien im Porenraum nicht auf die faziellen Ablagerungsbedingungen geschlossen werden. Bei der Diagenese von Sedimenten werden Tonschichten komprimiert und die in ihnen enthaltenen Porenlösungen allmählich ausgequetscht, sodass Porenflüssigkeiten in permeablere Ablagerungen migrieren (CHAPMAN, 1983). Indem Tone die Eigenschaft von semipermeablen Membranen entwickeln, verhalten sie sich gegenüber strömenden Salzlösungen als Anionensperre. Dadurch wird nach KÖLBL (1967: 80) eine ständige Erhöhung der Konzentrationen der Tiefengrundwässer bewirkt. Mit zunehmender Tiefe der Beckenabsenkung bzw. mit zunehmender Länge des Migrationsweges, entstehen auf diese Weise Tiefengrundwässer mit hoher

[8] https://de.wikipedia.org/wiki/Salinität (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

Salzkonzentration, in denen NaCl immer stärker dominiert (vgl. MICHEL, 1997: 204). Infolge verschiedener Geschwindigkeiten können sich dadurch in feinkörnigen Sedimenten Fronten unterschiedlich schnell wandernder Kationen ausbilden (ENGELHARDT, 1960: 148). Der großen Bewegungsmöglichkeit von Kationen in Porenaquiferen steht jedoch die Undurchdringlichkeit von Tonlagen für Anionen (wie z.B. Chlorid) gegenüber. Bei der Migration salzhaltiger Grundwässer weisen Tonminerale eine bemerkenswerte Eigenschaft auf, da sie als eine Art Membranfilter eine Sperre für Anionen bewirken können. Nach ENGELHARDT (1960: 146) sind Tone bei niedrigen Elektrolytkonzentrationen für Anionen undurchlässig, bei höherer Salzkonzentration nimmt jedoch die Beweglichkeit der Anionen in Tonen zu. Von TAUBER (1963, 1965: 279) wurde für die so genannten „Lagerstättenwässer“ des tieferen chloridischen und des höheren sulfatischen Grundwasserstockwerkes der „Mineralwasserlagerstätte Neusiedlersee“ der Begriff des **konnaten** Wassers eingeführt. Nach HERRMANN & BUCKSCH (2013: 647) bedeutet “connate water” “mit-geborenes” Wasser. Es wird daher auch als ursprüngliches Sedimentwasser, als bei der Sedimentablagerung eingeschlossenes Porenwasser oder fossiles Wässer bezeichnet, was sowohl für salzige und brackische Wässer als auch für Süßwasser gilt. Die Ölfeldwässer des Wiener Beckens sind nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 163) wohl mariner Herkunft, aber nicht als marine Wässer und somit auch nicht als konnate Wässer zu bezeichnen. Der Begriff vadose Wässer (vadosus = lateinisch für seicht) wurde für meteorische Wässer verwendet. Bei der Migration von chloridreichen Tiefengrundwässern nach der Aszendenz-Hypothese von FRITSCH & TAUBER (1959) und in der Folge von WURM (2000) aber auch im „Basement and basin origin of salts“-Konzept in Ungarn (MADL-SZŐNI & TÓTH, 2009) spielen theoretische **Ionenaustauschprozesse** eine wichtige Rolle. Nach MICHEL (1997: 41) sind Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer ($NaHCO_3$), die früher auch als alkalische Wässer bezeichnet wurden, ebenso durch Ionenaustauschprozesse entstanden wie Calcium-Chlorid-Wässer. Ionenaustauschprozesse werden nach MICHEL (1997: 113) überwiegend durch mikrobielle Prozesse verursacht. So erzeugen sulfatreduzierende Bakterien Schwefelwasserstoff und Eisenbakterien sorgen für die Anwesenheit oder das Fehlen von Eisen-2-Ionen. Ferner wird bei Ionenaustauschprozessen beispielsweise Magnesium durch Natrium ersetzt, was nach ENGELHARDT (1960: 164) die Bindung von Magnesium in diagenetisch neugebildeten Mineralien wie Dolomit und Chlorit erfordert, die beide als Neubildungen im Porenraum bekannt waren. Prinzipiell kann es auch beim Auspressen von Porenwässern und beim Einsickern von Niederschlagswässern zu einer Vermischung kommen, sodass im Aquifer Calcium- und Magnesiumionen gegen Natriumionen der Tonminerale ausgestauscht werden (MICHEL, 1997: 176).

Tabelle 1 gibt eine Übersicht über Salzgehalt und Chloridkonzentration des Atlantiks und des Mittelmeeres nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 199) sowie des Kaspisees und des Aralsees nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 183). Bei einem Salzgehalt von ~1/3 der Meerwasserkonzentration enthält der Kaspisee noch immer einen Chloridgehalt von über 5.000 mg/L Chlorid, was ~1/3 der Meerwasserkonzentration entspricht. In Tabelle 1 wurden einige Analysen von Formationswässern der Gösting-Domung nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 180f.) angeführt. Im Kapitel 8.1.1 wird über die Migration von Tiefengrundwässern im Nördlichen Wiener Becken näher erläutert, dass es sich bei den Ionenkonzentrationen der Gösting-Domung um eine Migration chloridreicher Lösungen und nicht um die Zunahme des NaCl-Gehaltes von Porengrundwässern mit der Tiefe bzw. mit dem Alter der Formationen handelt (siehe Abbildung 32).

Wasserprobe	Salzgehalt (‰)	Natrium (mg/L)	Chlorid (mg/L)	Sulfat (mg/L)
Atlantik	32,4	9.956	17.844	2.548
Mittelmeer	39	11.836	21.642	3.017
Kaspisee	13	3.211	5.460	3.120
Aralsee	11	2.530	3.850	3.410
Gösting „Unter Pannon-4"	1,3	455	127	1
Gösting „Sarmat-2"	4,8	1.768	1.622	6
Gösting „Sarmat-17"	30,6	11.575	17.425	6
Gösting „Torton-5"	27,3	10.126	15.171	676
Gösting Schlierbasis	20,3	7.112	15.291	73

Tab. 1: Salzgehalt in ‰ und Angaben der Konzentration von Natrium, Chlorid und Sulfat in mg/L des Meerwassers, des Kaspisees und des Aralsees im Vergleich mit Erdölbegleitwässern der Gösting-Domung im Nördlichen Wiener Becken nach KREJCI-GRAF et al. (1957).

Wasserprobe, Eluat	Cl/F	Cl/Br	Cl/J	Br/J
Meerwasser	13.570	292,5	386.000	1.300
Ölfeldwasser (NaCl-Typ)	5.000	333	500	1,5
Ölfeldwasser (Na-Ca-Cl-Typ)	50.000	200	12.500	62,5
Atmosphärischer Niederschlag (1963)	n.g.	30	330	11
Neusiedler See	**622**	**192**	**5.747**	**30**
Wulka bei Schützen	**26**	**97**	**4.217**	**47**
Mörbisch-1 („Carolina")	61.900	289	16.830	58
Purbach („Purgina")	15.150	3.145	38.500	12
Rust-1	34.400	387	4.997	13
Podersdorf Hölle („Sulfina")	1.382	452	32.800	73
Illmitz Bartholomäusquelle-Alt	958	165	521	3
Neusiedl BH-Arteser	92	(646)	485	(1)
Sandeck Arteser	192	480	960	2
Schützen a.G. Schwefelquelle	382	144	483	3
Deutschkreutz („Juvina")	1.015	295	2.380	8
Deutschkreutz („Esterhazy Bründl")	722	337	1.730	5
Sauerbrunn („Paul-Quelle")	194	551	1.700	3
Edelsthal („Römerquelle")	139	297	825	3
Leithaprodersdorf	200	721	1.753	2,4
Karbonatgestein (unkannter Herkunft)	0,45	24	125	5
Lumachelle von Walbersdorf (Badenium)	2	17	170	10
Ziegelton von Walbersdorf (Badenium)	12	15	380	26

Tab. 2: Halogenidgehalte von Wässern im Bereich des Neusiedler Sees im Vergleich mit Meerwasser und Ölfeldwässern nach SCHROLL (1965). Die Werte von Ölfeldwässern übernahm SCHROLL (1965: 121) nach Angaben von WHITE et al. (1963).

SCHROLL (1965) schlug zur Unterscheidung mineralisierter Grundwässer im Bereich des Neusiedler Sees von "echten" Erdölbegleitwässern die Analyse von Halogeniden vor (Tabelle 2), merkte aber an, dass zur Geochemie der Halogenide meist nur beschränkte

Datensätze zur Verfügung stünden. Die Konzentration und die Verhältniswerte der Halogenide des Meerwassers entsprachen beispielsweise nahezu völlig einer Analyse von Tiefseetonen und jene von Karbonatgesteinen waren größenordnungsmäßig gut mit marinen Tonen bzw. einer Lumachelle des Badenium aus der Ziegelei von Walbersdorf (nordöstlich von Mattersburg) vergleichbar (Tabelle 2). Als wichtiges Kriterium für die Unterscheidung chloridreicher Tiefengrundwässer von oberflächennahen Mineralwässern führte WURM (2000: 96ff.) das Na/Cl-Verhältnis sowie das Cl/SO_4-Verhältnis an. Demnach beträgt bei chloridreichen Tiefengrundwässern das Verhältnis von Na/Cl <1 und das Cl/SO_4-Verhältnis >1 während in oberflächennahen Mineralwässern das Na/Cl-Verhältnis >1 und das Cl/SO_4-Verhältnis durch Desulfurierungsprozesse Werte <1 erreicht. Dieses Kriterium des Na/Cl-Verhältnisses trifft jedoch nicht auf die im Nördlichen Wiener Becken angetroffenenen Formationswässer der Bohrung Gösting zu (Kapitel 8.1.1).

In Anlehnung an das Regelblatt 215 des Österreichischen Wasser- und Abfallwirtschaftsverbandes über Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen (ZETINIGG et al., 2010: 68) wird **Tiefengrundwasser** als Grundwasser in tieferen Schichten der Erdrinde definiert, das eine weiträumige Überlagerung durch Deckschichten, eine lange Aufenthaltsdauer im Untergrund und meist besondere physikalisch-chemische Eigenschaften aufweist und das aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch minder durchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltrationen von der Oberfläche alimentiert wird. In vorliegender Arbeit über die Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper wird für die Grundwässer des zweiten (artesisch gespannten) und dritten (thermalen) Grundwasserhorizontes der Begriff Tiefengrundwässer verwendet. Bei den im Seewinkel erbohrten Tiefengrundwässern handelt es sich jedoch nicht mehr um (original fossile) Formationswässer, da sie einerseits durch Ionenaustauschprozesse verändert und die Aquifere nach BOROVICZÉNY et al. (1992) durch eiszeitlich infiltrierte meteorische Wässer geflutet wurden. Nach PHILIPPITSCH & ELSTER (2016) gelten in Österreich Grundwässer ab einer Temperatur von 20 °C an der Entnahmestelle als **Thermalwässer**. Wassertemperaturen zwischen der mittleren Jahres-Lufttemperatur, beispielsweise der Station Neusiedl am See (im Mittel 11,1 °C; MÜHLMANN, 2015: 65), und 20 °C werden als subthermal bezeichnet. Die Kohlendioxid-haltigen Mineralwässer wurden von TAUBER (1965) als **Säuerlinge** bezeichnet. Als Trinksäuerling werden nach den österreichischen gesetzlichen Vorschriften Mineralwässer mit einem Gehalt von ≥ 250 mg/L und als „Badesäuerling“ mit ≥ 1.000 mg/L freiem Kohlendioxid bezeichnet (ELSTER et al., 2016). Das Schlusskapitel über die geogene Charakterisierung des Neusiedler Sees und des Seewinkels behandelt die Verbreitung und Ausbildung der Salzböden.

2.4 Verbreitung der Salzböden

Nach WOLFRAM (2006: 16) sind Salzstandorte mit Extrembiotopen in Ostösterreich weit verbreitet. Diese unterscheiden sich insofern, als sich etwa im nördlichen Weinviertel und in Baumgarten an der March sekundäre Salzböden entwickelt haben, während nach FRANZ (1960: 358) westlich des Neusiedler Sees und im Seewinkel primäre Salz- und Alkaliböden entstanden sind. Salzböden sind nach NESTROY (2015) durch höhere Konzentrationen wasserlöslicher (und pflanzenschädlicher) Salze in der Bodenlösung charakterisiert. Dazu zählen beispielsweise Soda (Na_2CO_3), Natriumhydrogenkarbonat (Natron, $NaHCO_3$), Natriumsulfat (Glaubersalz, Na_2SO_4) Natriumchlorid (Kochsalz, NaCl), Magnesiumsulfat (Bittersalz, $MgSO_4 \times 7H_2O$) und Calciumchlorid ($CaCl_2$). Unter natürlichen Verhältnissen werden solche Salzböden nur von salzliebenden und/oder salzresistenten Pflanzen (Halophyten) besiedelt. Salzböden mit hoher Soda- aber auch Magnesium-Sättigung wie beispielsweise die Bodentypen Solontschak, Solonetz und Solontschak-Solonetz werden

nach NESTROY et al. (2011: 84) als Sodaböden oder Alkaliböden bezeichnet. Sie unterscheiden sich im Salzgehalt, in der elektrischen Leitfähigkeit im Sättigungsextrakt, in der Na-Sättigung und im pH-Wert. Im Seewinkel kommen Solontschake zusammen mit versalzten Gleyen sowie versalzten Feuchtschwarzerden vor, Solonetze sind außerdem mit versalzten Niedermooren vergesellschaftet (NESTROY et al., 2011: 85). Vor ihrer Entwässerung fanden im Hanság Niedermoore eine weite Verbreitung, die sich aus Torfen entwickelt haben. Unter diesen Torflagen traten nach NELHIEBEL (1986: 52) salzführende Horizonte auf, die meist die weißlichen, vorwiegend silikatischen Kiese überlagerten. In der Übersichtstabelle der kartierten Bodenformen von NELHIEBEL (1986: 138) sind die Lackenböden flächenmäßig nicht enthalten, da die österreichische Bodenkartierung nur landwirtschaftlich genutzte Flächen erfasst. In vorliegender Arbeit werden jedoch die bis zu den Lackenrändern kartierten Salzböden auch als Bodenformen der Lackenböden bezeichnet.

Der Begriff Szikboden leitet sich von dem ungarischen Wort für Soda „szik" ab (WACHTEL, 1859) und war somit auch namensgebend für die sodahaltigen Zicklacken, beispielsweise die Illmitzer Zicklacke oder den Zicksee von St. Andrä am Zicksee. Die durch Verdunstungserscheinungen aus dem Grundwasser kapillar aufgestiegenen Salze wurden während der Trockenzeit hauptsächlich im obersten Horizont angereichert. Alkaliböden sind im feuchten Zustand breiig-klebend und nach dem Abtrocknen oft betonartig verhärtet und von tiefen Schwundrissen durchzogen (NESTROY, 2015). Im Weißalkaliboden (Solontschak) sind vor allem Soda und Magnesiumsalze angereichert, wobei es bei Austrocknung zu (weißen) Salzausblühungen kommt. Durch Entsalzung eines extremen Salzbodens kann ein Schwarzalkaliboden (Solonetz) entstehen, der durch Humusanreicherung sehr dunkel gefärbt ist. Die Entstehung der Salz- und Alkaliböden des Seewinkels ist an das Substrat eines salzführenden Horizontes gebunden. Den in zahlreichen Musterprofilen in 35 bis 70 cm Tiefe angetroffenen salzführenden Horizont beschrieben FRANZ & HUSZ (1961a: 61) folgendermaßen: „*Er ist ein lössähnliches, schluffreiches, reichlich Kalk enthaltendes Substrat, das in wechselnder Menge gut gerundete, oft intensiv gefärbte Quarzschotter enthält*". Er wurde östlich des Ruster Höhenzuges und südlich der Parndorfer Platte während einer semiariden Periode des Riß/Würm-Interglazials abgelagert (vgl. GHOBADIAN, 1966; HÄUSLER, 2020). Wie in Unterkapitel 5.1 über Korngrößenanalysen ausgewählter Lackenbohrungen näher ausgeführt, besteht der salzführende Horizont lithologisch aus Ton, Schluff und kiesführendem Schluff mit vereinzelten Sand- und Kieslagen. DOBER & GRITZMANN (2014: 65) analysierten Tonminerale in 10 Profilen, die nach den bodenkundlichen Karten von NELHIEBEL (1986) den salzführenden Horizont erschlossen. Sie enthielten häufig Illit und schlecht kristallisierten Kaolinit. Nur wenige enthielten Smektit (Darscholacke, Feldsee südöstlich von Illmitz und Sechsmahdlacke). Kaolinit trat in Spuren in Tonen unter der Arbesthaulacke, dem Feldsee und der Ochsenbrunnlacke auf. Mixed-layer Minerale wurden nur im Ton unter dem Warmsee angetroffen. Der Smektitgehalt der Tone war äußerst gering, was infolgedessen auch für den Montmorillonit gilt, welcher den Smektiten zuzuordnen ist. Möglicherweise ist die Salzführung der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken primär an die feinkörnigen Ablagerungen gebunden. Jedenfalls bildeten sich im Seewinkel über dem salzführenden Horizont die Salz- und Alkaliböden aus, die im Zuge landwirtschaftlicher Bodenkartierungen von HUSZ (1962, 1965), SOLAR (1981) und NELHIEBEL (1986) kartiert wurden.

Der etwa zwei Kilometer nordnordöstlich Apetlon gelegene, heute vollständig trocken gefallene Xixsee (auch Xix-See oder Gsigsee) und die nördlich von Illmitz gelegene, heute vollständig verlandete Krötenlacke (auch Einsetzlacke) wurden von FRANZ et al. (1937) für ihre detaillierteren bodenkundlichen Untersuchungen deswegen ausgewählt, da sie, im Gegensatz zu den meisten anderen Lacken, keine regelmäßige Zonierung der Vegetation in

konzentrischen Vegetationsringen um die tiefsten Teile der Lackenmulde erkennen ließ. Dies führten FRANZ & HUSZ (1961b: 70) darauf zurück, dass der salzführende Horizont in diesem Bereich erodiert worden war und somit Grundwasser des regionalen Aquifers A1 in der Lacke austrat. Emil Scherf war Chefgeologe der Königlich Ungarischen Geologischen Anstalt in Budapest und stellte in zahlreichen Bohrprofilen des Seewinkels fest, dass in beiden Lacken, dem Xixsee und der Krötenlacke ein salzreicher, erster Grundwasserhorizont über gering durchlässigen, lehmig-sandigen Schichten einen salzarmen, tieferen zweiten Grundwasserhorizont in sandig-kiesigen Sedimenten überlagerte (FRANZ et al., 1937: Profil I und III). Während in den Profilen des Seewinkels keine weiteren Untersuchungen zur Entstehung der Sodasalze durchgeführt wurden, veröffentlichte SCHERF (1935) seine Theorie über die Anlage eines salzführenden Horizontes im Riß/Würm-Interglazial der Umgebung von Debrecen, die auch auf den Seewinkel übertragen wird (Kapitel 8.5).

Geomorphologisch auffällig ist, dass die Salzlacken in der flachen Landschaft des Seewinkels längliche bis rundliche Senken von meist nur wenigen Dezimetern Tiefe bilden. Schon NELHIEBEL (1980) erwähnte, dass die Seewinkellacken von natürlichen Dämmen umgeben sind. Abgesehen von den Seen, die als Badeseen genutzt werden, beträgt die Wasserführung dieser Lacken in den Senken meist nur wenige Dezimeter und wird heute, wegen des relativ niedrigen Grundwasserstandes (des ersten Grundwasserstockwerkes) nahezu ausschließlich durch Niederschläge ergänzt. Für die Entstehung dieser Senken lassen sich natürliche Prozesse aber auch anthropogene Einflüsse anführen. Die Deflationstheorie erklärt, dass es während der Austrocknung der Salzlacken zu einer bedeutenden Ausblasung von feinkörnigem Material der Lackenböden durch den Wind gekommen ist (SAUERZOPF, 1956; LÖFFLER, 1982). Diese Hypothese wurde durch die Beobachtung von Staubstürmen während der letzten Austrocknung des Neusiedler Sees von 1866-1870 unterstützt (DOBESCH & NEUWIRTH, 1979). In Berichten über die Austrocknung des Neusiedler Sees wurde erwähnt, dass Salze als schneeweißer Belag auf dem eingetrockneten Schlamm zurückblieben, die nach TAUBER (1961a) mit dem Besen zusammengekehrt und fuhrenweise in die damals berühmten Seifenfabriken von Debrecen geliefert wurden. Darüber hinaus belegt auch die ehemalige Existenz von zwei Sodafabriken in Illmitz, dass in der Donaumonarchie große Mengen von Sodasalz aus dem Schlamm der Salzlacken gewonnen und in Illmitz für die Sodagewinnung sowie zur Herstellung von Seifen und Waschmitteln verwendet wurde (WEGLEITNER, 1974, 2000; LANG, 2006; vgl. Kasten in KRACHLER et al., 2012: 8). Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Alois Lang im Juni 2021 befanden sich um 1800 in der ehemaligen Sodafabrik in Illmitz rund 20 Sudbecken zur Gewinnung von Sodasalzen aus den Lacken (WEGLEITNER, 1974; ANONYM, 2000), die übrigens mit Torf aus dem Waasen/Hanság befeuert wurden. In seiner Arbeit über Ungarns Kurorte und Mineralquellen quantifizierte David Wachtel die Menge der in der wüstenartigen Ebene des Seewinkels (? jährlich) gewonnenen Sodasalze (WACHTEL, 1859: 41): „*Vergrössert erscheint diese Unzugänglichkeit noch durch die in der Umgebung sich ausbreitenden zahlreichen Natronteiche, Zicklaken genannt von dem ungarischen Worte szik, was Natron bedeutet, welche, wenn sie austrocknen, einen krystallinischen Niederschlag zurücklassen, der in den Sommermonaten gesammelt, in den fürstlich Esterházy'schen Sodasiedereien über 2000 Zentner reinen Natrons liefert*." Rechnet man nach den Angaben über alte österreichische Gewichte[9] einen Zentner in 56 kg um, dann entspricht die Menge von 2.000 Zentnern heute über 100 Tonnen Soda. Nach den Angaben von David Wachtel kann nur vermutet werden, dass es sich dabei um eine jährliche Mengenangabe gehandelt hat. Wie dem auch sei, bei derartigen Mengen hat der Abbau von sodahaltigem Schlamm in den Salzlacken des Seewinkels sicher auch zu deren Vertiefung beigetragen. Erwähnenswert ist, dass auch der

[9] https://de.wikipedia.org/wiki/Alte_Maße_und_Gewichte_(Österreich) (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

Schlamm des Zicksees von St. Andrä am Zicksee früher über Jahrzehnte hindurch als Heilschlamm Verwendung fand.[10] Eine Quantifizierung der Auswirkung natürlicher und/oder anthropogener Prozesse auf die Eintiefung der Salzlacken und somit Entstehung der Senken ist wegen fehlender Unterlagen jedoch nicht möglich.

Fazit: Seit der bodenkundlich-lithologischen Beschreibung des salzführenden Horizontes durch FRANZ & HUSZ (1961a: 61) und ihrem Hinweis auf die Bedeutung für die Entstehung der Salzböden des Seewinkels wurden Genese und Verbreitung dieses Horizontes nicht mehr näher untersucht. Auch wenn der salzführende Horizont bodenkundlich als Solontschak-Solonetz bzw. sandiger Lehm mit hohem bis sehr hohem Kiesanteil (NELHIEBEL, 1986) und lithologisch als kiesführender Schluff/Ton beschrieben wurde, so fehlt eine Identifizierung stark salzhaltiger Lagen in den Lackenprofilen. Auch Tonmineralanalysen von DOBER & GRITZMANN (2014) haben sich für eine Abgrenzung des salzführenden Horizontes nicht als zweckmäßig erwiesen. Da aber im Kapitel 5.4 über die hydrogeologischen Ergebnisse der erbohrten Grundwässer der Nachweis erbracht wird, dass hohe Salinitäten in schwebenden Grundwasserkörpern unter den Lacken vor allem an tonig/schluffige Ablagerungen gebunden sind, wird auf hohe Ionenkonzentrationen im Porenraum dieser feinklastischen Ablagerungen geschlossen. Die hypothetische Salzanreicherung im Seewinkel durch aufsteigende Tiefengrundwässer wird im Kapitel 8.2.3 noch ausführlich behandelt, die Theorie der Alkalibodenbildung nach SCHERF (1935) im Kapitel 8.5.

3. Die Aszendenz-Hypothese von FRITSCH & TAUBER (1959)

Die Vorstellung einer Migration chloridreicher Tiefengrundwässer aus marinen neogenen Ablagerungen entlang von Brüchen bis in oberpannone und quartäre Ablagerungen geht auf FRITSCH[11] & TAUBER (1959) sowie TAUBER (1959d, 1963, 1965) zurück und wurde als Aszendenz-Hypothese bezeichnet (aszendere = lateinisch für aufsteigen). Diese Hypothese beruhte auf mehreren Postulaten (a-d). Im Zuge der Prospektion auf Kohlenwasserstoffe im Seewinkel in den 1950er-Jahren wurden im Badenium so genannte Lagerstätten-Begleitgrundwässer mit NaCl-Vormacht erwartet. Da oberflächennähere Grundwässer überwiegend Sulfate und Soda führten, wurden NaCl-haltige Grundwässer in pannonen Ablagerungen als migrierte Tiefengrundwässer interpretiert (a). Entscheidend für die Interpretation der regionalen Vorkommen von Mineralwässern im Seewinkel war die vermeintliche geophysikalische Identifizierung und räumliche Abgrenzung einer so genannten Mineralwasserlagerstätte (b). Die Aszendenz NaCl-führender Tiefengrundwässer sollte entlang von Brüchen erfolgt sein, die im Zuge der Kohlenwasserstoff-Exploration bei seismischen Messungen bekannt geworden sind (c). Die aszendente Migration von konzentrierten NaCl-haltigen Formationswässern und die Mischung mit den überlagernden Grundwässern in Aquiferen des Pannoniums und Quartärs erforderte eine Änderung des Chemismus, die durch Ionenaustauschprozesse und biogeochemische Prozesse erklärt wurde (d). Dazu nachfolgende Angaben:

a) TAUBER (1965: 280) unterschied aufgrund hydrogeologischer und geochemischer Überlegungen im Untergrund des Neusiedler Sees zwei Grundwasserstockwerke. Er nahm an, dass sich im Neogenbecken des Neusiedler Sees fossile Natriumchlorid führende, so genannte „konnate“ Grundwässer in den tiefer gelegenen marinen

[10] https://de.wikipedia.org/wiki/Sankt_Andrä_am_Zicksee (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).
[11] Von Volker Fritsch erschien im Jahr 1949 ein umfangreiches Lehrbuch über „Grundzüge der angewandten Geoelektrik“ (FRITSCH, 1949). Fritsch war Vorstand der Dozentur für Geophysik an der Technischen Hochschule in Wien und behördlich befugter Zivilingenieur für Elektrotechnik.

Ablagerungen des unteren Stockwerkes befänden. Die oberflächennahen, jedoch primär alkalihaltigen und sulfatischen Grundwässer in pannonen Ablagerungen bezeichnete er als oberes Grundwasserstockwerk. Grundlegend für dieses Konzept könnte die Aufschlussbohrung Frauenkirchen-2 im Jahr 1936 gewesen sein, in der in einem Open-Hole-Test in über 1.800 m Tiefe ein Aquifer mit Salzwasser mit ~19.000 mg/L Chlorid angetroffen wurden (KOLLMANN & SHADLAU, 1994: 97). Ferner dürften auch schon die hydrochemischen Analysen der Erdölbegleitwässer im Neogen des Nördlichen Wiener Beckens von FRIEDL (1956a) und KÖLBL (1958) bekannt gewesen sein. Im Vergleich mit rezentem Meeresschlamm, der mit 50-60 g Salzgehalt pro Liter beträchtlich höher sein kann als der Salzgehalt des Meerwassers mit ca. 33 g pro Liter, nahm TAUBER (1965: 790) für marine Tone und Tonmergel des Neogens ursprünglich ebenfalls hoch konzentrierte Porengrundwässer an. Bezogen auf die neogene Schichtfolge wurde für Tonmergel des Badeniums ein primärer Salzgehalt von (mindestens) 36 ‰ bis 38 ‰ (3,6 % bis 3,8 %) und für Ablagerungen des Pannoniums der Molluskenzone E ein Salzgehalt von 10 ‰ (1 %) und des Pannoniums F noch von 6 ‰ (0,6 %) angenommen. Für die pannonen Tonmergel der Stufen G und H nahm TAUBER (1959d) noch geringe NaCl-Gehalte an und fasste zusammen: „*Wässer aus älteren, tiefliegenden Sedimenten sind also im Allgemeinen relativ chloridreicher als solche aus jüngeren und daher meist seichtliegenden Sedimentkomplexen*.“ Für die in der Bohrung Mörbisch-1 angetroffenen, mit 6.000 mg/L Chlorid hoch mineralisierten NaCl-Wässer nahmen FRITSCH & TAUBER (1959: 38) an: “… *dass es sich im Wesentlichen um in Sedimentporen eingeschlossenes und im Laufe der Zeit durch geochemische Vorgänge verändertes fossiles Meerwasser handelt*.” Die hydrochemischen Unterschiede der aus dem unteren in das obere Stockwerk migrierten NaCl-Wässer wurden auf Ionenaustauschprozesse zurückgeführt. TAUBER (1963: 786; vgl. TAUBER, 1965: 280) führte an: „*Infolge von lateraler, von Ost nach West gerichteter Migration der Mineralwässer in der Lagerstätte … sind die Sande am Westrand der Lagerstätte mit hochkonzentrierten Mineralwässern, die am Ostrand von niederkonzentrierten Mineralwässern, ja z.T. sogar mit Süßwasser erfüllt. Die Tone und Mergel hingegen, welche ihr Porenwasser nur in geologischen Zeiträumen zu wechseln vermögen, zeigen am Ostrand der Mineralwasserlagerstätte höherkonzentriertes, am Westrand relativ niederkonzentriertes Porenwasser*.“ Insgesamt wurde von TAUBER (1963) jedenfalls nur das obere, sulfatische Mineralwasserstockwerk als „Mineralwasserlagerstätte Neusiedlersee“ im engeren Sinne bezeichnet. Die Erwartungen, dass auch im Seewinkel, wie etwa im Nördlichen Wiener Becken, Begleitgrundwässer von Erdöllagerstätten angetroffen würden, haben sich jedoch nicht erfüllt.

b) Weiters basierte die von TAUBER (1959d) entwickelte Vorstellung einer hydrochemischen Stockwerksgliederung im Untergrund des Neusiedler Sees auf den unveröffentlichten Berichten über geoelektrische Tiefensondierungen des Geophysikers Volker Fritsch aus den Jahren 1957 bis 1959. An Land und mittels „Motorfloß“ im See wurden von ihm in einem Raster 400 Profile nach der Vierpunktmethode mit konstantem Elektrodenabstand gemessen und für eine Sondierungstiefe von 100 m ausgewertet (FRITSCH, 1961: 115; vgl. TAUBER, 1963). Die Bereiche mit den geringsten elektrischen Widerstandswerten von unter 20 Ohm.m (in 100 m Tiefe) wurden im zentralen Neogenbecken des Neusiedler Sees angeblich auf einer Fläche von >200 km^2 gemessen. Zur Interpretation dieser geringen Widerstandsanomalie wurde die im Jahre 1955 bis ~120 m Tiefe abgeteufte Bohrung Mörbisch-1 am Westrand des Neusiedler Sees herangezogen. Das Grundwasser der ursprünglich für die Trinkwassergewinnung niedergebrachten Bohrung enthielt in der Filterstrecke von 35-90 m Tiefe Natriumgehalte von über 8.000 mg/L, Sulfatgehalte von über 8.000 mg/L und

Chloridgehalte von ~6.000 mg/L (TAUBER, 1963: 791; GOLDBRUNNER, 1993b: 229). Aus der hohen Gesamtmineralisierung des Grundwassers in der Bohrung Mörbisch-1, sowie nahe gelegener Bohrungen, gelangten FRITSCH & TAUBER (1959: Übersichtskärtchen Tafel XI) zu der Schlussfolgerung, dass in 100 m Tiefe elektrische Widerstände unter 20 Ohm.m – mit Rekordminima von 2 Ohm.m – nur dort auftreten könnten, wo durch einen abnormal hohen Elektrolytgehalt des Porenwassers in den Schichtpaketen die elektrische Leitfähigkeit der Gesteinsmassen stark "hinaufgesetzt" würde. Den allgemein westgerichteten Trend der Abnahme des elektrischen Widerstandes in 100 m Tiefe von >50 Ohm.m auf <10 Ohm.m interpretierten sie, aufgrund des in der Bohrung Mörbisch-1 angetroffenen, hoch konzentrierten Grundwassers, als Zunahme der Ionenkonzentration von Tiefengrundwässern, die in westliche Richtung migriert sind. FRITSCH & TAUBER (1959) bezeichneten daher das >200 km^2 große Gebiet niedriger elektrischer Widerstände des oberen Grundwasserstockwerkes unter dem Neusiedler See als größte Mineralwasserlagerstätte Europas. Und TAUBER (1959d: 232) war überzeugt: *„Die bisher im Seewinkel niedergebrachten artesischen Bohrungen liegen durchwegs außerhalb dieser hochmineralisierten Gebiete. Soweit sie in Gebieten geringeren Mineralisierungsgrades liegen, wie die artesischen Brunnen am Sandeck bei Illmitz und Neudegg bei Apetlon, haben sie die höhermineralisierten Schichten durchteuft und fördern Wasser aus unterlagernden Süßwasserhorizonten. Geoelektrische Messungen … haben dies ganz klar erkennen lassen*." Diese Interpretation geoelektrischer Tiefensondierungen entspricht nach heutiger Auffassung jedoch einer Wunschvorstellung.

c) Im Zuge der Kohlenwasserstoff-Exploration im Seewinkel wurden durch seismische Messungen tiefreichende Brüche nachgewiesen. Dabei handelte es sich neben dem Neusiedler Bruch nördlich von Neusiedl am See mit einer Sprunghöhe von 200 Metern um die von TAUBER (1959c; 1963: 799) östlich des Neusiedler Sees nachgewiesene Bruchstaffel des Mönchhofer Bruches mit einer Sprunghöhe von insgesamt ca. 100 Metern. Konsequenterweise wurden die im Seewinkel in Sanden des oberen Pannoniums (der Zone F) erbohrten, gespannten und artesisch gespannten Grundwässer mit höheren Chloridgehalten als „Mischwässer" oberflächennaher Grundwässer mit einer Komponente entlang von Bruchlinien migrierter, chloridreicher Tiefengrundwässer interpretiert. Die auch noch in den späten 1970er-Jahren vertretene Vorstellung von Thermalwasseraustritten entlang der Störung im Neusiedler See (GATTINGER, 1979) wurde durch Isotopenmessungen von RANK (1986a, b) und in der Folge durch Temperaturmessungen der Wässer von „Kochbrunnen" durch HÄUSLER (2005) widerlegt.

d) Der Chemismus aller im Seewinkel bekannten, chloridreichen Grundwässer wurde nach der Aszendenz-Hypothese erklärt, obwohl TAUBER (1965: 286) anführte: *„Die tieferen Teile des unteren Mineralwasserstockwerks, die voraussichtlich hochkonzentrierten tortonischen connate waters (*= fossilen Wässer des Badeniums; Anm. d. Verf.*), sind bisher im Bereich der Mineralwasserlagerstätte Neusiedlersee noch nicht erschlossen worden*." Die hydrochemische Umwandlung fossiler Grundwässer in Ablagerungen des Pannoniums begründete TAUBER (1963, 1965) mit hydrochemischen Reaktionen bei Mischungsprozessen mit vadosen (meteorischen) Wässern und der Annahme von Adsorptionsprozessen, Diffusionsvorgängen, Ionenaustauschprozessen und mikrobiologischen Stoffwechselprozessen. Einige Aspekte dieser Aszendenz-Hypothese wurden von WURM (2000) wieder aufgegriffen, worauf im Kapitel 8.2.3 näher eingegangen wird.

4. Material und Methodik

In den Jahren 2013 und 2014 wurden 32 Handbohrungen in Salzlacken bis maximal 280 Zentimeter Tiefe abgeteuft. Für die Handbohrungen wurde ein Erdbohrer der Firma Eijkelkamp verwendet. Bei der Profilaufnahme wurde auf farbliche und korngrößenmäßige Unterschiede des Bohrguts, Kalkgehalt (mit verdünnter 5 %iger Salzsäure) sowie Wasserführung geachtet. Deutliche Korngrößenunterschiede von Ton, mehligem Schluff, Sand und kiesführendem Schluff/Ton wurden maßstabsgetreu aufgenommen, wobei die Erfassung der Tiefengenauigkeit bei einem Korngrößenwechsel bei ± 1 cm liegt. Neben der Entnahme von organischem Material für die ^{14}C-Datierung (HÄUSLER et al., 2021) konnten generell, bis zum Erreichen des lokalen Grundwasserhorizontes, Sedimentproben für tonmineralogische Untersuchungen und Korngrößenanalysen horizontiert entnommen werden. Mittels einem speziellen Schöpfgerät wurden bei Erreichen des Grundwasserspiegels Wasserproben entnommen. Die Messung der **elektrischen Leitfähigkeit**, des **pH-Wertes** und der Temperatur der in den Bohrlöchern angetroffenen Grundwässer erfolgte mit den handlichen Geräten der Wissenschaftlich Technischen Werkstätten WTW pH 320 und WTW LF 318 (Referenztemperatur 25 °C) mit denen gleichzeitig auch die Wassertemperatur gemessen wurde. Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen erfolgten 2014 im Labor des Departments für Umweltgeowissenschaften der Universität Wien. Im Jahr 2022 wurden noch 15 weitere, rückgestellte Grundwasserproben hydrochemisch analysiert. Von insgesamt 69 horizontiert entnommenen Sedimentproben aus 12 Lackenprofilen des Seewinkels wurden 64 Korngrößenbestimmungen durchgeführt (WEISS, 2015). Für die **Korngrößenanalysen** wurden je ca. 200 g Sediment mit Wasserstoffperoxid im Verhältnis 1:3 zur Entfernung der organischen Substanz so lange stehen gelassen, bis ein sichtbares Aufschäumen beendet war. Darauf erfolgte eine Nass-Siebung mit Sieben nach DIN-Norm der Größen 2, 1, 0,5, 0,125 und 0,063 mm. Anschließend wurden die Fraktionen im Trockenschrank bei 70 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet. Für die Untersuchung mittels Sedigraph wurden 20 (der 69 Sedimentproben) mit einem Korndurchmesser kleiner 0,063 mm ausgewählt. Zur Aufbereitung wurden je 2,5 g Probenmaterial in 40 ml Suspensionsflüssigkeit mittels Ultraschall dispergiert. Für die Auswertung wurden die Messdaten in das Sedigraph-Programm Windows Sedigraph 5100 eingegeben. Die Daten der Siebung und die Daten <0.063 mm wurden in Excel (Microsoft Office 2013) als Diagramme in Form von Kornsummenkurven dargestellt. Für die Berechnung der Kornsummenkurve ohne Sedigraph-Anteil wurden der Massenprozentanteil aus der Differenz der vollen und leeren Schalen (der Siebkorngrößen) ermittelt und aufsummiert. Für die Berechnung der Kornsummenkurve mit Sedigraph wurde ebenfalls aus der Differenz der vollen und leeren Schale je Probe der Massenprozentanteil ermittelt. Dann wurde bei der Fraktion kleiner 0,063 mm der Ton- und Schluffanteil durch den, mit dem Sedigraph ermittelten Massenanteil rückgerechnet. Die Kornsummenkurven der feinklastischen Sedimente in den folgenden Profilen decken somit einen Korngrößenbereich von >2 mm bis <0.0005 mm ab (WEISS, 2015).

In Ergänzung zu den isotopenhydrologischen Ergebnissen der Projektstudie von BOROVICZÉNY et al. (1992) wurde in den erbohrten Lackengrundwässern die Verteilung der **stabilen Umweltisotope** ^{2}H (Deuterium) und ^{18}O untersucht (MYKHAYLYUK, 2016). Für diese Analysen wurde im Department für Umweltgeowissenschaften der Universität Wien unter Anleitung von Mag. Christian Müllegger das Gerät der Firma Picarro Inc. verwendet. Alle Laborgefäße und anderen Geräte, die in Kontakt mit der Flüssigkeitsprobe kommen, werden aus synthetischen Polymeren hergestellt. Für die Probenvorbereitung wurden Polyethylen-Fläschchen und Polypropylen-Teströhrchen sowie Pipettenspitzen verwendet. Eine Waschprozedur umfasste 24 Stunden im 10 % Salpetersäurebad und 24 Stunden im 1 %

Salpetersäurebad. Nach der Spülung mit gereinigtem Wasser erfolgte die Lufttrocknung in einem Digestor in einer 100 % Reinraum-Werkbank. Standardverdünnungen wurden gravimetrisch mit einer Analysenwaage (Sartorius BP 210 D) hergestellt. Indium wurde als interner Standard zur Normalisierung für Messungen der Flüssigkeitskonzentration mittels der ICP-QMS ELAN DRC e CertiPUR® (Merck) benutzt (MYKHAYLYUK, 2016). Die von der Firma Picarro entwickelte Methode der „Wavelength Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy (WS-CRDS)“ nutzt einen Laser im nahen Infrarotbereich, um Isotopenverhältnisse von $^{18}O/^{16}O$ und $^{2}H/^{1}H$ aus flüssigen Wasserproben zu bestimmen. Die Gehalte an stabilen Umweltisotopen, wie ^{2}H und ^{18}O, werden nicht als Absolutwert angegeben, sondern als Verhältnis zum häufigsten Isotop der jeweiligen Spezies angegeben. Zur besseren Vergleichbarkeit wird die Messung auf einen Standard mit bekannter Absolutkonzentration der Isotopen bezogen. Der international gebräuchliche und von der Internationalen Atomenergiebehörde (IAEA) herausgegebene Standard für ^{18}O und ^{2}H in Wässern wird als VSMOW („Vienna Standard Mean Ocean Water“) bezeichnet. „Vienna“ steht beim VSMOW für den Sitz der IAEA. Gemessene Werte werden in der Delta-Notation angegeben (CLARK & FRITZ, 1997; R = ratio von $^{18}O/^{16}O$), wobei:

$$\delta^{18}O \text{ (in ‰)} = (R_{sample}/R_{reference} - 1) * 1.000$$

und als $R_{reference}$ der von der IAEA festgelegte Standard (Referenzwert) bezeichnet wird. Ein positiver $\delta^{18}O$-Wert in ‰ zeigt an, dass die schwerere Isotopenspezies (^{18}O) in der Probe gegenüber dem VSMOW-Standard angereichert ist. Bei einem negativem $\delta^{18}O$-Wert ist die Probe relativ zum Standard an dem schweren Isotop abgereichert. Die Präzision des verwendeten PICARRO L2120-i δD und $\delta^{18}O$ Analyzers liegt laut Herstellerangaben für $\delta^{18}O$ bei 0,1 ‰ und für $\delta^{2}H$ bei 0,5 ‰. Die CRDS ist eine direkte Messmethode, mit der Ergebnisse aus reinen Wasserproben gewonnen werden können, die somit in ihrer Genauigkeit mit denen eines Massenspektrometers vergleichbar sind (STADLER, 2011). Definitionsgemäß beträgt sowohl den $\delta^{18}O$-Wert als auch den $\delta^{2}H$-Wert für Meerwasser ±0 ‰. Der durch die kinetische Isotopenfraktionierung während einer Verdunstung verursachte Deuteriumexzess (d-Exzess) wird definiert als $d = \delta^{2}H - 8 \times \delta^{18}O$ (FROEHLICH et al., 2008).

Für die **hydrochemischen Untersuchungen** erfolgte zuerst die Bestimmung von Hydrogenkarbonat mittels der automatischen Dosiereinheit der Firma METROHM 800 Dosin ermittelt (DOBER & GRITZMANN, 2014). Die Messung der Kationen und Seltenen-Erd-Elemente (SEE) der bei der Probenahme mit verdünnter Salpetersäure angesäuerten Wässer erfolgte mittels induktiv gekoppelter Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) der Firma Agilent Technologies 77 Series ICP-MS sowie mittels Optischer Emissions-Spektrometrie (ICP-OES) der Firma Perkin Elmer OES Optima 5300 DV. Die Bestimmung der Anionen erfolgte mittels Ionenchromatographie (IC) am Ionenchromatograph ICS-1000 der Firma Dionex. Im folgenden Kapitel 5 werden die Ergebnisse von Korngrößenanalysen der in Handbohrungen entnommenen Lockergesteine, von isotopenhydrologischen Untersuchungen der in den Bohrungen angetroffenen Grundwässer sowie von hydrochemischen und hydrophysikalischen Messungen der Grundwässer von schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken behandelt.

5. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Korngrößenanalysen ausgewählter Lackenbohrungen (Kapitel 5.1), der hydrochemischen Untersuchungen (Kapitel 5.2), der isotopenhydrologischen Untersuchungen (Kapitel 5.3) sowie die hydrogeologische Auswertung kleinräumiger und isolierter Aquifere in der ungesättigten Zone (Kapitel 5.4) geben einen Einblick in einen Grundwassertyp, der im Seewinkel bisher völlig unbekannt war. Aufgrund der Datenlage wurden für die Korngrößenanalysen teilweise andere Bohrprofile ausgewählt als für die hydrologischen Untersuchungen. Tabelle 3 gibt eine Übersicht, von welchen Bohrungen das Material sedimentpetrologisch und in welchen Bohrungen das Grundwasser näher untersucht wurde.

	Salzlacke	Profile für Korngrößenanalysen	Profile für Grundwasseruntersuchungen
Westlicher Seewinkel	Illmitzer Zicklacke	**ID 243** **ID 280** **ID 296** **ID 297** ID 305	**ID 243** **ID 280** **ID 296** **ID 297** ID 298
	Albersee	ID 050 ID 294 ID 295	
	Südlicher Silbersee	**ID 302**	**ID 302** ID 303 ID 304 ID 310
	Oberer Stinkersee	**ID 259** **ID 270** **ID 290**	ID 244 **ID 259** **ID 270** **ID 290**
	Lettengrube	**ID 312**	ID 291 ID 311 **ID 312** ID 313
	Obere Hölllacke		ID 284 ID 285 ID 286 ID 287 ID 289
	Podersdorfer Lacke	**ID 251**	**ID 251** ID 273
Zentraler Seewinkel	Kühbrunnlacke	**ID 267** **ID 268** ID 272 ID 274 **ID 275** ID 276	**ID 267** **ID 268** **ID 275**
	Sechsmahdlacke	ID 276 ID 277 ID 279	ID 151 ID 278
	Badelacke	ID 264	
	Moschadolacke	ID 307	

Tab. 3: Übersicht der Profile von Salzlackenbohrungen (ID) im westlichen und zentralen Seewinkel an deren Material Korngrößenanalysen und in denen Grundwasseruntersuchungen durchgeführt wurden. ID-Profile in Fettdruck wurden für beide Untersuchungsmethoden herangezogen.

5.1 Korngrößenanalysen von Bohrkernmaterial ausgewählter Lackenbohrungen des Seewinkels

In Abbildung 5 wurden jene zehn Lokalitäten eingetragen, von denen Kornsummenkurven des Bohrkernmaterials ausgewertet wurden. Es handelt sich dabei (im Uhrzeigersinn) um die Illmitzer Zicklacke, den Albersee, den Oberen Stinkersee (auch Oberstinkersee), die Kühbrunnlacke, die Sechsmahdlacke und die Moschadolacke (auch Moschato-Lacke) östlich von Apetlon. Je bearbeiteter Lacke wurden in einem Satellitenbildausschnitt die Bohrpunkte mit ihrer „ID“ lagegetreu eingetragen. Die Korngrößenanalysen von Sedimentmaterial aus diesen Bohrprofilen werden nach Weiss (2015) in Massenprozenten (M.-%) wiedergegeben. Für jede dieser Lacken wird abschließend kurz die von den Korngrößen abhängige Grundwasserführung charakterisiert.

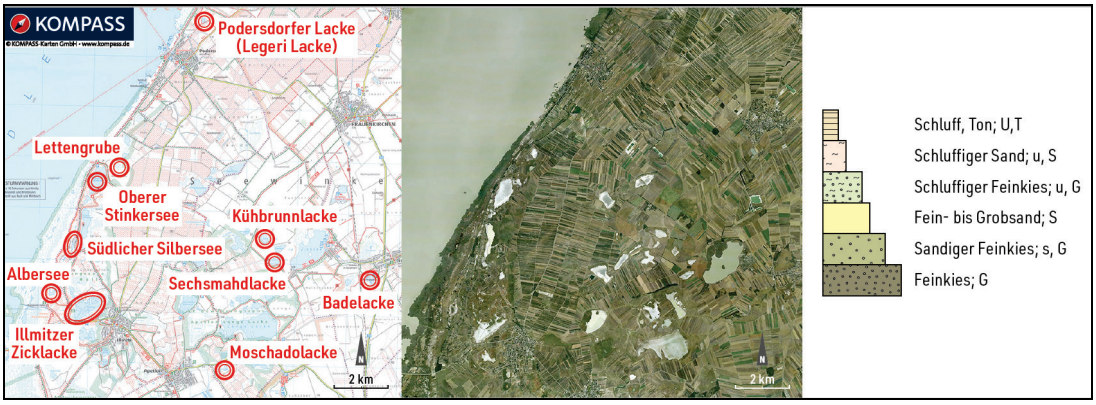

Abb. 5: Lokalitäten von Salzlacken, von denen Kornsummenkurven des Bohrkernmaterials bestimmt wurden. Kartengrundlage: Ausschnitt aus KOMPASS Wanderkarte WK 215 Neusiedler See (© Kartografie KOMPASS-Karten GmbH, Lizenz-Nr. 17-0522-LAB). Satellitenbild des Kartenausschnittes von Google Earth für Ausschnittsvergrößerungen (© 2001 CNES/Airbus, Maxar Technologies). Die Legende der Lockergesteine wird in nachfolgenden Abbildungen für die Bohrprofile verwendet.

5.1.1 Illmitzer Zicklacke

Von den randnahen Lackenbohrungen wurden sechs Handbohrungen für Kornsummenanalysen der Bohrkerne ausgewählt. Aufgrund der guten Bohrbarkeit der schluffig-tonigen Sedimente und des Fehlens stärkerer Grundwasserzutritte konnte unter der Illmitzer Zicklacke bis 2,8 m Tiefe gebohrt werden. Wie in den Profilen ID 298, ID 243 und ID 280 der Abbildung 6 ersichtlich, überwiegen am Westrand der Illmitzer Zicklacke anteilsmäßig tonige und schluffige Lagen. In den tiefsten Lagen des 2,0 m tiefen Bohrprofils ID 243 dominieren die blaugrünen bis schwarzen Tone und Schluffe mit ~87 Massenprozent (ID 243-6) bzw. bei einem Anstieg des Sandanteils mit ~71 M.-% (ID 243-5). In etwa einem Meter Tiefe wurde in dem tonig-schluffigen Profil ID 243 eine 20 cm mächtige Lage mit 30 M.-% Sand und 14 M.-% Feinkies angetroffen (ID 243-4). Der höhere sandig-feinkiesige Gehalt hält auch in Probe ID 243-3 noch an, nimmt aber in der Probe ID 243-2 bei einem Schluff- und Tonanteil von 70 M.-% stark ab. Im unmittelbaren Lackenuntergrund (ID 243-1) dominieren Schluff und Ton mit 93 M.-%. Das wenige Zehnermeter nördlicher gelegene, 2,4 m tiefe Profil ID 280 zeigt im unteren Abschnitt in den Proben ID 280-4 bis ID 280-2 im Prinzip einen ähnlichen Schluff- und Tongehalt wie Profil ID 243, geht aber in einer Bohrtiefe von 50-70 cm (ID 280-1) in einen schluffigen Feinsand mit 38 M.-% Feinsandgehalt über. In dem 2,8 m tiefen Bohrprofil ID 305 folgt über einer tieferen, tonig-schluffigen Entwicklung (ID 305-6, ID 305-5) in einer Tiefe von 1,2 m bis 1,4 m eine graue kiesige und schluffige Lage (ID 305-3), deren Kornsummenkurve an Sand und Feinkies ~10 M.-%, Schluff ~75 M.-% und Ton ~14 M.-% beträgt. Im Lackenuntergrund (ID 305-1) besteht die Kornsummenkurve aus ~28 M.-% Sand und Feinkies, ~43 M.-% Schluff und ~28 M.-% Ton.

Das vierte, über zwei Meter tiefe Bohrprofil am Westrand der Illmitzer Zicklacke ID 298 besteht basal (ID 298-3 und ID 298-2) aus einer schluffig-tonigen Abfolge mit einem Schluff- und Tongehalt von ~80 Massenprozent, einem Feinsandanteil von ~15 M.-% und einem Feinkiesanteil von etwa ~2%. Die Korngrößenverteilung der obersten 40 cm besteht aus ~68 M.-% Schluff und Ton mit einem hohen Anteil an Feinsand von ~27 M.-% und zu ~5 M.-% aus Kies, Mittel- und Grobsand. In den beiden östlicher gelegenen Bohrprofilen der Illmitzer Zicklacke ID 296 und ID 297 stehen vergleichsweise nur ca. einen Meter tiefe Profilabschnitte zur Verfügung.

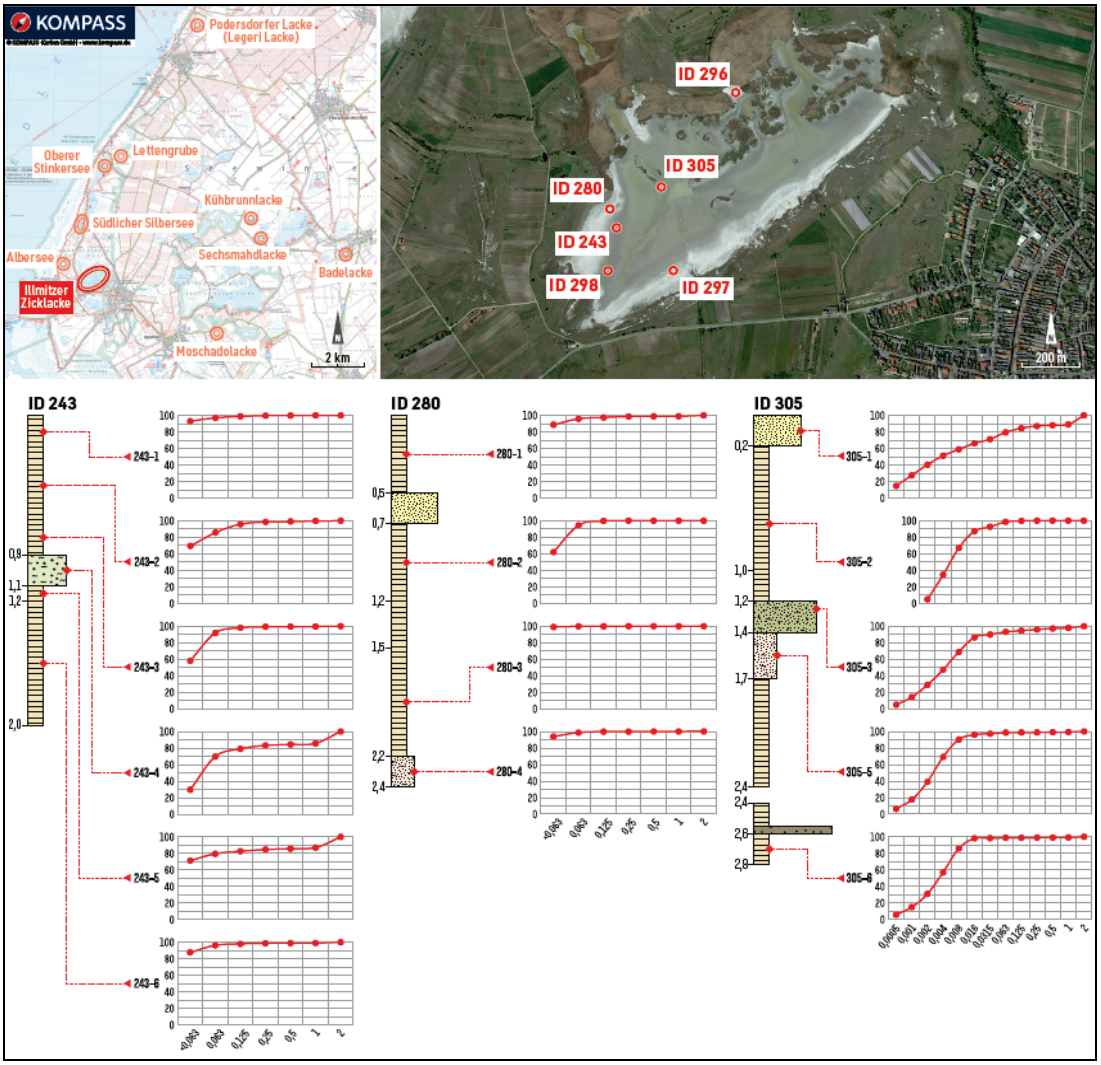

Abb. 6: Bohrprofile im Bereich der Illmitzer Zicklacke mit Kornsummenanalysen nach WEISS (2015). Über eine Distanz von 1.000 Metern dominieren im Lackenuntergrund bis 2 m Tiefe Schluff und Ton mit feinsandigen Lagen (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Die Kornsummenkurve in Profil ID 296 besteht basal (ID 296-4) aus ~42 M.-% Grobkies, der in kiesigen Sand (ID 296-3) übergeht und mit einer 60 cm mächtigen schluffig-tonigen Lage abschließt. Die Kornsummenkurve von Probe ID 296-2 besteht aus ~76 M.-% Schluff und Ton mit ~23 M.-% Sand und Feinkies. Das einen Meter tiefe Profil am Südufer der Illmitzer Zicklacke (ID 297) wird basal von Sand dominiert (ID 297-4 und ID 297-3). In der darüber folgenden Lage (ID 297-2) ist das Verhältnis von Ton/Schluff zu Sand/Kies etwa 50:50. Die obersten 30 cm bis zum Lackenboden weisen mit ~93 M.-% einen hohen Sand- und Kiesgehalt und mit ~7 M.-% nur einen sehr geringen Ton- und Schluffgehalt auf.

Bei den Ablagerungen unter der Illmitzer Zicklacke handelt es sich somit um tonig-schluffige bis schluffig-feinsandige Ablagerungen sowie geringer mächtige Feinsande und lagenweise Mittel- bis Grobsande, selten sandige Feinkiese oder Feinkieslagen. Schluffige Feinkiese, wie sie typisch für den salzführenden Horizont sind, fehlen fast gänzlich. Die bis knapp drei Meter Tiefe erbohrten Profilabschnitte im westlichen Bereich der Illmitzer Zicklacke sind überwiegend tonig-schluffig ausgebildet. Profilaufbau und Korngrößenzusammensetzung der obersten 100 cm variieren sehr stark (Abbildung 6) und reichen von tonig-schluffigen Profilabschnitten im Westteil der Illmitzer Zicklacke bis zu sandreichen Profilen im

Südwesten (ID 297 und ID 298). Nur eine oberflächennahe, etwa ~30 cm mächtige Sandlage ist im Mitteilteil der Lacke in den Bohrungen ID 297, ID 298 und ID 305 durchgehend zu verfolgen. Tiefere Sandlagen keilen aus und werden durch andere Korngrößen ersetzt. Die wenigen Profilaufnahmen in der Illmitzer Zicklacke und die Kornsummenkurven lassen auf eine sehr geringe Durchlässigkeit der mächtigeren tonigen und tonig-schluffigen Ablagerungen schließen. Die Wässer der schwebenden Grundwasserkörper von fünf Profilen unter der Zicklacke sind in Abbildung 19 hydrophysikalisch und hydrochemisch näher charakterisiert. Die sandreichen Ablagerungen der südwestlichen Zicklacke leiten zur sandreichen Fazies im Bereich des nordwestlich der Illmitzer Zicklacke gelegenen Albersees über.

5.1.2 Albersee

Der Albersee ist die südlichste Salzlacke des westlichen Seewinkels, die sich unmittelbar östlich des Seedammes entwickelt hat. Der bis einen Meter Tiefe erbohrte Lackenuntergrund des Albersees besteht in Bohrung ID 295 basal aus einem schluffigen Sand. Der Großteil dieses Profils in Abbildung 7 besteht aus einem groben weißlichen Sand.

Die Kornsummenkurve von Probe ID 295-3 besteht aus ~76 Massenprozent feinkieshaltigem Mittel- bis Grobsand mit einem Tongehalt von ~10 M.-%. Auffallend ist der deutliche Anstieg der Korngröße im Schluffbereich, der anteilsmäßig etwa ~13 M.-% beträgt. Die Kornsummenkurve der folgenden, ca. 40 cm mächtigen, tonig-schluffigen Sandlage (ID 295-2) besteht aus ~78 M.-% Sand, ~12 M.-% Schluff und ~9 M.-% Ton. Im unmittelbaren Lackenuntergrund des Albersees beträgt die Kornsummenkurve der Probe ID 295-1 etwa ~86 Massenprozent Kies und Sand, ~7 M.-% Schluff und ~6 M.-% Ton. Im Profil ID 295 dominiert somit mit über 80 M.-% Anteil Fein- bis Mittelsand bei einem Schluff- und Tongehalt von nur 8-10 M.-%. In unmittelbarer Nähe zur Lackenbohrung ID 295 besteht der helle Sand des Seedammes in der Probe ID 294 bei einem Ton- und Schluffgehalt von unter 1 M.-% zu 99 M.-% aus Fein- Mittel- und Grobsand. Im Vergleich dazu enthält der entlang des ufernahen Weges gut aufgeschlossene weiße Sand des Sandecks in der Probe ID 050 bei einem geringen Ton- und Schluffanteil von ~2 M.-% einen Sand- und Kiesanteil von rund 98 M.-%, wovon der Feinkiesanteil ~10 M.-% beträgt. Die Korngrößenzusammensetzung des Bohrkernmaterials der Bohrung ID 295 im Untergrund des Albersees, des Seedammes ID 294 und des Sandecks ID 50 zeigen somit bei geringen Ton- und Schluffgehalten von 1-10 M.-% eine Sandvormacht mit einem geringen Anteil von Feinkies (Abbildung 7).

Das Bohrprofil unter dem Albersee zeigt im obersten Profilmeter eine 90 cm mächtige, nach den Kornsummenkurven sehr einheitlich aufgebaute Lage aus Fein- bis Mittelsand, in dem im Juli 2014 kein Grundwasser angetroffen wurde. Über eine zu erwartende Grundwasserführung des Seedammes bis zum Sandeck liegen keine Angaben vor. Bei den am Sandeck und südlich davon bekannten Wasserspendern handelt es sich um erbohrte, artesisch gespannte Grundwässer.

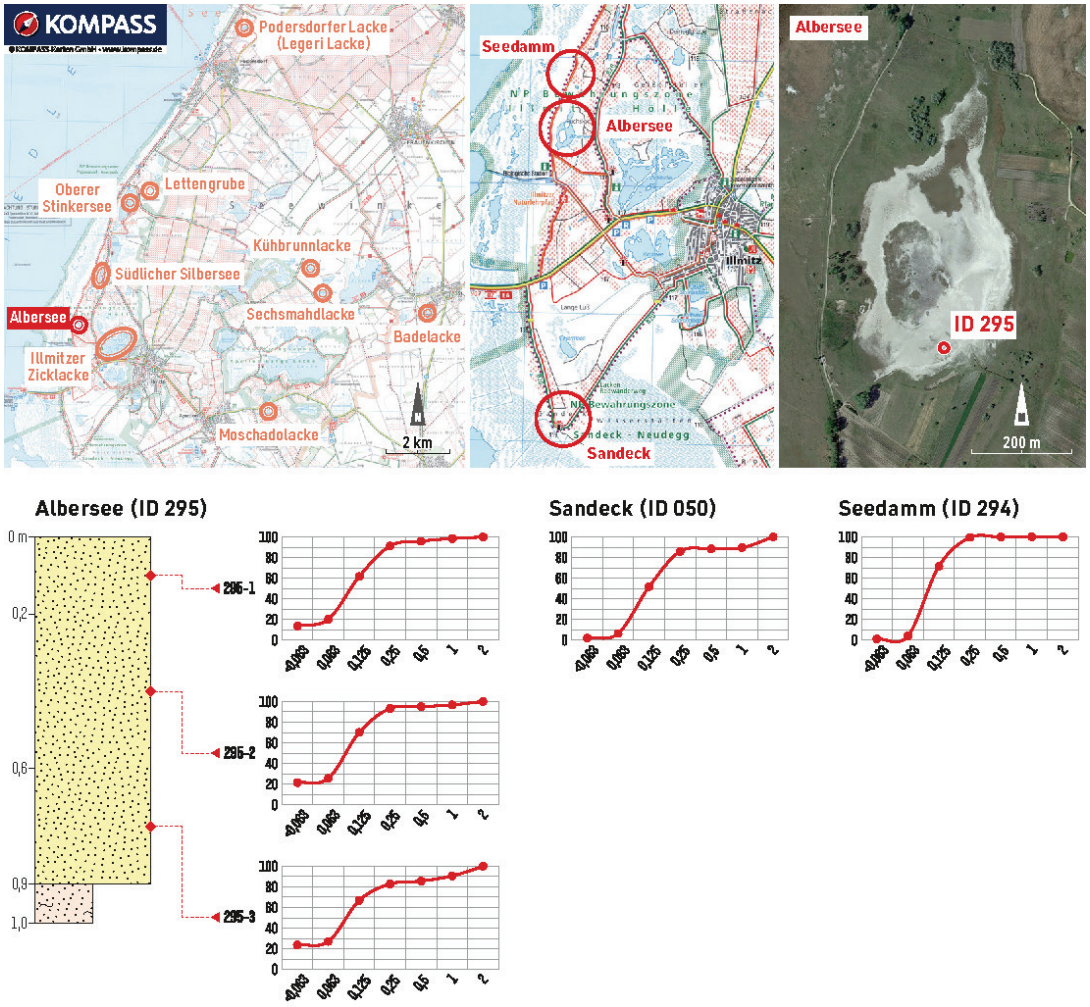

Abb. 7: Bohrprofil ID 295 im Bereich des Albersees und Kornsummenkurven vom nahe gelegenen Seedamm und vom Sandeck südwestlich Illmitz nach WEISS (2015). An allen drei Stellen dominieren die Sandablagerungen (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

5.1.3 Südlicher Silbersee

Im westlichen Seewinkel befinden sich zwischen dem Albersee im Süden und den so genannten Stinker Seen (Unterer Stinkersee und Oberer Stinkersee) im Norden zwei schmale und längliche Salzlacken, die in KRACHLER et al. (2012) als Nördlicher und Südlicher Silbersee bezeichnet werden.

Das 1,4 m mächtige Bohrprofil ID 302 der Abbildung 8 stammt vom Nordrand des Nördlichen Silbersees. Die Kornsummenkurve des basalen, 30 cm mächtigen, grauen Sandes (ID 302-4) besteht aus ~28 M.-% Schluff und Ton sowie ~71 M.-% aus Sand und Kies. Zu diesem Grobanteil trägt eine Kieslage mit bis zentimetergroßen Quarzgeröllen mit ~3 M.-% bei, der Rest entfällt auf Fein-, Mittel- und Grobsand. Darüber folgen 70 cm graue schluffige, weitestgehend kiesfreie Ablagerungen. In der Kornsummenkurve von ID 302-3 sind Ton und Schluff mit ~85 M.-% und sehr gering kiesführender Sand mit ~14 M.-% vertreten. In der Probe ID 302-2 dominieren Ton und Schluff mit ~63 M.-% bei einem Sandgehalt von ~36 M.-%. Der unmittelbare Lackenuntergrund des Nördlichen Silbersees besteht aus einem grauen bis hellbraunen Feinsand. Die Kornsummenkurve der Probe ID 302-1 setzt sich aus ~19 M.-% Ton und Schluff sowie ~78 M.-% Sand und ~2 M.-% Feinkies zusammen. In dem 1,4 m

mächtigen Profil des Nördlichen Silbersees (ID 302) beträgt die durchschnittliche Korngrößenzusammensetzung ~28 M.-% Schluff und Ton sowie ~71 M.-% Sand mit einem sehr geringen Feinkiesanteil.
Die lithologischen Profile weiterer Bohrungen im Südlichen Silbersee finden sich im hydrogeologischen Kapitel 5.4.1.2 über die schwebenden Grundwasserkörper unter dem Südlichen Silbersee (Abbildung 20). Kiesführende Schluffe, wie sie für den salzführenden Horizont charakteristisch sind, fehlen im Untergrund des Südlichen Silbersees. Die Bohrprofile des Südlichen Silbersees enthalten somit eine Wechsellagerung von bis zu metermächtigen, tonführenden Schluffen, die als Geringleiter fungieren und mehrere dezimetermächtige Fein-, Mittel- und Grobsande, die als Porengrundwasserleiter fungieren.

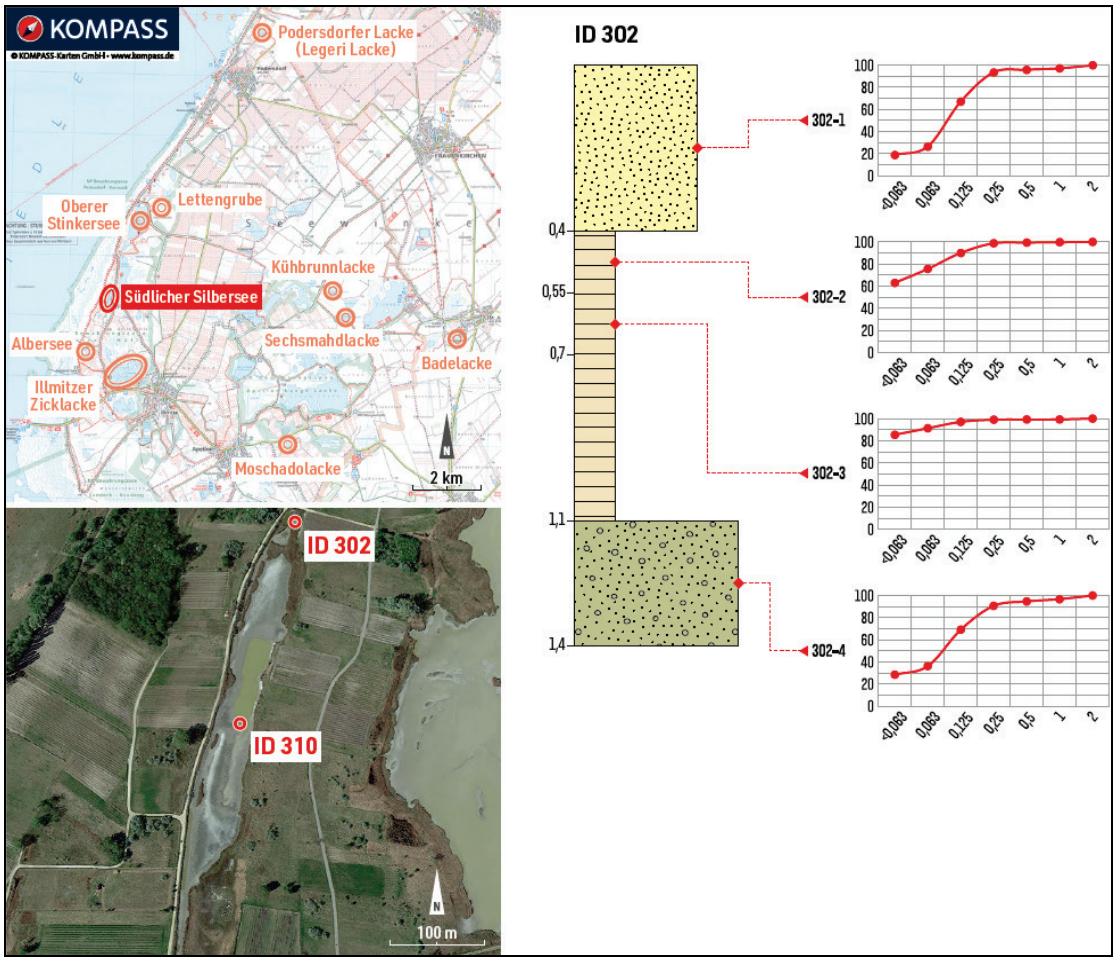

Abb. 8: Bohrprofil ID 302 im Bereich des Südlichen Silbersees mit Kornsummenkurven nach WEISS (2015). Die schmale Salzlacke wird von einer Wechselfolge aus tonigem Schluff und Sanden unterlagert (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

5.1.4 Oberer Stinkersee

Unmittelbar nordöstlich des Nördlichen Silbersees liegen die Stinkerseen. Die Seenkette besteht nach KRACHLER et al. (2012) aus der Abfolge Südlicher-, Mittlerer- und Oberer Stinkersee (in topographischen Karten auch als Oberstinkersee bezeichnet). In Abbildung 9 sind die Bohrprofile ID 259 am Südrand und die beiden Bohrprofile ID 290 und ID 270 am Nordrand des Oberen Stinkersees eingetragen.

In dem etwa einen Meter tiefen Profil ID 259 in Abbildung 9 folgen über tonigen Schluffen sandige Schluffe. Die Kornsummenkurve der Probe ID 259-2 weist bei einem Feinkiesanteil von ~0,16 Massenprozent und ~12 M.-% Sand eine Ton- und Schluff-Dominanz mit ~87 M.-% auf. Eine Probe aus dem hangenden Bereich ID 259-1 zeigt bei einem Feinkiesanteil von ~0.28 M.-% mit nur ~34 M.-% Ton- und Schluffanteil eine Sandvormacht von ~65 M.-%. Die beiden Profile am Nordufer des Oberen Stinkersees (ID 270 und ID 290) zeigen eine Wechsellagerung von tonig-schluffigen mit sandigen Lagen. In der rund 120 cm mächtigen Sandlage des Profils ID 270 zeigt die Kornsummenkurve der Probe ID 270-3 bei einem Ton- und Schluffgehalt von ~18 M.-% zwischen 0.063 und 0.125 einen sprunghaften Anstieg des Feinsandes, der in der Probe mit ~80 M.-% vertreten ist. Der Anteil von Mittelsand und Grobsand sowie Feinkies ist vernachlässigbar. In der darüber folgenden feinkörnigen Lage (ID 270-2) beträgt der Schluff- und Tonanteil ~64 M.-% bei einem Sandgehalt von ~35 M.-%. In Probe ID 270-1 der im Hangenden folgenden sandreichen Lage besteht die Kornsummenkurve aus ~31 M.-% Schluff und Ton während Sand und Kies zusammen ~69 M.-% erreichen. Das Profil ID 270 ist somit eine Wechsellagerung relativ mächtigerer sandiger und gering mächtiger tonreicher bis schluffiger Ablagerungen. Lagen schluffiger Feinkiese, wie sie für den salzführenden Horizont charakteristisch sind, fehlen.

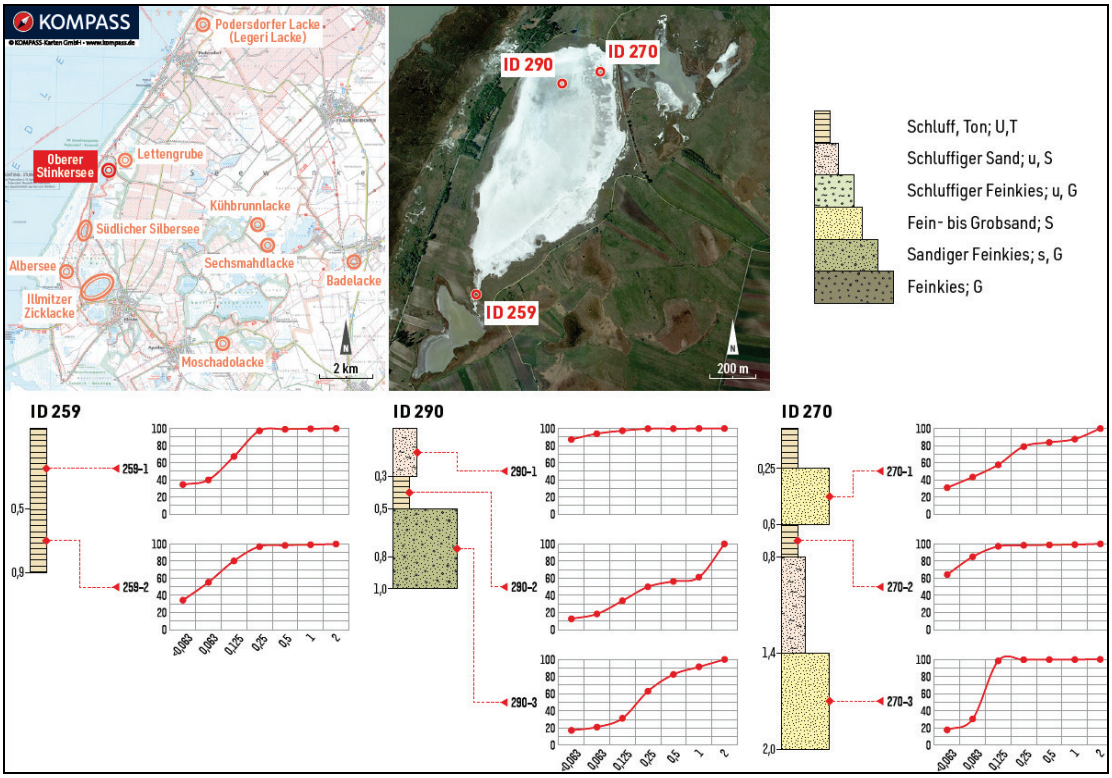

Abb. 9: Bohrprofile am Rand des Oberen Stinkersee mit Kornsummenkurven nach WEISS (2015). Den Untergrund der Salzlacke bilden mächtigere tonige Schluffe sowie eine Wechsellagerung tonig-schluffiger, sandiger und kiesig-sandiger Ablagerungen (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Bei den mächtigeren tonig-schluffigen Ablagerungen unter dem Oberen Stinkersee handelt es sich um Geringleiter mit fein- bis mittelsandigen und sandig bis feinkiesigen Zwischenlagen. Die Grundwässer der schwebenden Grundwasserkörper von vier Profilen des Oberen Stinkersees sind in Abbildung 21 hydrophysikalisch und hydrochemisch näher charakterisiert. Vor der Errichtung eines Straßendammes, über den man heute vom Wirtshaus Hölle Podersdorf am See bzw. Illmitz erreicht, setzte sich der Obere Stinkersee nach Nordosten in einen Bereich fort, der heute als Lettengrube bezeichnet wird.

5.1.5 Lettengrube

Die Bezeichnung „Letten“ weist auf ein bräunlich lehmiges, also tonig-schluffiges Material hin. Von den drei Bohrungen in diesem Bereich wurden von Bohrkernmaterial in Profil ID 312 Kornsummenkurven ermittelt.

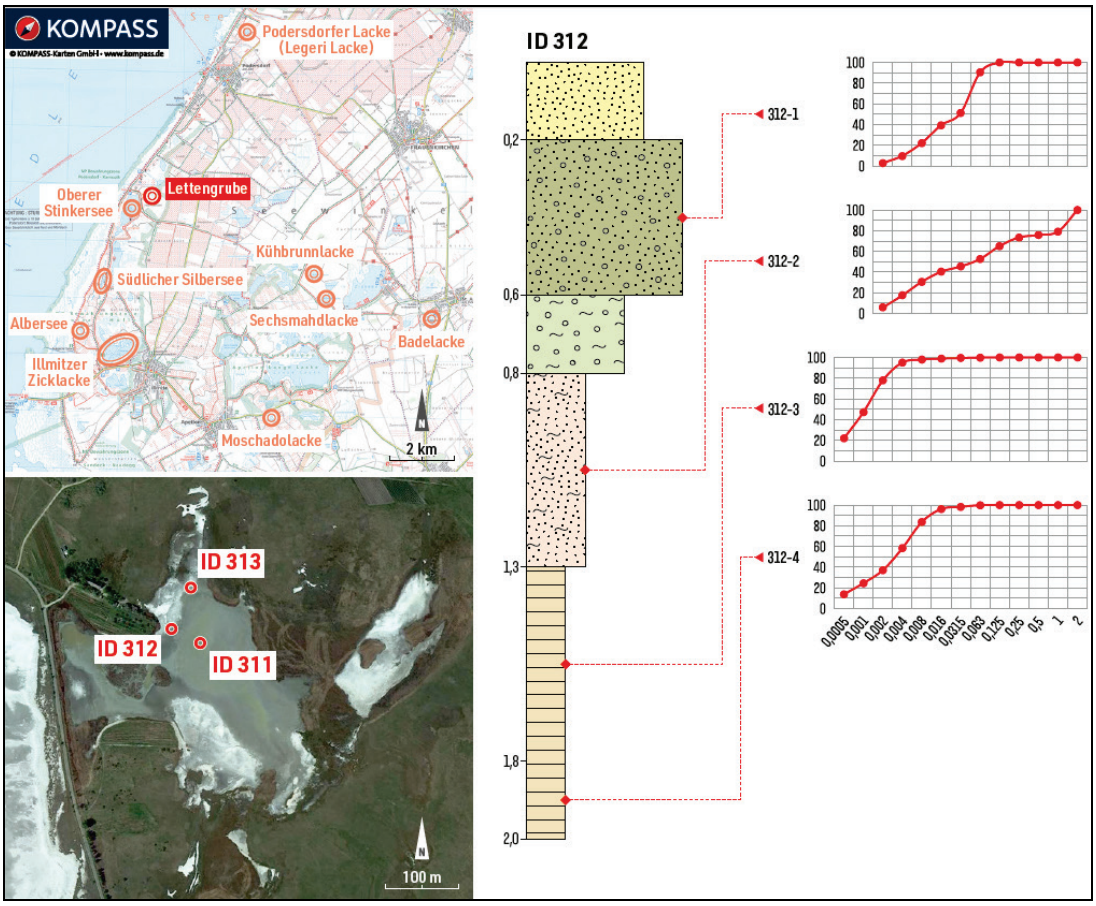

Abb. 10: Bohrprofil ID 312 und Kornsummenkurven von Bohrkernmaterial im Bereich der Lettengrube beim Gasthaus „In der Hölle 1“ nach Weiss (2015). Die Lettengrube wird von einer Wechsellagerung von Tonen und Schluffen mit Sanden und kiesführenden Sanden unterlagert (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Das zwei Meter tiefe Profil ID 312 der Abbildung 10 besteht basal aus einer tonig-schluffigen Lage (ID 312-4). Diese enthält ~24 Massenprozent Ton und ~74 M.-% Schluff, einen geringen Sandanteil von ~1,7 M.-%, jedoch keinen Kies. Darüber folgt eine tonreichere, ebenfalls kiesfreie Lage (ID 312-3) mit 47 M.-% Ton und 52 M.-% Schluff. Über den tonig-schluffigen Lagen setzt ein Horizont aus grauem schluffigem Feinsand ein (ID 312-2), dessen Kornsummenkurve aus ~45 M.-% Schluff, ~33 M.-% Sand und ~21 M.-% Feinkies besteht. Die obersten 80 cm des Profils bilden schluffig, kiesige Sande, von denen die Probe ID 312-1 ~51 M.-% Schluff und ~49 M.-% Sand enthält. Vereinzelte Quarzgerölle erreichen einen Durchmesser von einem Zentimeter. In dem nahe gelegenen, über zwei Meter tiefen Profil ID 313 wird der untere Profilmeter, im Gegensatz zur schluffig-tonigen Ausbildung in Profil ID 312, von einem grauen schluffigen Fein- bis Grobsand eingenommen. Der oberste Profilmeter der beiden Bohrungen ID 313 und ID 311 (Abbildung 10) besteht aus rostfleckig schluffigen, sandigen bis kiesigen Ablagerungen. Die Ablagerung schluffiger Feinkieslagen kann mit dem salzführenden Horizont verglichen werden. Bei den tonig-schluffigen und schluffig-feinsandigen Ablagerungen unter der Lettengrube (Abbildung 10 und 22) handelt es sich hydraulisch um Geringleiter mit Feinsandlagen sowie sandigen Feinkieslagen.

Mit den tieferen Profilabschnitten grauer sandiger Horizonte bilden die beiden Profile der Lettengrube (ID 312 und ID 313 in Abbildung 10) die Fortsetzung des sandreichen Profiles des Oberen Stinkersees (ID 270 in Abbildung 9). Im Gegensatz zu den hangenden grauen, schluffig-sandig bis kiesigen Profilabschnitten im Untergrund des Oberen Stinkersees, sind jene unter der Lettengrube rostfleckig bräunlich gefärbt. Die Grundwässer der schwebenden Grundwasserkörper von drei Profilen der Lettengrube sind in Abbildung 22 näher hydrophysikalisch und hydrochemisch charakterisiert. Von den Flachbohrungen der weiter nördlich gelegenen Oberen Hölllacke wurden keine Korngrößenanalysen durchgeführt, die Sedimentverteilung ist jedoch in Abbildung 23 über den Profilaufbau der schwebenden Grundwasserkörper unter der Oberen Hölllacke ersichtlich. Als nördlichste Lacke des westlichen Seewinkels wurde die nördlich Podersdorf am See gelegene Podersdorfer Lacke beprobt.

5.1.6 Podersdorfer Lacke

Über die Entwässerungsgeschichte der Podersdorfer Lacke (auch Legeri Lacke) berichteten KRACHLER et al. (2012). Die ehemalige Lackengröße ist im Satellitenbild der Abbildung 11 aufgrund der Vegetationstextur noch gut erkennbar. Das nur 80 cm tiefe Profil unter der Podersdorfer Lacke beginnt über einem tonig schluffigen Horizont (ID 251-3) mit ~12 Massenprozent Ton, ~53 M.-% Schluff und ~35 M.-% Sand und Kies und geht in einen schluffig-sandig-kiesigen Horizont (ID 251-2) über, der bei ~27 M.-% Schluff ~63 M.-% Sand und Kies aufweist. Im hangenden Abschnitt (ID 251-1) dominieren bei ~5 M.-% Ton und ~15 M.-% Schluff Sand und Kies mit ~80 M.-%.

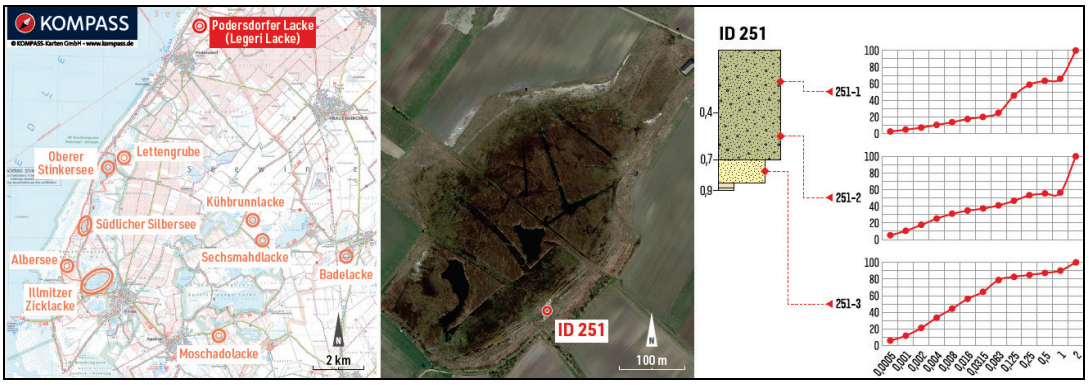

Abb. 11: Bohrprofil ID 251 und Kornsummenkurven von Bohrkernmaterial im Bereich der Podersdorfer Lacke (Legeri Lacke) nach WEISS (2015). In dem nur einen Meter tiefen Profil dominieren sandige und kiesig-sandige Ablagerungen (vgl. Abbildung 24; Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Die Kornsummenkurve des Bohrkernmaterials der Bohrung ID 251 in der Podersdorfer Lacke setzt sich zu 60 M.-% aus Sand und Kies, zu 31 M.-% aus Schluff und zu 9 M.-% aus Ton zusammen, wobei vom Liegenden zum Hangenden der Sand- und Kiesgehalt zu- und der Ton- und Schluffgehalt abnimmt. In den nur einen Meter tiefen Profilen ID 251 und ID 273 (Abbildung 24) wurden überwiegend Sande und kiesführende Sande angetroffen, die als hydraulisch gut leitende Porengrundwasserleiter zu bezeichnen sind.

Im Folgenden werden noch Profilabschnitte von jenen Lacken des benachbarten zentralen Seewinkels beschrieben, von deren Bohrkernmaterial Kornsummenkurven bestimmt wurden. Es handelt sich dabei um die westlich des St. Andräer Zicksees gelegene Kühbrunn- und Sechsmahdlacke, um die Badelacke südlich von St. Andrä am Zicksee und um die Moschadolacke nordöstlich von Apetlon (vgl. Abbildung 5).

5.1.7 Kühbrunnlacke

Wegen des relativ hohen Grundwasserstandes, der in der Bohrung ID 267 schon in einem Meter Tiefe angetroffen wurde, wurde in den zahlreichen Flachbohrungen der Kühbrunnlacke nur in Bohrung ID 268 eine Endtiefe von 1,6 m erreicht. Je Profil wurde nur eine Probe für Korngrößenuntersuchungen ausgewählt, vor allem aus den sandig-kiesigen Abschnitten (Abbildung 12).

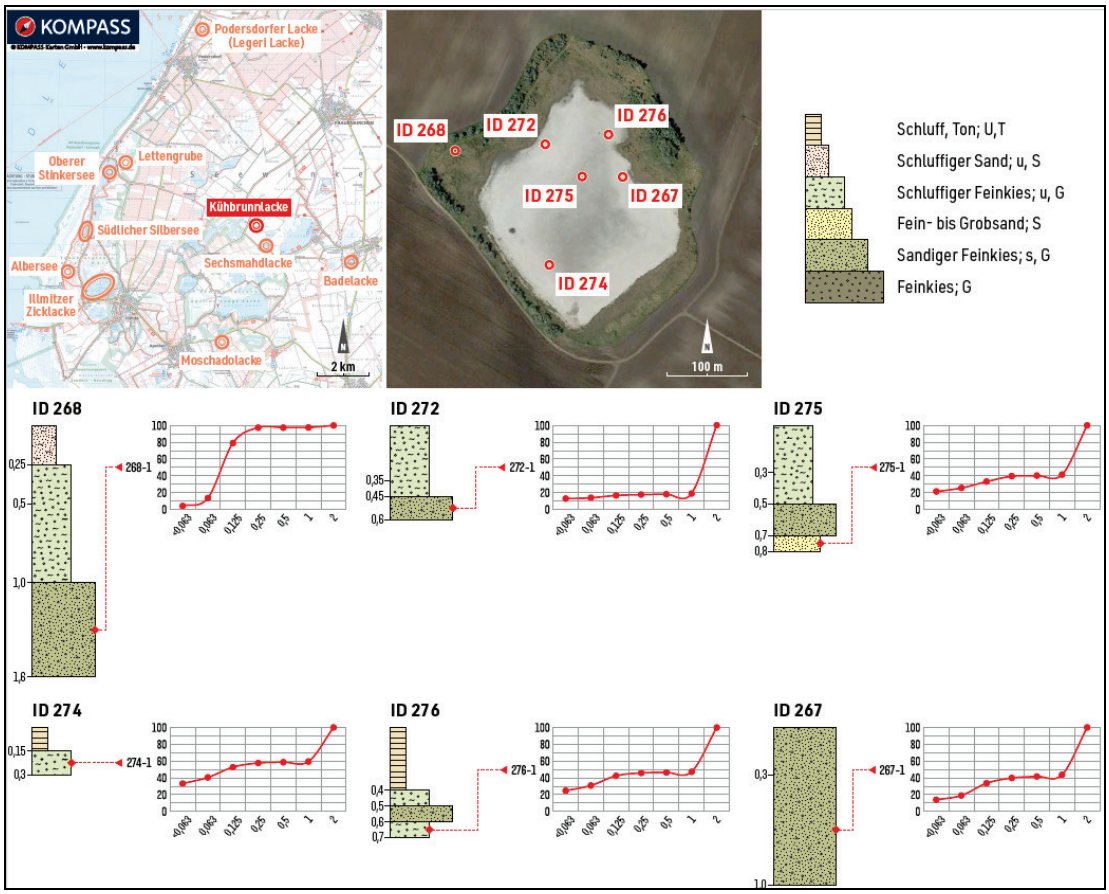

Abb. 12: Bohrprofile und Kornsummenkurven im Bereich der Kühbrunnlacke nach WEISS (2015). Unter der Kühbrunnlacke tritt eine Wechsellagerung von tonig-schluffigen bis sandigen Ablagerungen und kiesführenden Sanden auf (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Das Profil ID 268 in Abbildung 12 stammt aus dem verlandeten westlichen Lackenbereich und enthält basal (ID 268-1) einen grauen, an Hellglimmer reichen kiesigen Sand. Der Anteil an Sand und Kies beträgt ~96 Massenprozent wobei der Feinsandbereich mit ~75 M.-% dominiert. Der Anteil an Ton und Schluff beträgt nur ~4 M.-%. Darüber folgen ca. einen Meter mächtige graue, sandig-kiesige Schluffe. In dem östlich anschließenden Profil ID 272 (Abbildung 12) tritt in 50 cm Tiefe ein kiesiger Sand mit Quarzgeröllen von 1-5 cm Durchmesser auf. Der Kiesanteil von ID 272-1 dominiert mit ~81 M.-%, der Sandanteil beträgt ~6 M.-% und Ton und Schluff summieren sich auf ~13 M.-%. Der hangende Profilabschnitt von Profil ID 272 ist vergleichbar jenem von ID 268 ein kiesiger Schluff mit Quarzgeröllen von 1-3 cm Durchmesser. Wie den Kornsummenkurven der Profile in Abbildung 12 zu entnehmen ist, sind die sandig-kiesigen Lagen der Kühbrunnlacke in ~0,5 m Tiefe sehr ähnlich zusammengesetzt. Bei einem hohen Sand- und Kiesanteil von ~65 M.-% bis ~95 M.-% beträgt der Anteil von Schluff und Ton nur zwischen ~4 M.-% und ~33 M.-%. Insgesamt dominieren in der Kühbrunnlacke ab einer Tiefe von 50 cm die sandig-kiesigen

Ablagerungen. Darüber variieren sie auf wenige Zehnermeter Entfernung von tonig-schluffigen zu kiesig-schluffigen Ablagerungen. Die Feinkies führenden schluffigen Ablagerungen können nach den Kornsummenkurven gut mit der Zusammensetzung des salzführenden Horizontes verglichen werden. Bei den sandigen und sandig-kiesigen Ablagerungen unter der Kühbrunnlacke handelt es sich hydraulisch um Porengrundwasserleiter, die gegen die Lackenmitte zu von kaum durchlässigen schluffigen Tonen überlagert werden. Die Grundwässer der schwebenden Grundwasserkörper von drei Profilen der Kühbrunnlacke sind in Abbildung 25 hydrophysikalisch näher charakterisiert. Südlich der Kühbrunnlacke befindet sich in einer Entfernung von 500 Metern die Sechsmahdlacke, deren Untergrund sich von dieser wieder stark unterscheidet.

5.1.8 Sechsmahdlacke

Wie für die Kühbrunnlacke in Abbildung 12, ist auch für die Sechsmahdlacke in Abbildung 13 im Satellitenbild aufgrund der Texturunterschiede der Vegetation ihre ursprünglich größere Ausdehnung deutlich erkennbar.

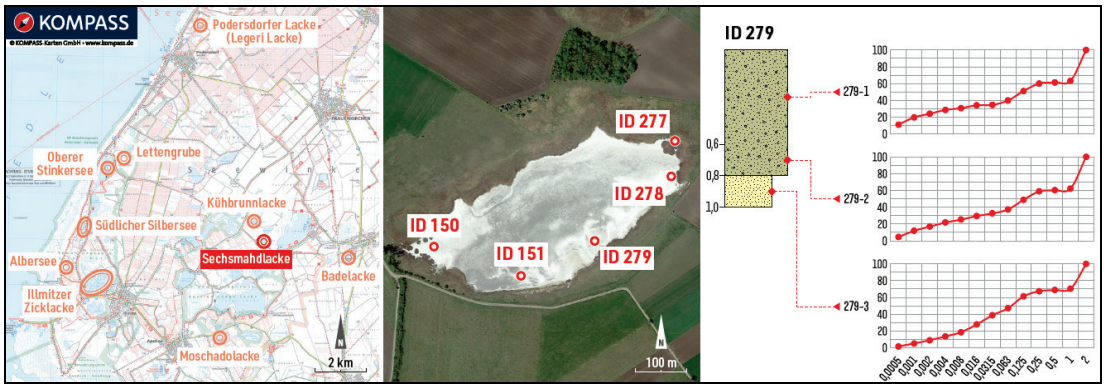

Abb. 13: Bohrprofil ID 279 und Kornsummenkurven im Bereich der Sechsmahdlacke nach WEISS (2015). Im Untergrund der Sechsmahdlacke befindet sich eine Wechsellagerung von tonig-schluffigen, sandigen und kiesführenden sandigen Ablagerungen (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Von den Bohrprofilen am Rand der Sechsmahdlacke wurden nur von dem einen Meter tiefen Profil ID 279 Korngrößen ermittelt (Abbildung 13). Die sedimentpetrologische Analyse des basalen glimmerreichen Sandes (ID 279-3) ergab ~5 Massenprozent Ton, ~34 M.-% Schluff und ~61 M.-% Sand und Kies. Für den darüber folgenden sandigen Kies (ID 279-2) wurden ~12 M.-% Ton, ~21 M.-% Schluff sowie ~51 M.-% Sand und Kies ermittelt. Im Bohrkernmaterial traten Quarzgerölle mit einem Durchmesser bis mehrere Zentimeter auf. Den Lackenuntergrund von Profil ID 279 bilden 60 cm schluffiger bis sandiger Kies mit Quarzgeröllen, die ebenfalls mehrere cm Durchmesser erreichen. Die Kornsummenkurve der Probe ID 279-1 ergab ~20 M.-% Ton, ~15 M.-% Schluff sowie ~65 M.-% Sand und Kies, wovon auf den Kiesgehalt über 36 M.-% entfallen. Insgesamt sind in den untersuchten Proben Ton und Schluff mit 45 M.-% und Sand und Kies mit 64 M.-% vertreten. Nach den Kornsummenkurven nehmen im Profil ID 279 die Korngrößen vom Liegenden zum Hangenden zu. In unterschiedlichen Profiltiefen der Abbildung 26 wurden kiesführende Schluffe angetroffen, wie sie für den salzführenden Horizont charakteristisch sind. Bei den Ablagerungen unter der Sechsmahdlacke (Abbildung 13 und 26) tritt in unterschiedlichen Profiltiefen eine Abfolge von hydraulisch gut leitenden Porengrundwasserleitern auf, die mit Grundwasser-Geringleitern wechsellagern.

5.1.9 Badelacke

Die ursprüngliche Größe der am Südwestende von St. Andrä am Zicksee gelegenen Badelacke (Abbildung 14), die KRACHLER et al. (2012) auch als Baderlacke bezeichneten, ist im Satellitenbild kaum mehr erkennbar. In der Folge wird nach TRIEBL & WEGLEITNER (2016) die Bezeichnung Badelacke beibehalten. Ihre westliche Fortsetzung bildete nach KRACHLER et al. (2012) vermutlich die Huldenlacke.

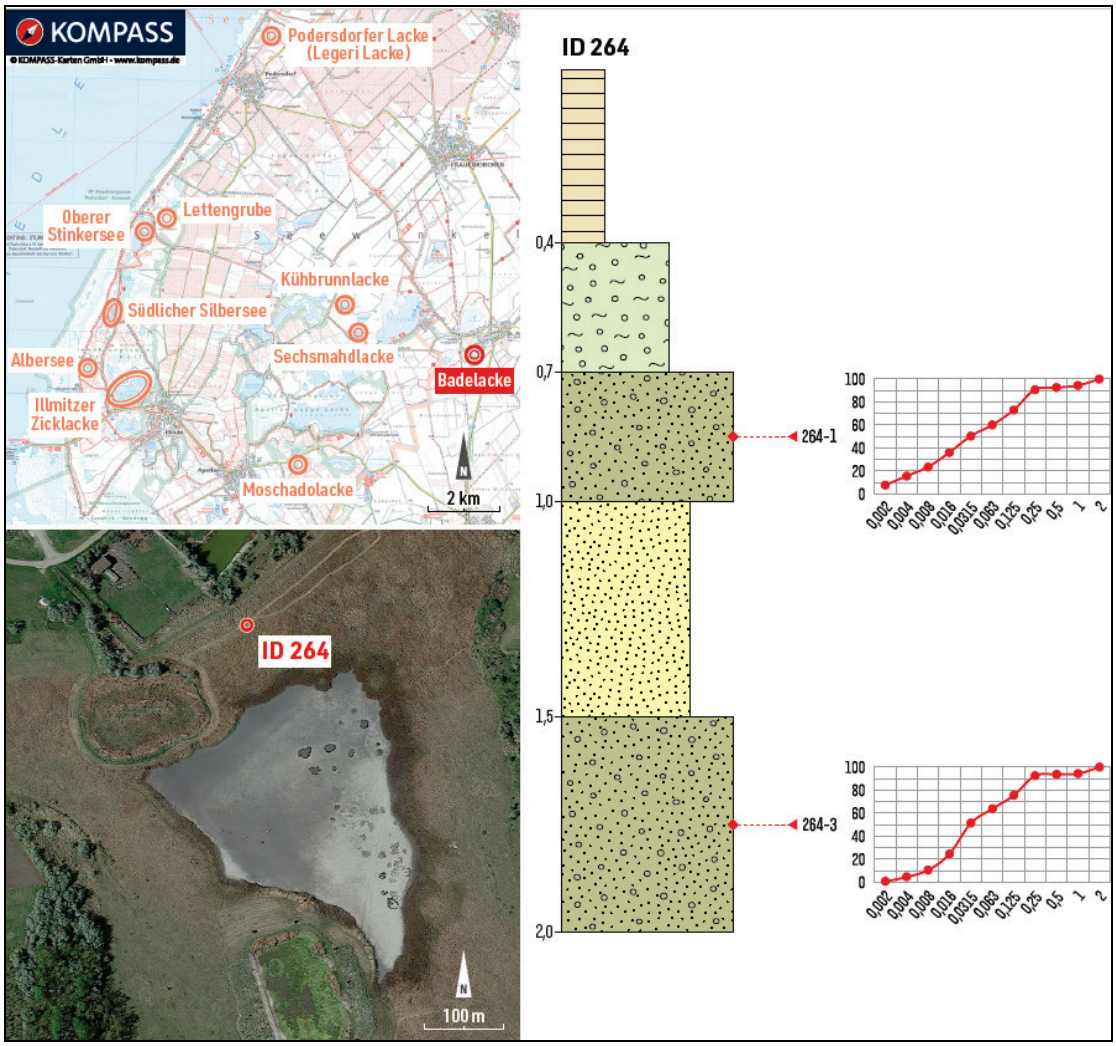

Abb. 14: Bohrprofil ID 264 und Kornsummenkurven im Bereich der Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee nach WEISS (2015). Sandige und sandig-kiesige Sedimente werden von einem schluffreichen Horizont überlagert (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Für die basalen, kiesig-sandigen Ablagerungen der Badelacke (ID 264-3) wurden durch die Siebanalyse ~51 M.-% Schluff und ~49 M.-% Sand und Kies ermittelt. Die Zusammensetzung der von 70-100 cm erbohrten oberen kiesigen Sandlage (ID 264-1) ist mit ~50 M.-% Schluff und ~49 M.-% Sand und Kies nahezu identisch mit der tieferen Sandlage, von der die Probe ID 264-3 analysiert wurde. Die überwiegend kiesführenden Sande und sandigen Kiese im Profil am Rande der Badelacke bilden hydraulisch einen guten Porengrundwasserleiter. Ob der grobklastische Lackenuntergrund, wie bei den meisten anderen Salzlacken, lateral in Grundwasser-Geringleiter übergeht, kann mangels weiterer Bohrungen nicht beurteilt werden.

5.1.10 Moschadolacke

Südlich der Lange Lacke und südlich der Verbindungsstraße Apetlon-Wallern im Burgenland befindet sich die Moschadolacke. Wie im Satellitenbild der Abbildung 15 aufgrund der Texturunterschiede in der Vegetation gut erkennbar, bildet die kleine Fläche der Salzausblühungen nur mehr einen Bruchteil der ehemals größeren Moschadolacke, die in topographischen Karten nordöstlich Apetlon auch als Moschatolacke bezeichnet wird.

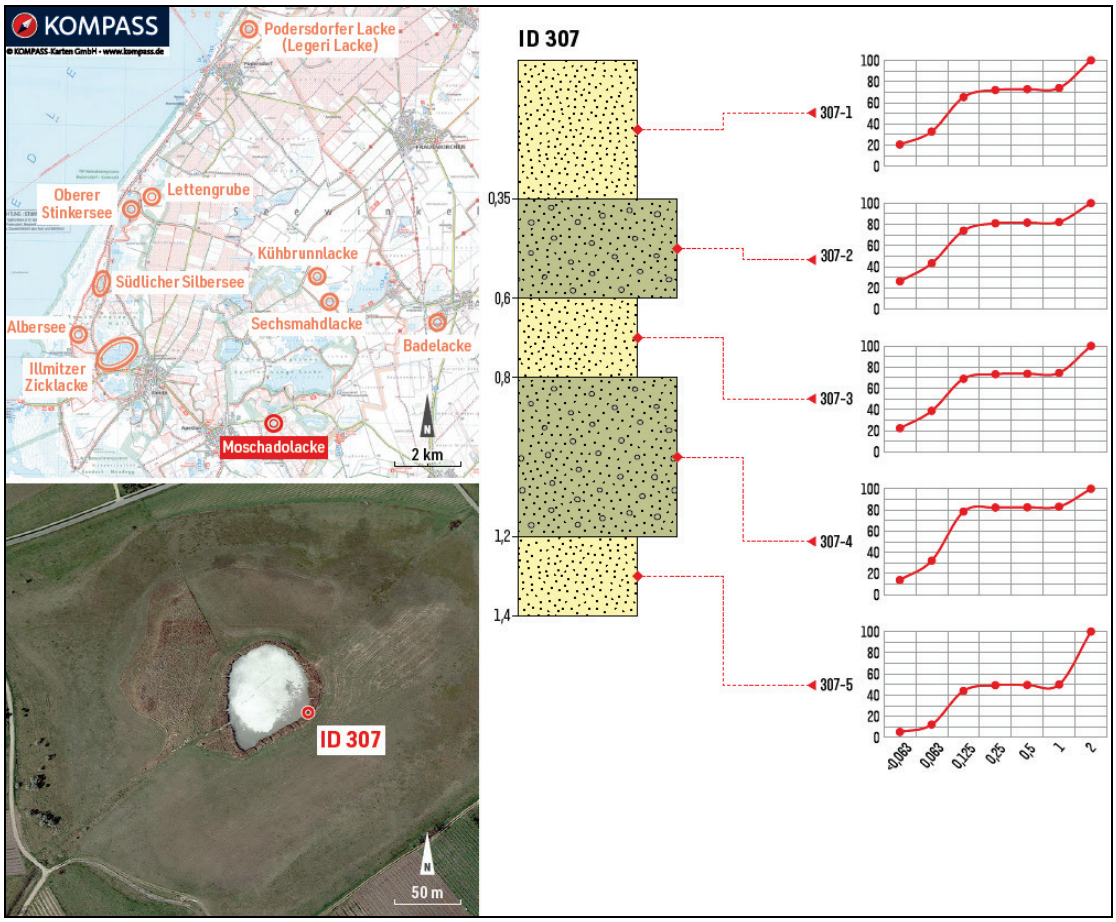

Abb. 15: Bohrprofil ID 307 und Kornsummenkurven im Bereich der Moschadolacke nach WEISS (2015). Dezimetermächtige sandige Lagen wechseln mit sandig-kiesigen Lagen ab (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Die basale Sandlage in 1,3 m Tiefe (ID 307-5) enthält ~5 Massenprozent Ton und Schluff, ~39 M.-% Feinsand und ~6 M.-% Mittel- und Grobsand sowie ~50 M.-% Feinkies. In der hangenden kiesigen Sandlage (ID 307-4) setzt sich die Kornsummenkurve aus ~14 M.-% Ton und Schluff, ~65 M.-% Feinsand, ~5 M.-% Mittel- und Grobsand und ~17 M.-% Feinkies zusammen. Der Sand- und Kiesgehalt der untersuchten Proben des Bohrprofiles in der Moschadolacke beträgt durchschnittlich ~95 M.-%, ihr Schluff- und Tongehalt nur ~5 M.-%. In den Kornsummenkurven zeigen die Proben aus den Sandlagen (ID 307-5, ID 307-3 und ID 307-1) sowie die Proben aus den kiesführenden Sandlagen (ID 307-4 und ID 307-2) jeweils einen ähnlichen Verlauf. Die Wechsellagerung dezimetermächtiger sandiger und sandig-kiesiger Ablagerungen unter der Moschadolacke bildet einen guten Porengrundwasserleiter. Ob der Lackenuntergrund (wie bei den meisten anderen Salzlacken) lateral in Grundwasser-Geringleiter übergeht, kann mangels weiterer Bohrungen nicht beurteilt werden.

Fazit: Der unmittelbare Lackenuntergrund der 10 abgebohrten Salzlacken besteht bis in zwei Meter Tiefe aus einer lateral und vertikal rasch wechselnden Abfolge von Tonen und Schluffen, karbonatreichen schluffigen Sanden, schluffigen Feinkiesen, Fein- bis Grobsand, sandigem Feinkies und gelegentlich Feinkieslagen. Die schluffigen Feinkiese entsprechen nach der Zusammensetzung dem salzführenden Horizont, der vermutlich lateral in den Schluffen und Tonen eine Fortsetzung gefunden hat. Die rasch wechselnde Korngrößenverteilung bedingt die Ausbildung kleinräumiger Aquifere, die, wie in Kapitel 5.4 über die hydrogeologischen Verhältnisse im Untergrund der Salzlacken näher begründet, lateral in halbdurchlässige bis stauende Schichten übergehen oder von diesen unter- und überlagert werden. Die ^{14}C-Datierung von Pflanzenresten in sandigen und feinkiesigen Ablagerungen unter der Lettengrube und der Hölllacke südwestlich Podersdorf am See, unter der Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See und unter der Badelacke bei St. Andrä am Zicksee belegt nach HÄUSLER et al. (2021: 9) eine durchgehende Sedimentation der feinkörnigen fluviatilen Illmitz-Formation während einer Zeitspanne von 32.000 BP bis 7.000 BP.

5.2 Hydrochemische Untersuchungen

Von schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken lagen bisher nur wenige hydrochemische Vollanalysen und Analysen von Seltenen-Erd-Elementen sowie von Spurenelementen aus dem Jahr 2014 vor (DOBER & GRITZMANN, 2014).
Die Analysen von Natrium und Chlorid der schwebenden Grundwasserkörper (A1x; Tabelle 4) stammen vom Labor der Fachabteilung Geochemie der Geologischen Bundesanstalt. Aus organisatorischen Gründen konnten erst im Jahr 2022 weitere Vollanalysen von 15 rückgestellten Grundwasserproben durchgeführt werden. Aufgrund der zwar gekühlten aber langen Lagerung konnte in diesen Proben die Konzentration des Hydrogenkarbonats nicht mehr gemessen werden, sondern wurde unter Berücksichtigung der Qualitätszielverordnung Chemie Grundwasser (QZV Chemie GW, BGBL. II 98/2010) rechnerisch ermittelt. Durch die lange Zwischenlagerung mussten auch Qualitätsverluste bei der Analytik in Kauf genommen werden. Ein Vergleich der im Gelände gemessenen elektrischen Leitfähigkeit mit den Ionenkonzentrationen ermöglicht jedenfalls eine Plausibilitätsprüfung der mit einer Zeitverzögerung von 8 Jahren analysierten Proben.

5.2.1 Hydrochemie der schwebenden Grundwasserkörper

Für die folgende hydrochemische Charakterisierung der höher mineralisierten Grundwasserkörper unter Salzlacken (A1x) des westlichen Seewinkels wurden die Ionenkonzentrationen nach Tabelle 4 ausgewertet. Die Prüfung der feuchten Bohrkerne mit verdünnter Salzsäure ließ in den Lackenbohrungen stets einen starken $CaCO_3$-Gehalt erkennen. Die Chloridgehalte der untersuchten Grundwasserkörper A1x variieren zwischen 7 mg/L und ~2.000 mg/L, die Natriumwerte zwischen 900 mg/L und 26.500 mg/L, die Sulfatwerte zwischen 50 mg/L und ~5.800 mg/L und die (berechneten) Hydrogenkarbonatwerte zwischen ~800 mg/L und ~66.000 mg/L. Vergleichsweise niedrig liegen die Werte der **Wulka** bei Schützen (ID 75) bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~1.0 mS/cm mit 33 mg/L Natrium, 80 mg/L Chlorid und 123 mg/L Sulfat und die Werte für den **Neusiedler See** bei Jois (ID 84), der bei einer Probenahme am 28. August 2018 bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~2.3 mS/cm ~260 mg/L Natrium, ~220 mg/L Chlorid und ~380 mg/L Sulfat enthielt (DOBER & GRITZMANN, 2014). Der Chloridwert des heutigen Neusiedler Sees liegt damit etwas über der Schwankungsbreite, die KNIE (1959a) in monatlichen Messungen des Jahres 1958 mit ~120 mg/L bis ~200 mg/L angegeben hat.

ID	Lokalität	Endtiefe (m)	Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	Calcium (mg/L)	Magnesium (mg/L)	Natrium (mg/L)	Kalium (mg/L)	Hydrogen-karbonat (mg/L)	Chlorid (mg/L)	Sulfat (mg/L)	Nitrat (mg/L)	Na/Cl	Cl/SO_4
ID 090	Arbestaulacke (WP 26)	1,00	2.500	137	99	260	19	794	165	482	10	1,6	0,3
ID 123	Xix-See (WP 24)	2,00	3.390	243	80	531	15	795	154	664	0	3,4	0,2
ID 243	Illmitzer Zicklacke	2,00	3.310	523	134	832	42	4.621	147	171	4	5,7	0,9
ID 259	Oberer Stinkersee	0,90	25.800	434	187	8.696	213	1.550	1.988	5.856	13.487	4,4	0,3
ID 270	Oberer Stinkersee	2,00	4.100	502	186	1.015	60	4.687	172	440	40	5,9	0,4
ID 280	Illmitzer Zicklacke	2,40	5.860	2.865	158	2.202	88	13.378	464	1.049	2	4,7	0,4
ID 285	Obere Hölllacke	1,20	18.300	44	16	5.290	121	8.038	1.191	3.431	0	4,4	0,3
ID 287	Obere Hölllacke	0,90	9.100	908	148	2.317	78	6.841	530	1.600	0	4,4	0,3
ID 295	Albersee	1,00	34.300	54	151	10.314	262	25.986	633	1.249	12	16,3	0,5
ID 296	Illmitzer Zicklacke	1,00	24.600	445	94	6.794	154	17.827	323	1.018	373	21,0	0,3
ID 297	Illmitzer Zicklacke	1,20	25.800	25	17	7.987	195	20.058	377	717	18	21,2	0,5
ID 298	Illmitzer Zicklacke	2,10	19.380	816	28	5.355	123	15.709	230	702	5	23,3	0,3
ID 300	Ochsenbrunnlacke	1,90	3.750	585	192	895	29	5.516	7	56	6	128,0	0,1
ID 302	Südlicher Silbersee	1,40	14.000	92	49	3.229	141	8.738	188	208	16	17,2	0,9
ID 303	Südlicher Silbersee	1,50	46.500	6	4	14.764	209	36.581	750	1.290	10	20,0	0,6
ID 310	Südlicher Silbersee	2,10	66.700	4	5	26.451	454	65.857	1.061	2.547	8	25,0	0,4
ID 313	Lettengrube	2,10	15.630	3	37	4.643	28	12.191	96	137	6	486,0	0,7

Tab. 4: Liste der Kationen und Anionen von Grundwässern schwebender Grundwasserkörper A1x unter Salzlacken des Seewinkels. Reihung nach Nummer der Wasserproben (ID). Laboranalytik der Proben ID 90 und ID 123 nach DOBER & GRITZMANN (2014). Analytik der anderen Proben durch das Labor der Fachabteilung Geochemie der Geologischen Bundesanstalt (Hydrogenkarbonat-Werte berechnet; Verwendung der Daten mit Genehmigung der GeoSphere Austria).

Ähnlich wie die tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit im schwebenden Grundwasserkörper A1x unter der **Illmitzer Zicklacke** (Abbildung 19) variiert auch dessen chemische Zusammensetzung. Bei Werten der elektrischen Leitfähigkeit von 3 mS/cm bis 25 mS/cm variieren die Chloridwerte in fünf über die Zicklacke verteilten, ufernahen Grundwasserbohrungen von 140 mg/L (ID 243) bis 460 mg/L (ID 280) um das Dreifache, die Natriumgehalte von 820 mg/L (ID 243) bis 8.000 mg/L (ID 297) nahezu um das Zehnfache (Abbildung 16). Wie die lithologischen Profile der Bohrungen der Illmitzer Zicklacke in Abbildung 6 zeigen, werden die schluffig-tonigen Abschnitte in den obersten zwei Metern der Illmitz-Formation in unregelmäßigen lateralen und vertikalen Abständen von sandigen bis kiesigen Horizonten unterbrochen. Die in Bohrungen im Meterbereich unterschiedlich hohe Grundwasseroberfläche – früher als piezometrisches Niveau, heute nach HÖLTING & COLDEWEY (2009: 38) als Grundwasserdruckfläche bezeichnet – weist zusammen mit der unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeit sowie unterschiedlichen Ionenkonzentration der Grundwässer auf eine inhomogene Verteilung von isolierten Grundwasserlinsen hin, wobei auch eine Schichtung unterschiedlich dichter Grundwässer nicht ausgeschlossen werden kann.

Die bisher höchsten Ionenkonzentrationen in schwebenden Grundwasserkörpern des Seewinkels wurden unter dem **Südlichen Silbersee** ermittelt. Unter der schmalen aber langgestreckten Salzlacke variieren bei elektrischen Leitfähigkeiten zwischen 14 mS/cm (ID 302) und 66 mS/cm (ID 310) die Chloridwerte auf eine Distanz von nur wenigen hundert Metern zwischen 180 mg/L (ID 302) und 1060 mg/L (ID 310) um das Sechsfache, die Natriumwerte derselben Wasserproben zwischen 820 mg/L und 26.500 mg/L nahezu um das 20-fache. Mit über 1.000 mg/L Chlorid erreicht das ungespannte Grundwasser unter dem südlichen Silbersee lokal einen Chloridwert, welcher der Bohrung Oggau-1 in 200 m Tiefe entspricht. Die höchste Chloridkonzentration aller beprobten Grundwässer unter Salzlacken wurde mit 1.990 mg/L Chlorid in der Grundwasserprobe ID 259 gemessen, die zwischen dem **Unteren und dem Oberen Stinkersee** entnommenen wurde. Der Natriumgehalt dieser Probe ist mit 8.700 mg/L und der Sulfatgehalt ist mit 5.850 mg/L ebenfalls sehr hoch (Abbildung 16).

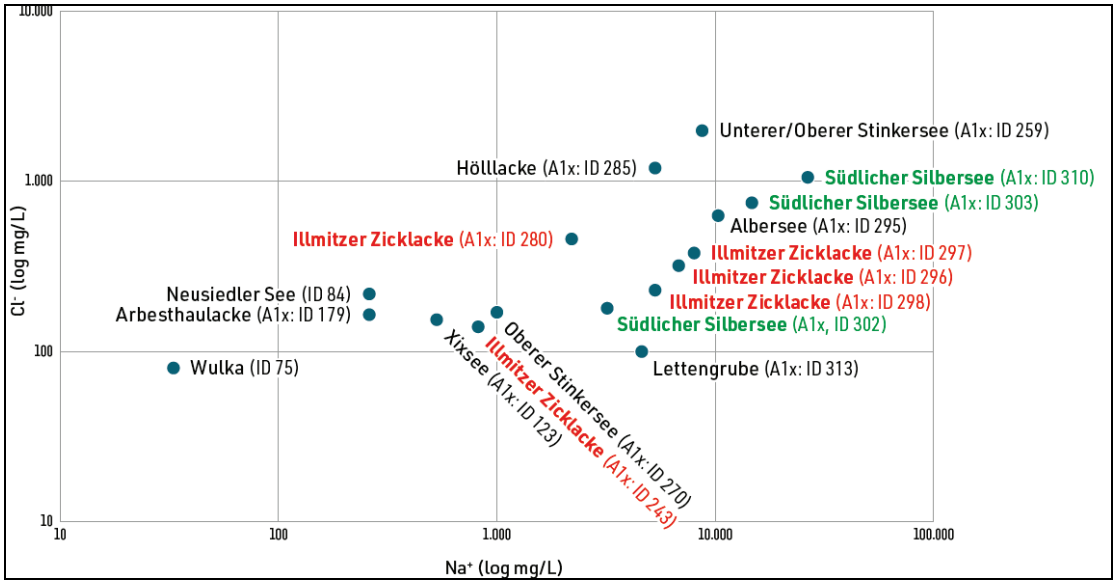

Abb. 16: Konzentrationsdiagramm Natrium zu Chlorid von Wässern ausgewählter schwebender Grundwasserstockwerke (A1x) des Seewinkels im Vergleich mit den Oberflächengewässern der Wulka (ID 75) und des Neusiedler Sees (ID 84) nach Tabelle 4.

In einer Grundwasserbohrung am Südufer der **Oberen Hölllacke** beträgt bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 9 mS/cm (ID 287) der Natriumwert 2.300 mg/L und der Chloridwert 530 mg/L. In einer Bohrung am Ostufer (ID 285) liegt bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 18 mS/cm der Natrium-Wert bei 5.300 mg/L und der Chloridwert bei 1.200 mg/L, was einer doppelt so hohen Konzentration in dem nahe gelegenen, ungespannten Grundwasserkörper in einem Meter Bohrtiefe entspricht (Abbildung 16). Im Gegensatz zu den hoch konzentrierten Grundwässern unter Lacken des westlichen Seewinkels ergab die hydrochemische Analyse des erbohrten Grundwassers im zentralen Seewinkel unter der **Ochsenbrunnlacke** (ID 300) bei einer relativ geringen elektrischen Leitfähigkeit von knapp 4 mS/cm einen Natriumwert von 900 mg/L und einen Chloridwert von nur 7 mg/L.

Nach DOBER & GRITZMANN (2014) enthält das Grundwasser unter dem, westlich der Lange Lacke gelegenen, heute nahezu ausgetrockneten **Xixsee** (WP 24; ID 123) bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~3,4 mS/cm, 530 mg/L Natrium und ~150 mg/L Chlorid (Abbildung 16). Der δ^{18}O-Wert des Grundwassers (ID 123) von -4,95 ‰ weist bei einem Deuteriumexzess von d = -4,03 ‰ auf Verdunstungserscheinungen hin. Zwei Schluff/Tonhorizonte in der Flachbohrung Xixsee (ID 123; lehmiger Schluff nach ÖNORM L1050) liegen innerhalb der Bodenform 23 (kSZ) nach NELHIEBEL (1986: 78), einem karbonathaltigen Solontschak-Solonetz aus feinem und grobem Schwemmmaterial, das den salzführenden Horizont repräsentiert. Die hydrochemische Ton-Eluatanalyse eines Schluff/Tonhorizontes des zentralen Xixsees in 50-60 cm Tiefe (TM 15-6) ergab nach DOBER & GRITZMANN (2014) mit ~60 mg/L Natrium und >20 mg/L Chlorid nur eine relativ geringe Salzkonzentration. Auch die Eluat-Analyse eines Schluff/Tonhorizontes des zentralen Xixsees in 100-110 cm Tiefe (TM 15-11) war mit >120 mg/L Natrium und ~16 mg/L Chlorid nur gering mineralisiert.

Nach DOBER & GRITZMANN (2014) enthält das Grundwasser unter der südöstlich von Apetlon gelegenen, heute ebenfalls nahezu ausgetrockneten **Arbesthaulacke** (auch Arbestaulacke; WP 26; ID 90) bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 2,5 mS/cm ~260 mg/L Natrium und 165 mg/L Chlorid (Abbildung 16). Der δ^{18}O-Wert des Grundwassers (ID 90) von -3,58 ‰

weist, ähnlich wie das Grundwasser unter dem Xixsee, bei einem Deuteriumexzess von d = -12,08 ‰ ebenfalls auf Verdunstungserscheinungen hin. Das Bohrprofil ID 90 liegt im Bereich der Bodenform 24 (kSZ) nach NELHIEBEL (1986: 79), einem karbonathaltigen Solontschak-Solonetz aus feinem und grobem Schwemmmaterial und repräsentiert somit auch den ehemaligen salzführenden Horizont. Die hydrochemische Eluatanalyse eines Tonhorizontes (nach ÖNORM L1050) in ~30 cm Tiefe (TM 22-1) ergab mit ~16 mg/L Natrium und ~155 mg/L Chlorid ebenfalls eine geringe Mineralisierung (DOBER & GRITZMANN, 2014). Ein Vergleich der Ionenkonzentration der schwebenden Grundwasserkörper mit den Salzlacken findet sich im Kapitel 8.3.5 über stark mineralisierte Grundwässer in quartären Ablagerungen des Seewinkels.

Fazit: Die Auswertung der hydrochemischen Analysen schwebender Grundwasserkörper A1x unter Salzlacken des Seewinkels zeigt, dass die Natrium- und Chloridkonzentration innerhalb der in ein bis zwei Meter unter dem Lackenboden erbohrten Grundwässer auf kurze Distanz um das Drei- bis Zwanzigfache variieren kann. Die höchsten Natrium- und Chloridwerte wurden im Südlichen Silbersee (ID 310; 66,7 mS/cm) angetroffen. Der Natriumwert mit 26.500 mg/L übertrifft jenen des Meerwassers mit 35 ‰ (3,5 %) Salzgehalt um mehr als das Zweifache, der Chloridgehalt erreicht mit rund 1.000 mg/L jedoch nur etwa ein zwanzigstel der durchschnittlichen Meerwasserkonzentration. Die Verhältniswerte von Natrium/Chlorid liegen alle >1,0 und alle Verhältniswerte von Chlorid/Sulfat sind <1,0 sodass nach den Kriterien von WURM (2000: 98) die Wässer der analysierten schwebenden Grundwasserstockwerke von Tabelle 4 als oberflächennahe Grundwässer klassifiziert werden können. Es handelt sich demnach jedenfalls nicht um chloridreiche Tiefengrundwässer. Eine Interpretation der an schweren Isotopen angereicherten Grundwässer A1x, die auf Verdunstungsprozesse zurückzuführen sind, findet sich im Diskussionskapitel 8.3.6.

5.3 Isotopenhydrologische Untersuchungen

Tabelle 5 enthält die Analysenergebnisse von ausgewählten Oberflächengewässern und Wässern verschiedener Grundwasserstockwerke des Seewinkels. Die Isotopenwerte stammen von MYKHAYLYUK (2016). Die Probenahme erfolgte größtenteils im Jahr 2014. Ziel dieser Arbeit war einerseits ein Vergleich mit den von BOROVICZÉNY et al. (1992) aus den gleichen Wasserspendern publizierten Daten und andererseits die Beantwortung der Frage, wie sich stabile Isotope in Wässern schwebender Grundwasserkörper von jenen in artesischen Grundwässern (des zweiten Grundwasserstockwerkes – A2) und jenen von Thermalwässern (des dritten Grundwasserstockwerkes – A3) unterscheiden.
Abbildung 17A vermittelt nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 46) das von Radiokarbonanalysen, Tritiumanalysen und den stabilen Isotopen Deuterium und Sauerstoff-18 abgeleitete hydrologische System im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees. Das gewichtete Zehnjahresmittel der δ^{18}O-Werte des Niederschlags der Sammelstation Podersdorf betrug damals nach RANK et al. (1991: 118) -9,5 ‰. Höhere δ^{18}O-Werte in Lackenwässern und im Wasser des Neusiedler Sees wurden auf Verdunstungsprozesse zurückgeführt (RANK et al., 1985a: 54). Im lokalen hydrologischen System des Leithagebirges traten überwiegend Winterniederschläge (mit niedrigen δ^{18}O-Werten) im Ufergebiet als Schichtstauquellen aus (vgl. RANK, 1986a: 177, 178; BOROVICZÉNY et al., 1992: 146; KOPECNY, 2006).

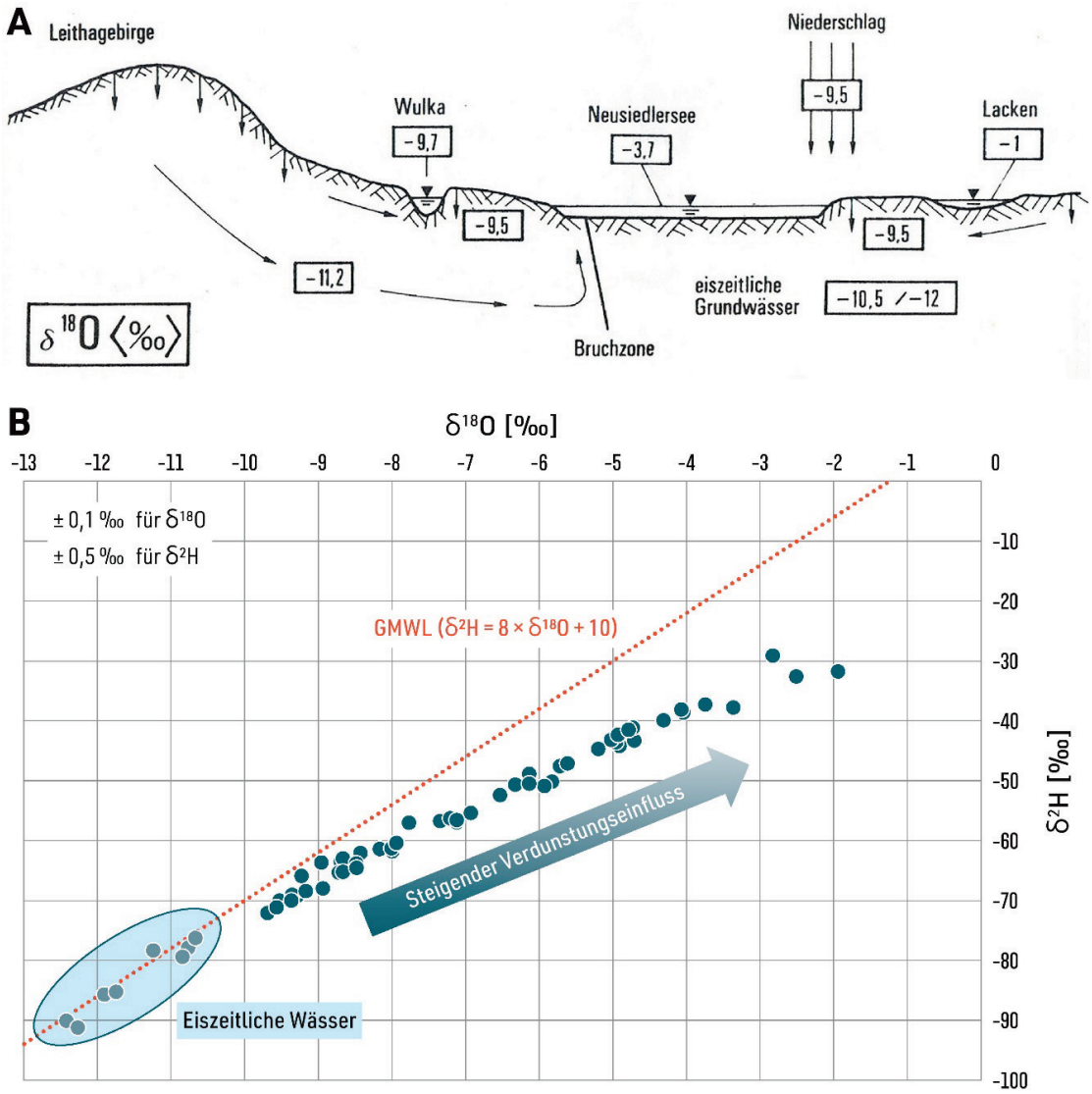

Abb. 17: A) Jahresmittel der $\delta^{18}O$-Gehalte des Niederschlages, der Oberflächengewässer und der Grundwässer im Gebiet des Neusiedler Sees nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 46).
B) Diagramm der $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte der Wässer des Neusiedler Sees und des Seewinkels nach Tabelle 5 mit „Global Meteoric Water Line“ nach CRAIG (1961).

Im regionalen hydrologischen System des Seewinkels wurden Grundwässer mit niedrigen $\delta^{18}O$-Werten auch ^{14}C-datiert und wegen der geringen mittleren Höhenlage des Seewinkel-Einzugsgebietes nach BOROVICZÉNY et al. (1992; vgl. PAPESCH & RANK, 2000) als eiszeitliche Niederschlagswässer interpretiert. Die Beziehung zwischen $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werten der untersuchten Wässer im Gebiet des Neusiedler Sees (Tabelle 5) weicht in Abbildung 17B stark von der „Global Meteoric Water Line“ (GMWL) ab, deren Beziehung $\delta^{2}H = 8.0 * \delta^{18}O + 10$ beträgt (CRAIG, 1961). Hier kommt es durch die unterschiedliche Isotopenfraktionierung bei Deuterium und Sauerstoff-18 zur Abweichung der Verdunstungsgeraden von der Niederschlagsgeraden (vgl. GEYH, 2000: 359; RANK et al., 1985a: 54, KRALIK et al., 2017: 925).

ID	Lokalität	Wassertyp	Aquifer-tiefe (m)	Breitengrad	Längengrad	Probe-nahme Datum	eLF (mS/cm)	pH	Natrium (mg/L)	Chlorid (mg/L)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	d (‰)
ID 078	Neusiedl Klosterschule	Arteser	56	47° 56' 42.00"	16° 50' 53.04"	2013-07	0,71	n.g.	n.g.	n.g.	-12,42	-90,16	9,17
ID 079	Neusiedl BH	Arteser	138	47° 57' 06.24"	16° 50' 07.55"	2013-07	4,29	n.g.	n.g.	n.g.	-11,90	-85,77	9,42
ID 080	Sandeck	Arteser	68	47° 44' 01.61"	16° 45' 59.20"	2013-07	0,90	n.g.	n.g.	n.g.	-10,76	-77,94	8,15
ID 082	Neudegg Jagdhaus	Arteser	85	47° 42' 00.88"	16° 48' 35.77"	2013-07	0,53	n.g.	n.g.	n.g.	-10,83	-79,46	7,22
ID 089	Frauenkirchen Thermal-1	Thermalwasser	865	47° 48' 30.76"	16° 54' 56.94"	2013-08	1,43	n.g.	n.g.	n.g.	-12,26	-91,29	6,77
ID 090	Arbesthaulacke (WP 26)	Bohrung (A1x)	1,00	47° 43' 05.03"	16° 50' 27.53"	2013-10	2,50	7,8	n.g.	n.g.	-3,58	-40,70	-12,08
ID 102	Mannersdorf (Schwimmbad)	Thermalwasser	3,00	47° 58' 19.56"	16° 36' 07.54"	2013-08	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-11,23	-78,39	11,47
ID 117	Frauenkirchen	Baggersee	1,00	47° 48' 32.74"	16° 55' 03.20"	2013-08	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-4,90	-44,26	-5,05
ID 118	Frauenkirchen	Baggersee	0,00	47° 48' 32.74"	16° 55' 03.20"	2013-08	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-4,70	-43,38	-5,78
ID 122	Römerbrunnen	Quelle	0,00	k.A.	k.A.	2006-08	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-9,68	-72,16	5,30
ID 123	Xixsee (WP 24)	Bohrung (A1x)	2,00	47° 45' 36.59"	16° 50' 32.07"	2013-10	3,39	8,7	n.g.	n.g.	-4,95	-43,62	-4,03
ID 126	Lange Lacke	Bohrung (A1x)	2,00	47° 46' 06.33"	16° 52' 07.64"	2013-10	1,72	n.g.	n.g.	n.g.	-9,28	-69,25	4,97
ID 130	Sandeck	Arteser	68,00	47° 44' 01.82"	16° 45' 59.23"	2013-07	0,90	7,2	n.g.	n.g.	-11,74	-85,30	8,62
ID 164	Neusiedlersee (Rust)	See	0,00	47° 48' 06.79"	16° 41' 54.04"	2010-08	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-2,82	-29,18	-6,61
ID 225	Apetloner Hof	Bohrung (A1x)	0,70	47° 42' 44.18"	16° 50' 36.43"	2014-03	14,80	n.g.	n.g.	n.g.	-8,61	-63,58	5,30
ID 228	SE Apetloner Hof	Bohrung (A1x)	1,80	47° 42' 58.95"	16° 50' 15.06"	2014-03	19,00	n.g.	n.g.	n.g.	-6,13	-48,95	0,09
ID 234	SE Tadten (Salzmoor)	Bohrung (A1x)	0,70	47° 43' 54.90"	16° 48' 00.00"	2014-03	3,35	n.g.	n.g.	n.g.	-8,69	-63,59	5,93
ID 236	SE Apetloner Hof	Bohrung (A1x)	1,70	47° 42' 57.41"	16° 51' 00.86"	2014-03	1,37	n.g.	n.g.	n.g.	-8,95	-63,70	7,90
ID 238	SSW Apetloner Hof	Bohrung (A1x)	1,30	47° 43' 10.20"	16° 49' 44.74"	2014-03	4,90	n.g.	n.g.	n.g.	-7,76	-57,08	5,00
ID 241	Kirchsee SW Illmitz	Bohrung (A1x)	0,85	47° 45' 25.83"	16° 47' 21.10"	2014-03	2,95	n.g.	n.g.	n.g.	-7,99	-61,88	2,04
ID 242	Unterer Schrändlsee	Bohrung (A1x)	0,60	47° 44' 53.44"	16° 47' 43.38"	2014-03	3,82	n.g.	n.g.	n.g.	-7,34	-56,81	1,91
ID 243	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	2,00	47° 46' 01.06"	16° 46' 55.05"	2014-03	3,31	n.g.	832,0	147,0	-10,66	-76,32	8,96
ID 244	Unterer / Oberer Stinkersee	Bohrung (A1x)	1,10	47° 47' 37.29"	16° 47' 27.66"	2014-03	5,45	n.g.	n.g.	n.g.	-8,16	-61,49	3,79
ID 247	Neudegg	Bohrung (A1x)	0,80	47° 42' 01.55"	16° 48' 35.47"	2014-04	7,82	n.g.	n.g.	n.g.	-5,82	-50,21	-3,65
ID 250	Lange Lacke	Bohrung (A1x)	1,10	47° 46' 06.18"	16° 52' 06.59"	2014-04	4,68	n.g.	n.g.	n.g.	-3,74	-37,34	-7,42
ID 251	Lacke Nord Podersdorf	Bohrung (A1x)	0,90	47° 52' 08.76"	16° 50' 54.61"	2014-04	30,80	n.g.	n.g.	n.g.	-6,32	-50,72	-0,16
ID 257	Zitzmannsdorfer Wiese	Bohrung (A1x)	1,20	47° 52' 52.63"	16° 51' 03.60"	2014-04	18,47	n.g.	n.g.	n.g.	-6,92	-55,44	-0,08
ID 258	Zitzmannsdorfer Wiese	Bohrung (A1x)	0,50	47° 53' 37.61"	16° 51' 50.83"	2014-04	1,05	n.g.	n.g.	n.g.	-7,11	-57,02	-0,14
ID 259	Unterer / Oberer Stinkersee	Bohrung (A1x)	0,90	47° 48' 27.15"	16° 47' 19.29"	2014-05	25,80	n.g.	8.696,0	1.988,0	-7,20	-56,35	1,25
ID 261	Lange Lacke NE (LL11)	Bohrung (A1x)	1,60	47° 45' 37.24"	16° 52' 02.69"	2014-05	2,87	n.g.	n.g.	n.g.	-9,52	-70,07	6,09
ID 264	Badelacke (St. Andrä / Zicksee)	Bohrung (A1x)	2,00	47° 46' 46.47"	16° 55' 57.83"	2014-05	3,00	n.g.	n.g.	n.g.	-8,66	-63,02	6,26
ID 266	Huldenlacke (St. Andrä / Zicksee)	Bohrung (A1x)	0,90	47° 46' 27.66"	16° 55' 22.01"	2014-05	1,88	n.g.	n.g.	n.g.	-9,35	-69,12	5,68
ID 267	Kühbrunnlacke	Bohrung (A1x)	1,00	47° 47' 35.20"	16° 52' 46.26"	2014-05	2,94	n.g.	n.g.	n.g.	-5,92	-50,94	-3,58
ID 268	Kühbrunnlacke	Bohrung (A1x)	1,60	47° 47' 37.02"	16° 52' 35.91"	2014-05	2,50	7,3	n.g.	n.g.	-9,22	-65,99	7,76
ID 270	Oberer Stinkersee	Bohrung (A1x)	2,00	47° 49' 05.33"	16° 47' 45.06"	2014-05	4,10	7,8	1.015,0	172,0	-8,71	-65,41	4,29
ID 273	Podersdorfer Lacke	Bohrung (A1x)	0,95	47° 52' 08.41"	16° 50' 51.68"	2014-05	42,00	7,7	n.g.	n.g.	-5,02	-43,27	-3,14
ID 275	Kühbrunnlacke	Bohrung (A1x)	0,80	47° 47' 35.31"	16° 52' 42.13"	2014-06	10,80	n.g.	n.g.	n.g.	-4,92	-42,40	-3,02
ID 278	Sechsmahdlacke	Bohrung (A1x)	1,40	47° 47' 07.29"	16° 53' 15.38"	2014-06	2,51	8,0	n.g.	n.g.	-8,00	-61,38	2,61
ID 280	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	2,40	47° 46' 02.67"	16° 46' 53.29"	2014-06	5,86	9,1	2.202,0	464,0	-9,56	-71,21	5,28
ID 281	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	1,10	47° 46' 05.46"	16° 46' 46.23"	2014-06	n.g.	n.g.	n.g.	n.g.	-8,66	-65,31	3,94
ID 284	Hölllacke	Bohrung (A1x)	1,70	47° 49' 42.19"	16° 48' 26.13"	2014-06	25,90	9,2	n.g.	n.g.	-5,71	-47,60	-1,90
ID 285	Hölllacke	Bohrung (A1x)	1,20	47° 49' 37.98"	16° 48' 30.37"	2014-06	18,30	9,5	5.290,0	1.191,0	-4,31	-39,99	-5,55
ID 286	Hölllacke	Bohrung (A1x)	1,40	47° 49' 37.88"	16° 48' 25.52"	2014-06	10,34	9,5	n.g.	n.g.	-7,11	-56,62	0,26
ID 287	Hölllacke	Bohrung (A1x)	0,90	47° 49' 32.82"	16° 48' 29.82"	2014-06	9,10	9,6	2.317,0	530,0	-5,19	-44,78	-3,23
ID 290	Oberer Stinkersee	Bohrung (A1x)	1,00	47° 49' 00.60"	16° 47' 36.55"	2014-06	7,10	9,1	n.g.	n.g.	-6,53	-52,49	-0,28
ID 291	Gartenbrunnen (Die Hölle 1)	Bohrung (A1x)	1,50	47° 49' 06.04"	16° 47' 53.28"	2014-06	3,11	7,9	n.g.	n.g.	-8,42	-62,17	5,19
ID 292	Thomasbrunnen	Quelle	0,00	47° 50' 03.75"	16° 50' 51.11"	2014-06	1,47	7,3	n.g.	n.g.	-9,16	-68,52	4,79
ID 293	Birnbaumlacke	Bohrung (A1x)	1,60	47° 49' 00.73"	16° 51' 36.53"	2014-06	3,39	9,2	n.g.	n.g.	-8,93	-68,02	3,44
ID 295	Albersee	Bohrung (A1x)	1,00	47° 46' 22.99"	16° 46' 03.86"	2014-07	34,30	9,1	10.314,0	633,0	-4,04	-38,67	-6,39
ID 296	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	1,00	47° 46' 16.00"	16° 47' 15.75"	2014-07	24,60	8,6	6.794,0	323,0	-4,72	-41,22	-3,43
ID 297	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	1,20	47° 45' 54.92"	16° 47' 02.72"	2014-07	25,80	9,7	7.987,0	377,0	-4,06	-38,18	-5,66
ID 298	Illmitzer Zicklacke	Bohrung (A1x)	2,10	47° 45' 54.02"	16° 46' 52.63"	2014-07	19,38	9,0	5.355,0	230,0	-4,78	-41,55	-3,31
ID 300	Ochsenbrunnlacke	Bohrung (A1x)	1,90	47° 48' 31.88"	16° 50' 45.79"	2014-07	3,75	8,6	895,0	7,0	-8,48	-63,91	3,89
ID 302	Südlicher Silbersee	Bohrung (A1x)	1,40	47° 47' 36.04"	16° 46' 49.83"	2014-07	14,00	8,4	3.229,0	188,0	-1,94	-31,81	-16,32
ID 303	Südlicher Silbersee	Bohrung (A1x)	1,50	47° 47' 30.73"	16° 46' 48.08"	2014-07	46,50	9,7	14.764,0	750,0	-2,50	-32,67	-12,68
ID 306	Martinhoflacke	Bohrung (A1x)	1,80	47° 45' 04.06"	16° 51' 31.24"	2014-07	3,74	9,3	n.g.	n.g.	-5,61	-47,21	-2,36
ID 307	Moschato Lacke	Bohrung (A1x)	1,40	47° 44' 48.84"	16° 51' 32.87"	2014-07	2,82	8,4	n.g.	n.g.	-7,93	-60,43	3,01
ID 310	Südlicher Silbersee	Bohrung (A1x)	2,10	47° 47' 25.86"	16° 46' 45.72"	2014-07	66,70	9,8	26.451,0	1.061,0	-3,36	-37,86	-10,99
ID 311	Lettengrube	Bohrung (A1x)	0,70	47° 49' 03.66"	16° 47' 58.25"	2014-07	27,20	9,2	n.g.	n.g.	-6,13	-50,56	-1,54
ID 312	Lettengrube	Bohrung (A1x)	2,00	47° 49' 04.15"	16° 47' 57.00"	2014-07	16,07	9,0	n.g.	n.g.	-8,47	-64,61	3,19
ID 313	Lettengrube	Bohrung (A1x)	2,10	47° 49' 06.93"	16° 47' 59.65"	2014-07	15,63	8,8	4.643,0	96,0	-9,36	-70,10	4,77

Tab. 5: Elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert, Natrium- und Chloridkonzentration, $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werte sowie Deuteriumexzesses (d) der untersuchten Wasserspender im Gebiet des Neusiedler Sees. Reihung nach Nummer der Wasserproben (ID). A1x = schwebender Grundwasserkörper in Lackenbohrungen. Die Messgenauigkeit (Präzision) beträgt laut Herstellerangaben für $\delta^{18}O$: ± 0,1 ‰ und für $\delta^{2}H$: ± 0,5 ‰ (k.A.: keine Angabe; n.g. nicht gemessen).

Fazit: Die in der Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedler See in den 1990er-Jahren erzielten Ergebnisse von Radiokarbondatierungen oberflächennaher Grundwässer erlauben im Vergleich mit den $\delta^{18}O$- und $\delta^{2}H$-Werten der Tabelle 5 aufgrund des Temperatur-/Klimaeffektes der Isotopenfraktionierung eine Interpretation als eiszeitliche meteorische Wässer. Im Wesentlichen charakterisieren somit im zentralen und östlichen Seewinkel nach HÄUSLER (2015) mittlere Verweilzeiten des Grundwassers von wenigen Jahren bis >50 Jahre das Wasseralter in den bis 30 Meter mächtigen quartären Ablagerungen des obersten Grundwasserstockwerkes A1. In der östlichen Seerandzone wurden in Quartärablagerungen

lokal aber auch Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von ~5.000 bis ~17.000 Jahren nachgewiesen (Diskussionskapitel 8.3.5.1). In pannonen Aquiferen des mittleren Grundwasserstockwerkes A2 wurden in artesisch gespannten Grundwässern bis in mehrere hundert Meter Tiefe mittlere Verweilzeiten zwischen 1.000 und 11.000 Jahren ermittelt. In neogenen Ablagerungen des tiefsten Grundwasserstockwerkes A3 ergaben ^{14}C-Analysen von thermalen Grundwässern Verweilzeiten von 12.000 bis über 40.000 Jahren.

5.4 Hydrogeologische Verhältnisse der schwebenden Grundwasserkörper im Untergrund der Salzlacken

In den folgenden Subkapiteln werden die Ergebnisse der hydrophysikalischen, hydrochemischen und isotopenhydrologischen Messungen zusammengefasst. Im Kapitel 5.4.1 werden die in 24 Bohrprofilen der Salzlacken angetroffenen schwebenden Grundwasserkörper durch Messwerte der elektrischen Leitfähigkeit, des pH-Wertes und der $\delta^{18}O$-Werte charakterisiert. Soweit analysiert, werden in den Profilen nach Tabelle 4 auch auf- oder abgerundete Werte der Chlorid- und Sulfatkonzentration angegeben. Im Kapitel 5.4.2 wird die Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit von der Tiefe analysiert. Eine synoptische hydrogeologische Charakterisierung der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken erfolgt im Kapitel 5.4.3. Das Kapitel 8.3.5.2 bezieht sich speziell auf die konzentrierten Grundwässer in den schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken. Abbildung 18 gibt eine Übersicht über die Lokalitäten der untersuchten schwebenden Grundwasserkörper im westlichen und zentralen Seewinkel.

Abb. 18: Übersicht der bearbeiteten schwebenden Grundwasserkörper unter Salzlacken des westlichen und zentralen Seewinkels. Kartengrundlage: Ausschnitt aus KOMPASS Wanderkarte WK 215 Neusiedler See (© Kartografie KOMPASS-Karten GmbH, Lizenz-Nr. 17-0522-LAB). Satellitenbild des Kartenausschnittes von Google Earth (© 2001 CNES/Airbus, Maxar Technologies). Die Legende der Lockergesteine und Grundwasserstände wird in nachfolgenden Abbildungen hydrogeologischen Profilen verwendet.

5.4.1 Beziehung zwischen elektrischer Leitfähigkeit, pH-Wert und den stabilen Umweltisotopen Deuterium und Sauerstoff-18

Wo im Frühjahr und Sommer 2014 in den Salzlackenbohrungen Grundwasser angetroffen wurde, wurden in den meisten Fällen im Gelände die elektrische Leitfähigkeit und der pH-Wert gemessen. In einigen Fällen war in den Bohrlöchern innerhalb weniger Minuten ein Aufspiegeln gespannter Grundwässer zu beobachten. Im Folgenden werden in den einzelnen Untersuchungsgebieten von Abbildung 18 die Geländemessungen, wie Endtiefe der Bohrung (ET), pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit (eLF) und die im Labor ermittelten $\delta^{18}O$-Werte

angeführt. Wo in der Arbeit von KRACHLER et al. (2012) ein Laser-Höhenmodell der Lacken abgebildet war, wurden die Höhenangaben der Bohrprofile in Meter über Adria als Geländeoberkante (GOK) übernommen. Die Bohrungen selbst wurden geodätisch nicht eingemessen. Die Darstellung der Lithologie der Bohrprofile entspricht jener in Abbildung 5 des Unterkapitels 5.1 über die Korngrößenanalysen. Im Vergleich zu diesem Kapitel fehlen jedoch hydrologische Angaben zum Albersee, zur Badelacke und zur Moschadolacke, da in diesen kein Grundwasser angetroffen wurde. Dafür wurden die Ergebnisse der Grundwasseruntersuchungen der Oberen Hölllacke aufgenommen. In den folgenden Subkapiteln werden daher die Ergebnisse hydrologischer Untersuchungen zusammengefasst und hydrogeologisch interpretiert. Dies betrifft die Illmitzer Zicklacke, den Südlichen Silbersee, den Oberen Stinkersee, die Lettengrube, die Obere Hölllacke, die Podersdorfer Lacke, die Kühbrunnlacke und die Sechsmahdlacke.

5.4.1.1 Illmitzer Zicklacke

In topographischen Karten 1:50.000 wird die Salzlacke westlich von Illmitz als Zick-Lacke benannt. In LÖFFLER (1982) und TRIEBL & WEGLEITNER (2016) wird sie als Illmitzer Zicksee bezeichnet. Für vorliegende Arbeit wurde wegen des geringen Wasserstandes der Lacke der Begriff Illmitzer Zicklacke gewählt.
Mit Ausnahme der 2,8 m tiefen Lackenbohrung ID 305, in der kein Grundwasser angetroffen wurde (vgl. Abbildung 6), werden in Abbildung 19 alle anderen Profile der Illmitzer Zicklacke, an denen Korngrößenuntersuchungen vorgenommen wurden, auch hydrogeologisch charakterisiert.
Während im März und Juli 2014 der lokale Grundwasserspiegel in den Bohrungen ID 297, ID 298, ID 243 und ID 296 bei einem Meter unter GOK gemessen wurde, lag der Grundwasserspiegel der Bohrung ID 280 (im Juni 2014) bei 2,40 m. Die 2,8 m tiefe Bohrung ID 305 im zentralen Lackenbereich (vgl. Profil in Abbildung 6) blieb jedoch völlig trocken. Nur in der Bohrung ID 297 spiegelte das Grundwasser von 100 cm auf 30 cm unter GOK auf. Bei durchgehend hohen pH-Werten zwischen pH 8,5 und pH 9,7 unterscheiden sich die Werte der elektrischen Leitfähigkeit sowie die $\delta^{18}O$-Werte im Grundwasser unter der Illmitzer Zicklacke deutlich. Während die lokalen Grundwasserkörper der Bohrungen ID 297, ID 298 und ID 296 bei einem Grundwasserspiegel in ein Meter Tiefe relativ hohe elektrische Leitfähigkeiten von ~25 mS/cm aufweisen, lag der Wert in Bohrung ID 243 in einem Meter Tiefe bei nur ~3 mS/cm. Die hohen Werte der elektrischen Leitfähigkeit werden weniger durch die Chlorid- und Sulfatwerte, sondern durch die (berechneten) Hydrogenkarbonatwerte (Tabelle 4) bestimmt. Der niedrige Wert der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers in der Bohrung ID 243 von ~3 mS/cm kann auf einen lokalen Einfluss des regionalen Grundwasserstromes A1 auf den schwebenden Grundwasserkörper A1x zurückgeführt werden.

Fazit: Die Grundwasserdruckflächen in den Bohrungen der Illmitzer Zicklacke zeigen, dass auf Entfernungen von 100 bis 200 Metern in Tiefen von ein bis zwei Metern unter GOK in schwebenden Grundwasserkörpern sowohl ungespannte als auch gespannte Grundwässer auftreten. Diese unterscheiden sich sowohl in der Ionenkonzentration und in der elektrischen Leitfähigkeit aber auch in den $\delta^{18}O$-Werten deutlich voneinander. Nur lokal ist das Grundwasser in den sandigen und sandig-kiesigen Horizonten gespannt, wobei der Druckhöhenunterschied von 70 cm auf lokale Druckunterschiede zwischen den schwebenden Grundwasserkörpern unter der flächenmäßig relativ großen Illmitzer Zicklacke und den Nachbarlacken zurückgeführt wird. Die Grundwasserführung unter der Illmitzer Zicklacke dürfte auf ein kommunizierendes System überwiegend sandiger, horizontal und vertikal nur über kurze Distanzen anhaltender und nur bis mehrere dezimetermächtiger

Aquifere beschränkt sein. Eine Interpretation der unterschiedlichen $\delta^{18}O$-Werte von ca. -4 ‰ bis -10 ‰ findet sich im Kapitel 8.3.6.

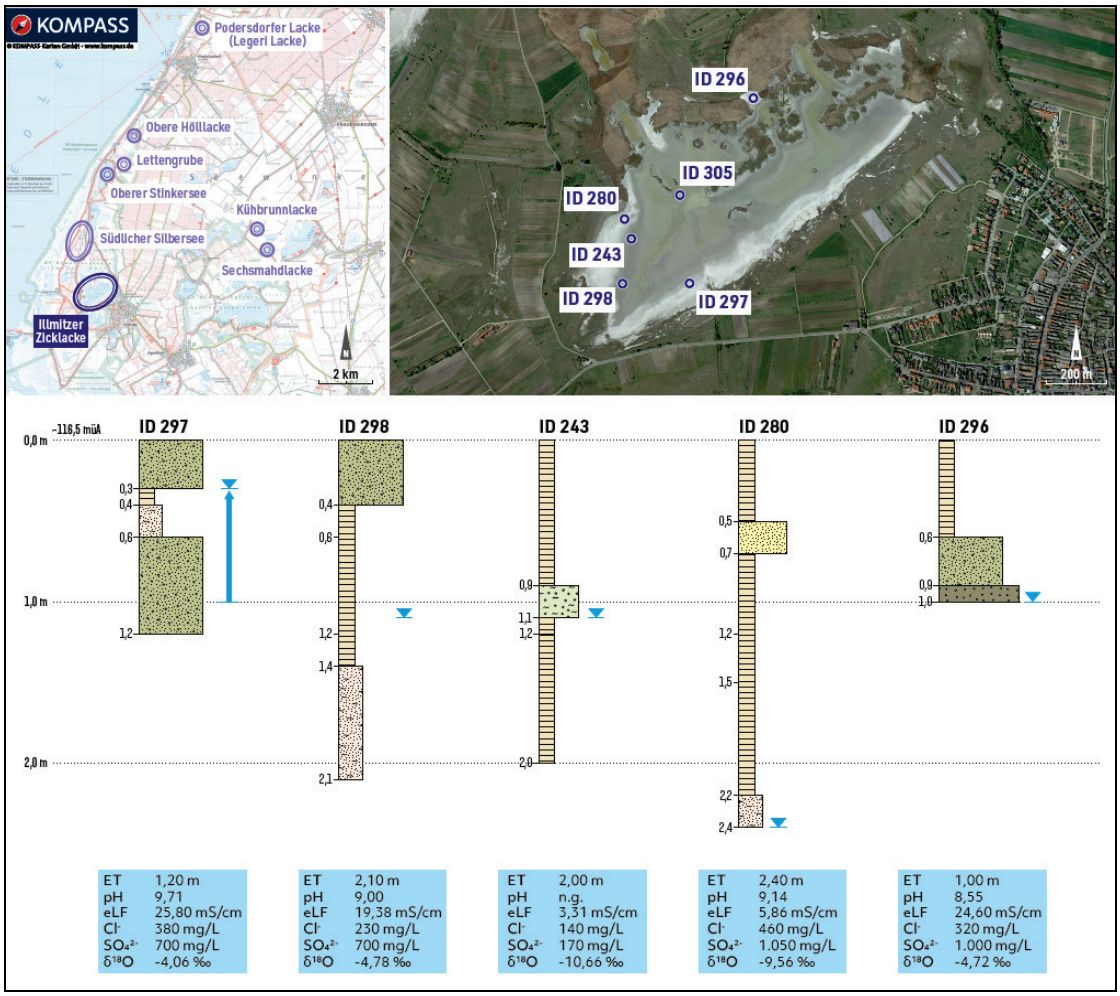

Abb. 19: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit, der pH-Werte und der $\delta^{18}O$-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter der Illmitzer Zicklacke (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

5.4.1.2 Südlicher Silbersee

Vom Lackenwasser des Südlichen Silbersees und von Grundwässern in Lackenbohrungen wurden der pH-Wert, die elektrische Leitfähigkeit und die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Von Sedimentproben der Bohrung ID 302 wurden auch die Kornsummenkurven bestimmt (Abbildung 8). Der in den Bohrungen des Südlichen Silbersees angetroffene freie Grundwasserspiegel lag bei den benachbarten Bohrungen ID 310 und ID 303 im Juli 2014 in 1,3 m Tiefe (Abbildung 20). In der sandig-schluffigen Wechsellagerung der Bohrung ID 302 wurde der Grundwasserspiegel bereits in 70 cm Tiefe erbohrt und spiegelte auf 55 cm unter GOK auf. Der pH-Wert des Grundwassers schwankte zwischen 8,4 und 9,8, jener der elektrischen Leitfähigkeit zwischen 14 mS/cm und ~66 mS/cm. Die Chloridkonzentration schwankte zwischen ~180 mg/L und ~1.000 mg/L und der Sulfatwert zwischen ~200 mg/L und ~2.500 mg/L.

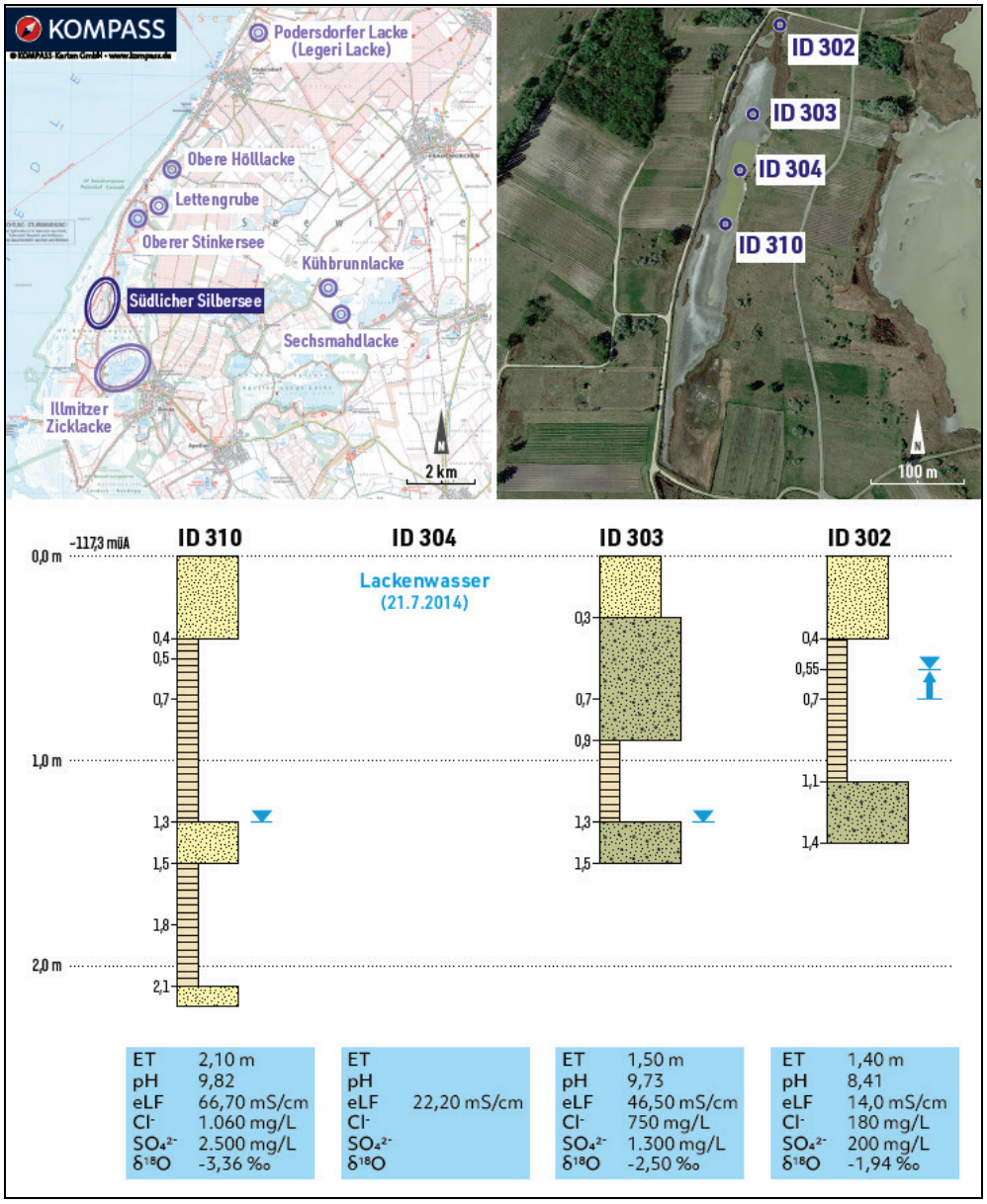

Abb. 20: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit, der pH-Werte und der $\delta^{18}O$-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter dem Südlichen Silbersee (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Die hohen Werte der elektrischen Leitfähigkeit in Grundwässern der Bohrungen ID 303 und ID 310 sind durch die hohen Hydrogenkarbonatwerte bedingt. Diese Unterschiede in pH-Wert, Ionenkonzentration und somit der elektrischen Leitfähigkeit lassen auf benachbarte jedoch hydrochemisch unterschiedliche schwebende Grundwasserkörper schließen. Die durchwegs relativ hohen $\delta^{18}O$-Werte zwischen -2,0 ‰ und -3,0 ‰ weisen deutlich auf Verdunstungsprozesse des Grundwassers hin. Bei einem pH-Werte von ~8,4 und der relativ geringeren elektrischen Leitfähigkeit von 14 mS/cm zeigt das leicht gespannte Grundwasser der Bohrung ID 302 mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -1,94 ‰ die stärksten Verdunstungserscheinungen der untersuchten Grundwasserkörper unter dem Südlichen Silbersee. Obwohl der Südliche Silbersee im Juli 2014 nur mehr wenige Zentimeter Lackenwasser führte, blieb die Wasserprobe des Südlichen Silbersees ID 304 mit einer elektrischen Leitfähigkeit von ~22 mS/cm deutlich unter der Ionenkonzentration der in ein bis zwei Meter Tiefe erbohrten schwebenden Grundwasserkörper.

Fazit: Der schmale, parallel zum Seedamm verlaufende Grundwasserkörper im westlichen Seewinkel ist im Bereich des Nördlichen und Südlichen Silbersees auf ein kommunizierendes System sandreicher Aquifere beschränkt. Die Unterschiede der Grundwasserdruckflächen sind mit 10-15 cm sehr gering. Die stagnierenden Grundwässer unter dem Südlichen Silbersee erreichen mit über 66 mS/cm sogar Meerwasserkonzentration. Eine Interpretation der Isotopenwerte erfolgt im Kapitel 8.3.6.

5.4.1.3 Oberer Stinkersee

Die Bezeichnung der zwischen Illmitz und Podersdorf am See gelegenen Stinkerseen geht auf die bakterielle Zersetzung von Natriumsulfat (Glaubersalz) im unterlagernden Grundwasserkörper zurück, durch welche neben Soda (Na_2CO_3) Schwefelwasserstoff entsteht (TAUBER, 1963: 795). Von den im Oberen Stinkersee erbohrten Grundwässern wurden die elektrische Leitfähigkeit und teilweise der pH-Wert, nicht aber die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Von Sedimentproben zahlreicher Bohrungen wurden auch die Kornsummenkurven bestimmt (Abbildung 9).

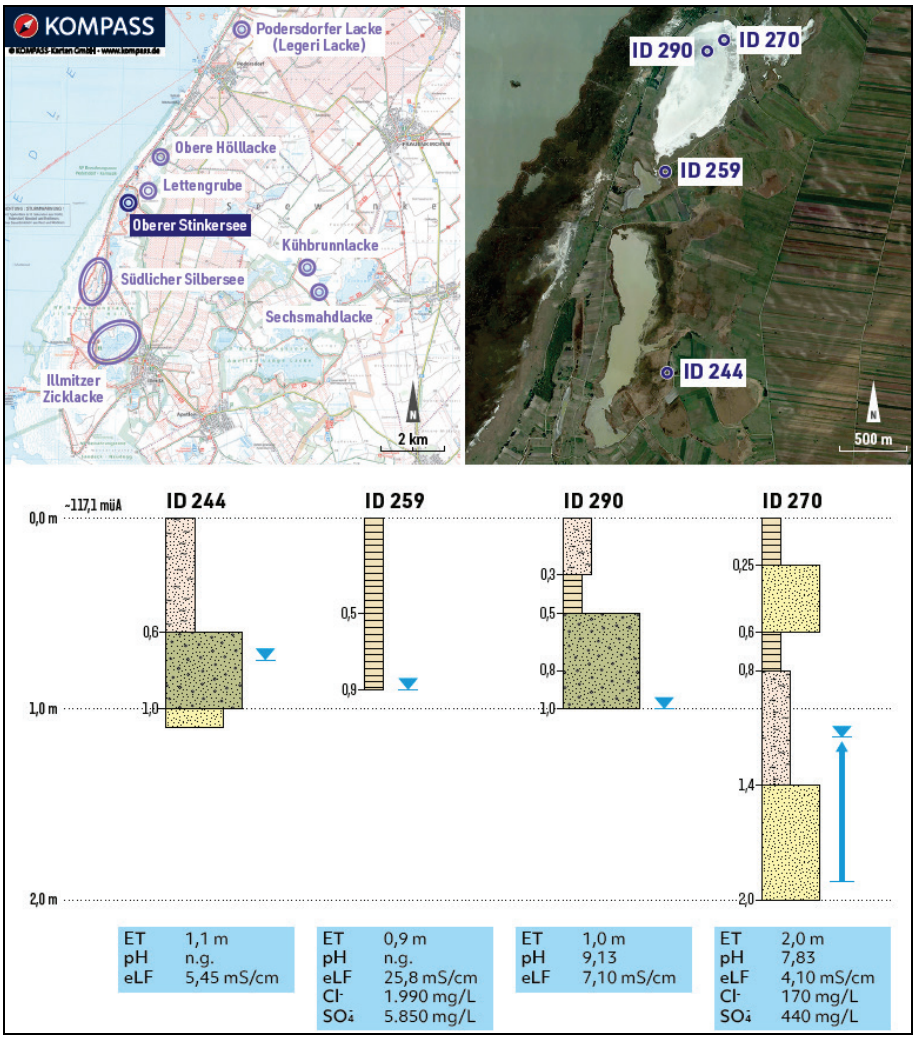

Abb. 21: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit und der pH-Wertes in schwebenden Grundwasserkörpern unter dem Oberen Stinkersee (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Der freie Grundwasserspiegel lag bei den beiden Lackenbohrungen ID 259 (im März 2014) und ID 290 (im Juni 2014) etwa bei einem Meter (Abbildung 21). In der Bohrung ID 270 wurde im Mai 2014 das gespannte Grundwasser in 1,9 m Tiefe angetroffen und spiegelte im Bohrloch auf 0,9 m unter GOK auf. Wegen der etwas höheren Position der Bohrung ID 244 südlich des Unteren Stinkersees lässt sich der im März 2014 in 80 cm Tiefe angetroffene Grundwasserspiegel höhenmäßig nicht direkt mit jenen des Oberen Stinkersees vergleichen. Im Gegensatz zu den freien und gespannten Grundwässern, die in kiesig-sandigen Ablagerungen mit einer relativ geringen elektrischen Leitfähigkeit von 4-7 mS/cm erbohrt wurden, beträgt die elektrische Leitfähigkeit des freien Grundwassers in den tonig-schluffigen Ablagerungen zwischen dem Unteren Stinkersee und dem Oberen Stinkersee in der Bohrung ID 259 über 25 mS/cm. Im Vergleich zu dem relativ niedrigen Chlorid- und Sulfatwert und damit niedrigen Wert der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers in der Bohrung ID 270 am Nordostrand des Oberen Stinkersees wurde am Südrand des Oberen Stinkersees (ID 259), bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~26 mS/cm, eine zehnmal höhere Chlorid- und Sulfatkonzentration gemessen. Selbst die wenigen Bohrungen zeigen, dass unter dem Oberen Stinkersee lateral unterschiedliche, teils gespannte Grundwasserkörper mit unterschiedlichen pH-Werten und unterschiedlicher Ionenkonzentration vorliegen.

Fazit: Die Porengrundwasserführung unter dem Oberen Stinkersee ist auf sandige und sandig-kiesige Horizonte beschränkt, die lateral auf kurze Distanz in etwas mächtigere Geringleiter übergehen. Lokal ist das Grundwasser in der relativ großen Lacke mit Druckhöhenunterschieden von 80 cm gespannt. Die lateral und vertikal rasch wechselnden Grundwasserhorizonte setzen sich in nordöstlicher Richtung bis unter die Lettengrube fort, wobei der schwebende Grundwasserkörper ID 270 unter dem Oberen Stinkersee wegen des niedrigeren pH-Wertes und der relativ niedrigen elektrischen Leitfähigkeit bereits mit dem regionalen obersten Grundwasserstockwerk A1 kommunizieren dürfte.

5.4.1.4 Lettengrube

Wie bereits erwähnt, reichte ursprünglich der Lackenbereich des Oberen Stinkersees bis in die Lettengrube. Von den Grundwässern in Bohrungen der Lettengrube wurden sowohl der pH-Wert als auch die elektrische Leitfähigkeit sowie die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Von Sedimentproben der Bohrung ID 312 wurden auch Kornsummenkurven bestimmt (Abbildung 10). In den drei Bohrungen ID 311, ID 312 und ID 313 schwankte im Juli 2014 der freie Grundwasserspiegel zwischen 0,5 und 1,9 Metern. Bei pH-Werten zwischen 8,0 und 9,0 variierte die elektrische Leitfähigkeit zwischen 3 mS/cm und 21 mS/cm. Der $\delta^{18}O$-Wert des Grundwassers der Bohrung ID 313 liegt mit -9,36 ‰ in der Nähe des Niederschlagswertes von -9,5 ‰ (siehe Abbildung 17A), die $\delta^{18}O$-Werte der Grundwässer in den anderen Bohrungen (ID 311, ID 312) und im Gartenbrunnen ID 291 weisen auf Verdunstungserscheinungen hin. Die Chloridkonzentration der untersuchten Grundwässer liegen bei 100 mg/L, die Sulfatkonzentration schwankt zwischen 50 mg/L und 150 mg/L. Der höhere Wert der elektrischen Leitfähigkeit des Grundwassers in der Bohrung ID 313 von nahezu 16 mS/cm ist auf den höheren Gehalt an Hydrogenkarbonat zurückzuführen. Von den deutlich unterschiedlichen pH-Werten, Werten der elektrischen Leitfähigkeit und $\delta^{18}O$-Werten kann jedenfalls auf eine Distanz von wenigen Zehnermetern auf lokal hydrochemisch sehr unterschiedliche Grundwasserkörper unter der Lettengrube geschlossen werden (Abbildung 22). Wie oben angemerkt, erstreckt sich vermutlich ein mehr oder weniger zusammenhängender Grundwasserkörper vom Oberen Stinkersee bis in die Lettengrube.

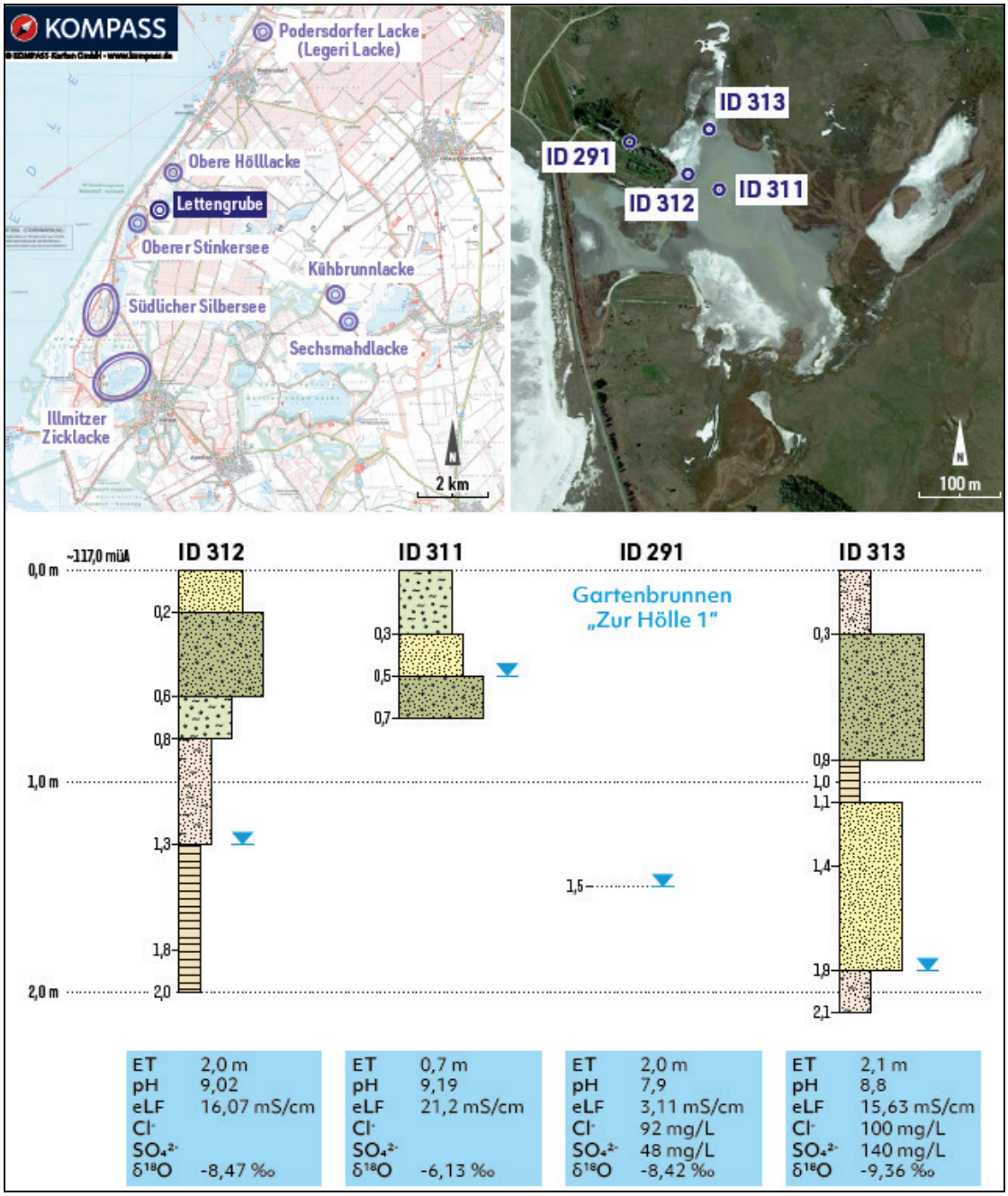

Abb. 22: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit, der pH-Werte und der $\delta^{18}O$-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter der Lettengrube (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Fazit: Eine stärkere Grundwasserführung unter der Lettengrube ist auf sandige, mehrere dezimetermächtige Horizonte beschränkt, die zwischen dem Oberen Stinkersee und der westlichen Lettengrube wegen des etwas niedrigeren pH-Wertes und der etwas geringeren elektrischen Leitfähigkeit im Bohrprofil ID 313 von dem regionalen obersten Grundwasserstockwerk A1 beeinflusst werden. Insgesamt schwankt die Höhe des freien Grundwasserspiegels in den übrigen Bereichen der Lettengrube stark zwischen 200 und 50 Zentimetern unter GOK, wobei es zu einer lokal unterschiedlichen Aufmineralisierung der Grundwässer kommt. Eine Interpretation der stark variierenden $\delta^{18}O$-Werte von -6,13 ‰ bis -9,36 ‰ erfolgt im Kapitel 8.3.6.

5.4.1.5 Obere Hölllacke

Von den Grundwässern in Bohrungen der Oberen Hölllacke wurden der pH-Wert und die elektrische Leitfähigkeit gemessen, nicht aber die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18. Von den Profilen wurden auch keine Kornsummenkurven bestimmt. Wie in Abbildung 23 ersichtlich, wird die Obere Hölllacke lokal unterschiedlich von dezimetermächtigen Tonen und Schluffen, von dezimetermächtigen Sanden und von einem bis metermächtigen sandigen Feinkies unterlagert.

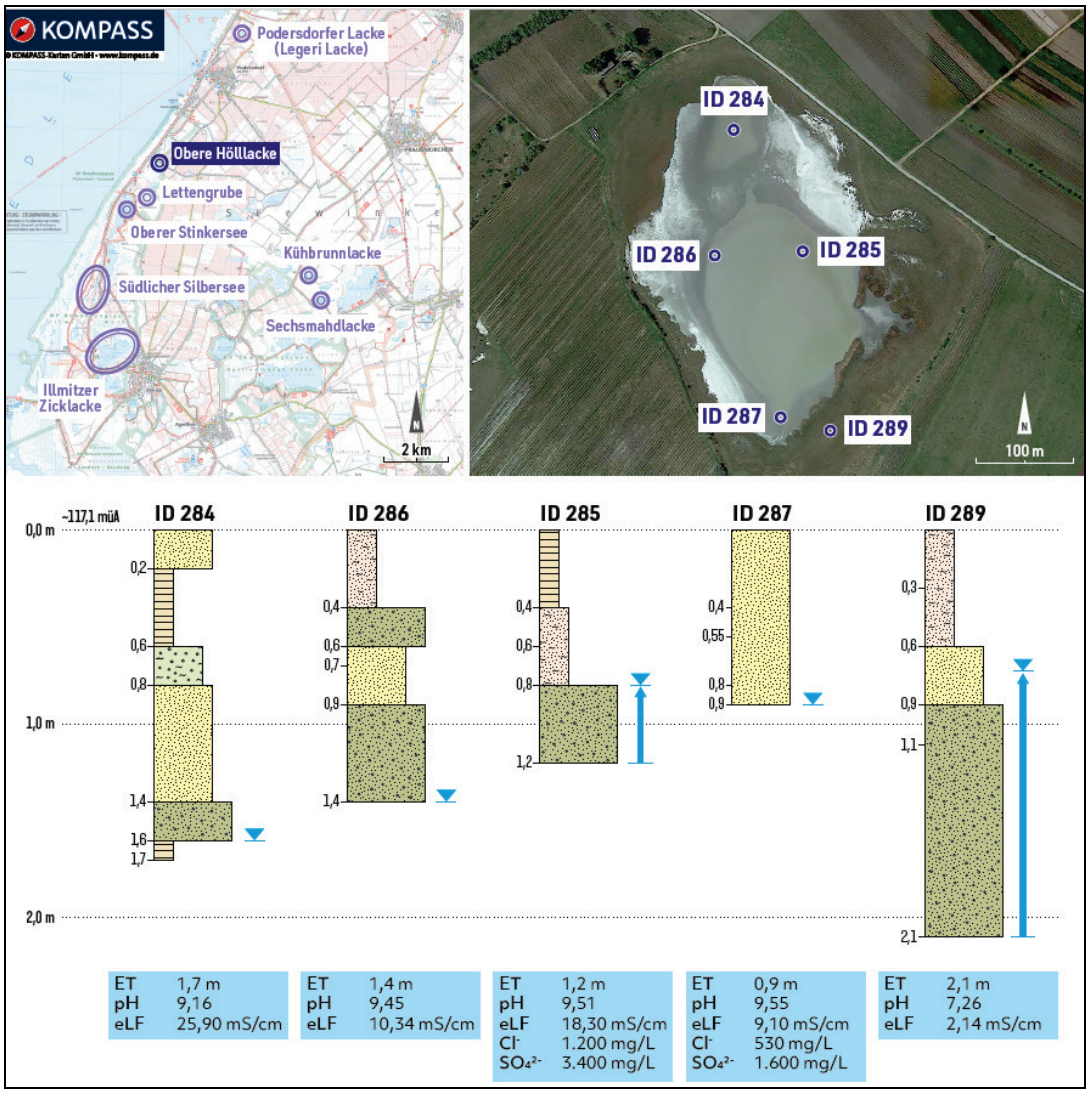

Abb. 23: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit und der pH-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter der Oberen Hölllacke (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

In den Bohrungen der Oberen Hölllacke wurde im Juni 2014 der freie Grundwasserspiegel in Tiefen von 0,9 m (ID 287) bis 1,6 m (ID 284) angetroffen. Das in der Bohrung ID 289 in 2,1 m Tiefe erbohrte Grundwasser war gespannt und spiegelte auf 70 cm unter GOK auf. Dieses Grundwasser wies bei einem relativ sehr niedrigen pH-Wert von ~7,2 eine elektrische Leitfähigkeit von ~2,1 mS/cm auf. Die pH-Werte des Grundwassers im nördlichen Lackenbereich lagen durchwegs über 9,0 und die elektrische Leitfähigkeit variierte dort zwischen ~9 mS/cm und ~26 mS/cm. In den hydrochemisch analysierten Grundwässern der Bohrungen ID 285 und ID 287 schwanken die Chloridwerte zwischen 530 mg/L und 1.200 mg/L und die Sulfatkonzentration zwischen 1.600 mg/L und 3.400 mg/L. Trotz

ähnlicher pH-Werte um ~9,5 und ähnlicher Werte der elektrischen Leitfähigkeit um ~10 mS/cm unterscheiden sich die Grundwasserspiegelhöhen in der Bohrung ID 287 mit 0,9 m unter GOK und in der Bohrung ID 286 mit 1,4 m unter GOK deutlich. Somit befinden auch unter der Oberen Hölllacke Grundwasserkörper, die sich auf eine Distanz von wenigen Zehnermetern in der Höhe ihres Grundwasserspiegels, ihrem pH-Wert und in ihrer Ionenkonzentration unterscheiden. Besonders auffällig unterscheidet sich von den anderen Grundwasserkörpern unter der Oberen Hölllacke das gespannte Grundwasser der Bohrung ID 289 am Südrand der Lacke mit einem pH-Wert von ~7,3.

Fazit: Die mächtigeren Sande und sandigen Feinkiese unter der Oberen Hölllacke bilden einen komplexen Porengrundwasserkörper mit Grundwasserspiegeldifferenzen von über einem Meter, wobei am Südrand der Lacke gespanntes Grundwasser mit einem Druckhöhenunterschied von 1,4 Metern auftritt. In diesem südlichen Bereich lassen relativ niedrige pH-Werte und relativ niedrige Werte der elektrischen Leitfähigkeit auf einen lateralen Einfluss des regionalen obersten Grundwasserstockwerkes A1 schließen.

5.4.1.6 Podersdorfer Lacke

Wegen des relativ hohen Grundwasserspiegels konnte im April und Mai 2014 am Rand der Podersdorfer Lacke nur bis maximal einen Meter Tiefe gebohrt werden. Von dem Grundwasser unter der Podersdorfer Lacke wurden teilweise der pH-Wert und die elektrische Leitfähigkeit, nicht aber die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Von Proben aus dem Profil ID 251 wurden auch Kornsummenkurven bestimmt (Abbildung 11). Das Grundwasser am Südrand der Podersdorfer Lacke wurde in der Bohrung ID 273 in einer Tiefe von 80 cm leicht gespannt und in der Bohrung ID 251 in 90 cm Tiefe frei angetroffen. Bei einem relativ niedrigen pH-Wert von ~7,7 in der Bohrung ID 273 erreichte die Ionenkonzentration mit 42 mS/cm einen relativ sehr hohen Wert (Abbildung 24). Trotz der wenigen Bohrungen belegen die Werte der elektrischen Leitfähigkeit auf eine Distanz von wenigen Zehnermetern eine unterschiedliche Ionenkonzentration der lokalen Grundwasserkörper. Der sandige und kiesig-sandige Aquifer konnte nur bis in einen Meter Tiefe erbohrt werden. Der relativ niedrige pH-Wert des Grundwassers in der Bohrung ID 273 von ~7,7 könnte durch den Einfluss des Grundwassers aus dem obersten regionalen Grundwasserstockwerk verursacht werden, das durch zahlreiche Entwässerungsgräben, wie den Golser Kanal und den direkt durch die Podersdorfer Lacke führenden Grundlackengraben, angeschnitten wird (KRACHLER et al., 2012: 202).

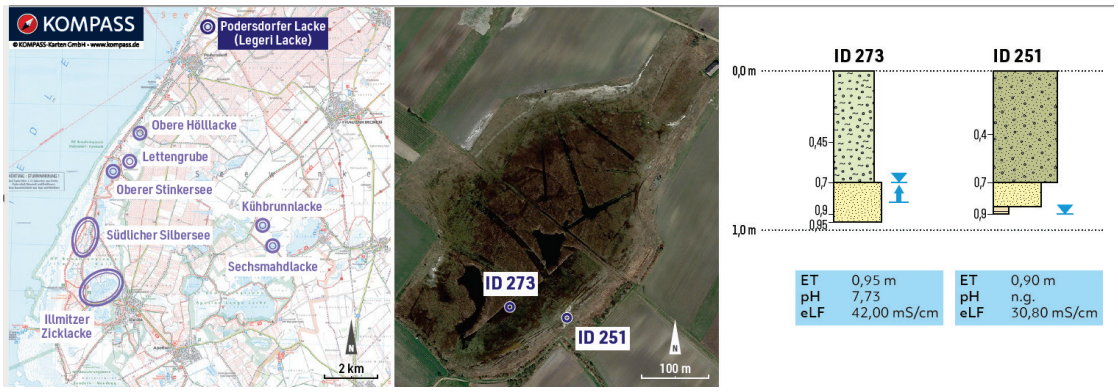

Abb. 24: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit und der pH-Werte der schwebenden Grundwasserkörper unter der Podersdorfer Lacke (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Wie in den historischen und heutigen topographischen Karten ersichtlich, ist die Podersdorfer Lacke die nördlichste Lacke des westlichen Seewinkels. Das weiter nördlich gelegene Gebiet bis Gols wurde seit 1828 durch den Golser Kanal entwässert. Durch den 8,5 km langen Golser Kanal dürfte neben dem Niederschlag aus dem rund 34 km^2 großen Einzugsgebiet bei einer Maximalschüttung (nach eHYD, der digitalen hydrographischen Online-Datenbank) von ~100 l/sek auch Grundwasser aus dem obersten Grundwasserstockwerk in den Neusiedler See gelangen.

2,5 km südsüdöstlich von Podersdorf befindet sich in der Riede Zeiselfeld ein Wegweiser zum **Thomasbrunnen**, einem Grundwasseraustritt, der einer örtlichen Informationstafel zufolge schon „seit Menschengedenken" bestehen soll. Gemäß Tabelle 4 beträgt der pH-Wert des Quellwassers (ID 292) 7,3, die elektrische Leitfähigkeit ist mit 1,5 mS/cm relativ gering und der $\delta^{18}O$-Wert von -9,16 ‰ weist möglicherweise auf Niederschlag hin. Vermutlich handelt es sich bei der Quelle des Thomasbrunnens um eine Schichtstauquelle. Der Quellaustritt soll in den 1930er-Jahren Ausgangspunkt für die Anlage eines verzweigten Entwässerungssystems gewesen sein, das in topographischen Karten des Gebietes im Maßstab 1:50.000 deutlich erkennbar ist. Auf der Strecke zwischen Podersdorf und Illmitz dürfte es weitere Grundwasseraustritte gegeben haben, die in der Zwischenkriegszeit temporär als Fischteiche genutzt wurden. So existierte bis in die 1980er-Jahre nordwestlich des Informationszentrums des Nationalparks Neusiedler See – Seewinkel eine Lacke, die als Frischwasserdepot für Fische genutzt und als Einsetzlacke (aber auch als Krötenlacke) bezeichnet wurde (ANONYM, 2012). Der geringe Salzgehalt der Einsetzlacke ist auch der Lacken-Klassifikation maximaler Alkalinität von LÖFFLER (1982: 124) zu entnehmen. Nach Hinweisen von Alois Lang dürften sich nördlich der Einsetzlacke entlang der Geländestufe im Bereich der Deinglgrube (auch Deineglgrube) weitere Quellaustritte befunden haben. Möglicherweise ist auch die von LÖFFLER (1982: 124) erwähnte, gering mineralsierte Lacke Nr. 61 östlich Oberer Stinkersee auf einen derartigen Grundwasserzutritt zurückzuführen.

Fazit: Das Grundwasser unter der Podersdorfer Lacke wurde durch den Grundlackengraben, der die Lacke durchschneidet, direkt und durch den Golser Kanal indirekt abgesenkt. Das mit 30-40 mS/cm stark salzhaltige Grundwasser im Südteil der Podersdorfer Lacke ist an einen sandigen Horizont gebunden, der bei hohem Grundwasserstand vermutlich mit dem regionalen obersten Aquifer (A1) kommuniziert. Im Folgenden werden noch die Grundwasserkörper unter der Kühbrunnlacke und unter der Sechsmahdlacke westlich von St. Andrä am Zicksee hydrogeologisch charakterisiert.

5.4.1.7 Kühbrunnlacke

Von den Grundwasserkörpern unter der Kühbrunnlacke wurden die elektrische Leitfähigkeit und teilweise der pH-Wert sowie die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Von zahlreichen Profilen wurden auch die Kornsummenkurven bestimmt (Abbildung 12). In den Bohrungen am Nordrand der Kühbrunnlacke wurde im Mai und Juni 2014 in etwa einem Meter Tiefe gespanntes Grundwasser angetroffen, wobei es in den Bohrungen ID 267 und ID 268 bis auf das Niveau der Bohrung ID 275 in 70 cm unter GOK aufspiegelte. Bei einem im Grundwasser der Bohrung ID 268 gemessenen, relativ niedrigem pH-Wert von 7,2 betrug die elektrische Leitfähigkeit nur 2,5 mS/cm während sie in der Lackenbohrung ID 275 ~11 mS/cm erreichte. Auch wenn der pH-Wert in den beiden anderen Bohrungen nicht gemessen wurde, handelt es sich unter der Kühbrunnlacke nach der Ionenkonzentration nicht um einen einheitlichen Grundwasserkörper. Die $\delta^{18}O$-Werte des in den drei Bohrungen angetroffenen Grundwassers variieren zwischen -4,92 ‰ und -9,22 ‰ (Abbildung 25). Eine Interpretation dieser Isotopenwerte erfolgt in Kapitel 8.3.6. In den

weiteren für Kornsummenkurven ausgewerteten Flachbohrungen (Abbildung 12) wurde der Grundwasserspiegel nicht erreicht. Die Grundwasserführung unter der Kühbrunnlacke ist an einen sandig-kiesigen Aquifer gebunden. Das Grundwasser ist teilweise gespannt und spiegelt in der relativ kleinen Kühbrunnlacke nur 30-40 cm auf.

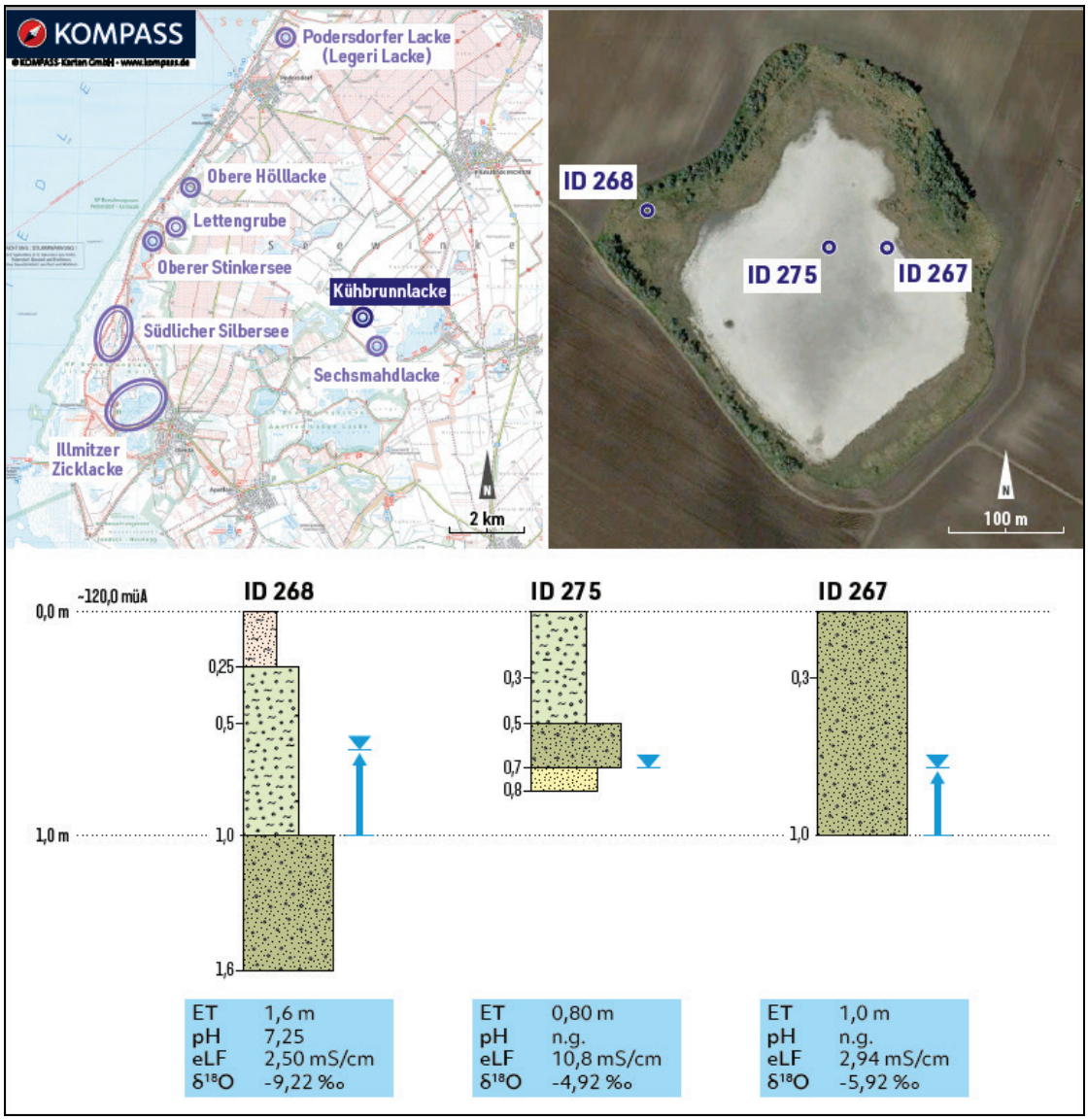

Abb. 25: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit und der pH-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter der Kühbrunnlacke (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Fazit: Der relativ niedrige pH-Wert um ~7, die elektrische Leitfähigkeit von 2,5 mS/cm sowie der $\delta^{18}O$-Wert von -9,22 ‰ weisen auf eine stärkere Beeinflussung des lokalen Grundwasserkörpers A1x unter der Kühbrunnlacke durch das Grundwasser des regionalen obersten Grundwasserstockwerkes A1 hin, das nur wenige Kilometer nördlich beim Paulhof durch eine Ringbewässerungsanlage intensiv landwirtschaftlich genutzt wird. Eine Beeinflussung gespannter schwebender Grundwasserkörper unter der Kühbrunnlacke durch die Druckhöhe des aus dem Raum Frauenkirchen in allgemein südlicher Richtung fließenden regionalen Grundwasserstockwerkes A1 (Boroviczény et al., 1992: 87; Malík, 2000; Malík et al., 2000) ist sehr wahrscheinlich. Ähnliche hydrogeologische Verhältnisse wie unter der Kühbrunnlacke wurden auch unter der südlicher gelegenen Sechsmahdlacke angetroffen.

5.4.1.8 Sechsmahdlacke

Von den Grundwässern in Bohrungen der Sechsmahdlacke wurden die elektrische Leitfähigkeit und teilweise der pH-Wert, nicht aber die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 gemessen. Vom Bohrprofil ID 279 wurden auch Kornsummenkurven ausgewertet (Abbildung 13). In drei von vier etwa einen Meter tiefen Flachbohrungen am Rand der Sechsmahdlacke wurde im Juni 2014 der Grundwasserspiegel nicht erreicht (Abbildung 26). In Bohrung ID 278 lag der freie Grundwasserspiegel in einer Tiefe von 1,4 Metern. Der in dieser Bohrung erschlossene lokale Grundwasserkörper wird durch einen pH-Wert von 8,0 und die relativ niedrige elektrische Leitfähigkeit von ~2,5 mS/cm charakterisiert. Vermutlich wirkt sich, wie schon in den Bohrungen in der Kühbrunnlacke, eine Beeinflussung des lokalen Grundwasserkörpers durch den regionalen Aquifer A1 aus, dessen Grundwasser aus dem Raum Frauenkirchen in allgemein südlicher Richtung fließt. Wie in zahlreichen anderen Lacken, ist auch in der Sechsmahdlacke bei wenigen Zentimetern Wasserstand das Lackenwasser bei einem pH-Wert von ~9,6 und bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~60 mS/cm sehr stark aufmineralisiert.

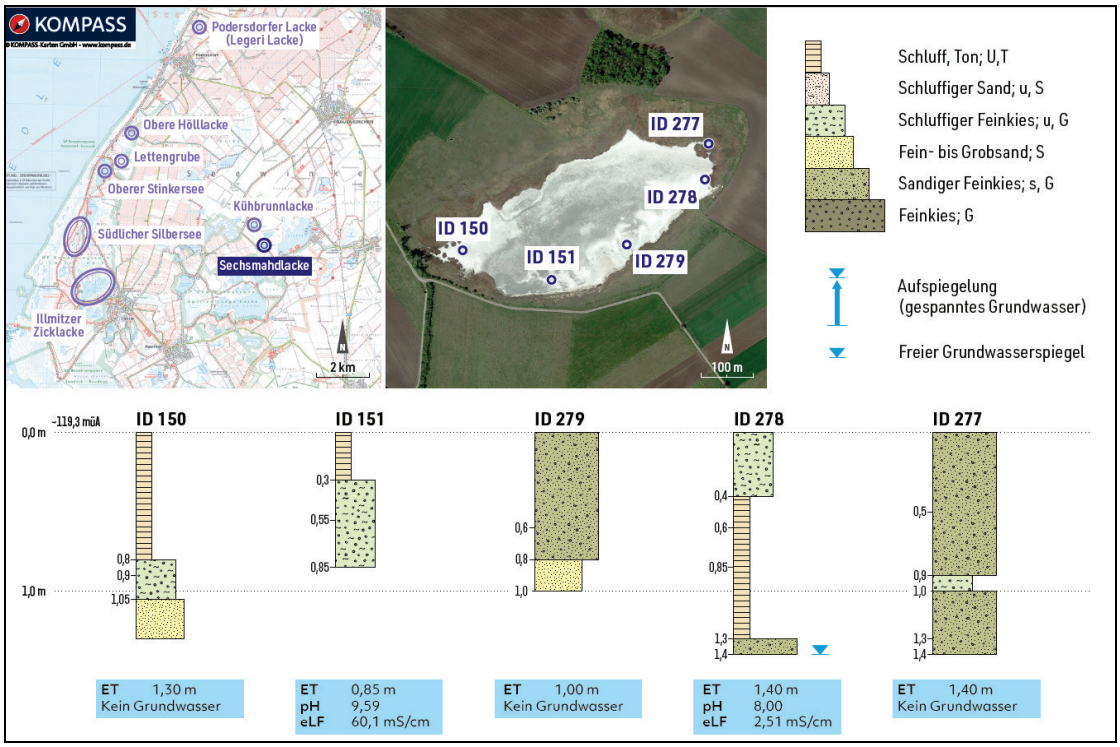

Abb. 26: Tiefenabhängige Variation der elektrischen Leitfähigkeit und der pH-Werte in schwebenden Grundwasserkörpern unter der Sechsmahdlacke (Satellitenbildausschnitt: Google Earth).

Fazit: Die Grundwasserführung unter der Sechsmahdlacke ist an ein kommunizierendes System sandig-feinkiesiger Aquifere gebunden, die lateral und vertikal in tonig-schluffige Geringleiter übergehen. Je nach Profilaufbau und Korngrößenzusammensetzung eines Teilaquifers kommt es in den obersten zwei bis drei Metern unter der Sechsmahdlacke entweder zu stagnierenden Verhältnissen und einer Anreicherung von Salzen bis zur Meerwasserkonzentration oder zu einer Verdünnung der Salzwässer durch Grundwasser aus dem regionalen obersten Grundwasserstockwerk A1.

5.4.2 Regionale Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit von schwebenden Grundwasserkörpern

Abbildung 27 gibt einen Überblick über die Maximalwerte der elektrischen Leitfähigkeit (eLF), die in schwebenden Grundwasserkörpern unter Salzlacken gemessen wurden. Dabei wurde zwischen Grundwässern mit einer relativ geringen Mineralisierung (eLF von 1-9 mS/cm) und jenen mit einer relativ hohen bis sehr hohen Mineralisierung (eLF 10-70 mS/cm) unterschieden. Der Grenzwert von 10 mS/cm wurde aus pragmatischen Gründen gewählt. In zahlreichen Bohrungen wurde der Grundwasserspiegel nicht erreicht. Einen Grenzfall bei dieser Klassifizierung stellt das Grundwasser unter der Kühbrunnlacke dar, das in der Bohrung ID 275 mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 10,8 mS/cm höher mineralsiert ist als die anderen erbohrten Grundwässer derselben Lacke (siehe Abbildung 25). Zum Vergleich wurde in Abbildung 27 das Quellwasser des Thomasbrunnens mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 1.470 µS/cm (= 1,47 mS/cm) eingetragen.

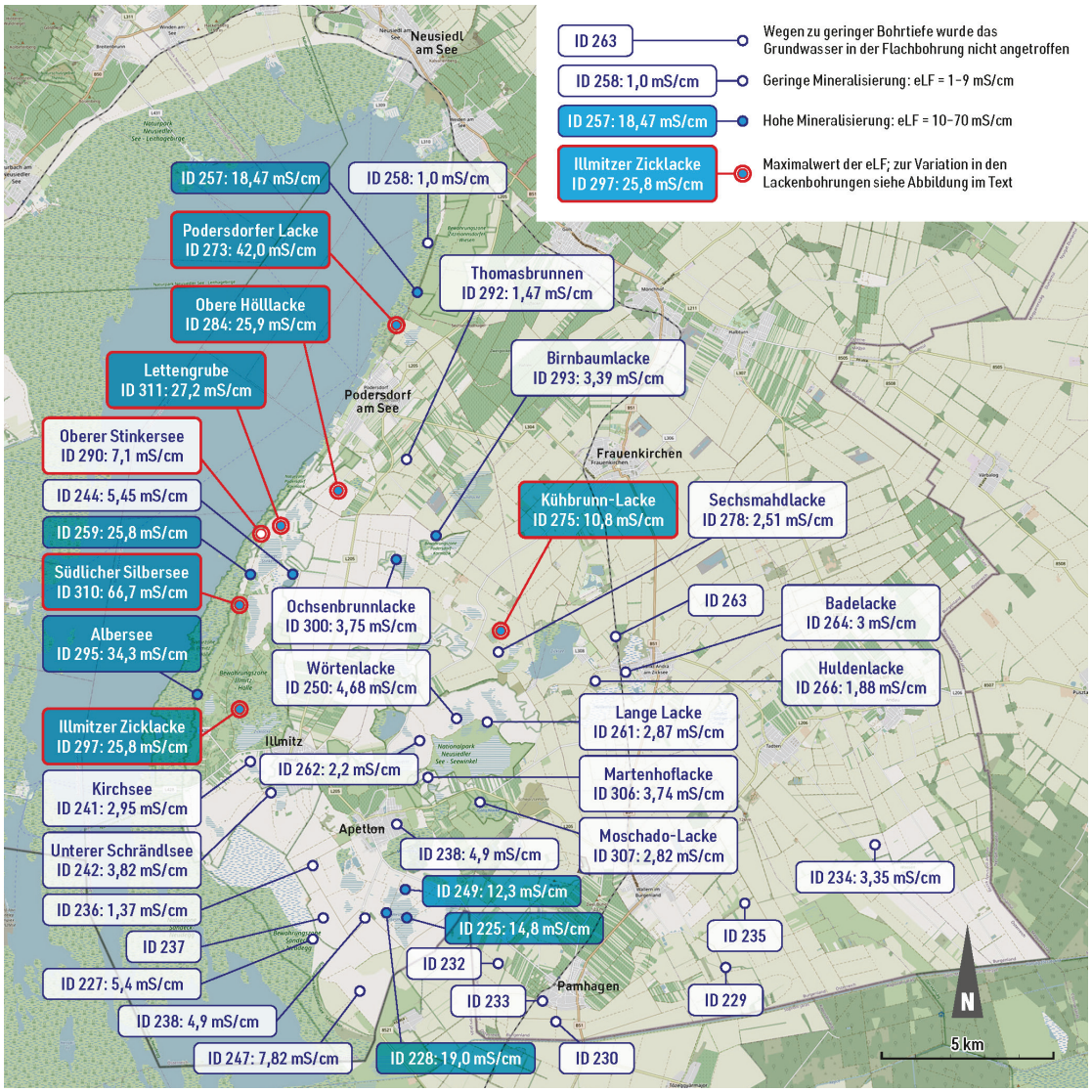

Abb. 27: Maximalwerte der elektrischen Leitfähigkeit in schwebenden Grundwasserkörpern unter Salzlacken des Seewinkels. Bohrungen und Probenahme im Jahr 2014. Elektrische Leitfähigkeit des Quellwassers des Thomasbrunnens südlich von Podersdorf am See zum Vergleich (Bildhintergrund: Openstreetmap).

Fazit: Während Salzlacken im westlichen Seewinkel in schwebenden Grundwasserkörpern in unterschiedlicher Tiefe sehr hohe Werte der elektrischen Leitfähigkeit von über 70 mS/cm erreichen, liegen jene des zentralen Seewinkels in der Nähe des obersten Grundwasserstockwerkes A1 mit Werten von 1 mS/cm bis 10 mS/cm deutlich darunter. Eine Interpretation dieser Unterschiede in der Mineralisierung erfolgt im nächsten Kapitel.

5.4.3 Hydrogeologische Charakterisierung der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken des Seewinkels

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der bisherigen Grundwasseruntersuchungen im Seewinkel zusammengefasst. Dazu werden die Erfahrungen aus der regionalen Projektstudie von BOROVICZÉNY et al. (1992) über Grundwasserverhältnisse und Wasseralter im Seewinkel mit den lokalen hydrogeologischen Auswertungen der Lackenbohrungen in Beziehung gesetzt. Von BOROVICZÉNY et al. (1992) wurde aufgrund der lithologischen Unterschiede des Aquifers A1 im westlichen Seewinkel ein Puzzle unterschiedlich vertikal und horizontal verbreiteter und unterschiedlich mächtiger Teilaquifere angetroffen. In den gut durchlässigen sandigen Kiesen des zentralen Seewinkels variierten die Wasseralter von wenigen Jahren bis Jahrzehnte. In den gering durchlässigen Schluffen und Feinsanden des westlichen Seewinkels wurden Verweilzeiten von mehreren Jahrtausenden bis Jahrzehntausenden ermittelt (BOROVICZÉNY et al., 1992: 87). Als Pendent dazu wurden in der vorliegenden Studie unter den Lacken ebenfalls vertikal und horizontal in der Mächtigkeit rasch wechselnde Teilaquifere festgestellt, die in den schwebenden Grundwasserkörpern unterschiedliche Fließverhältnisse bewirken.

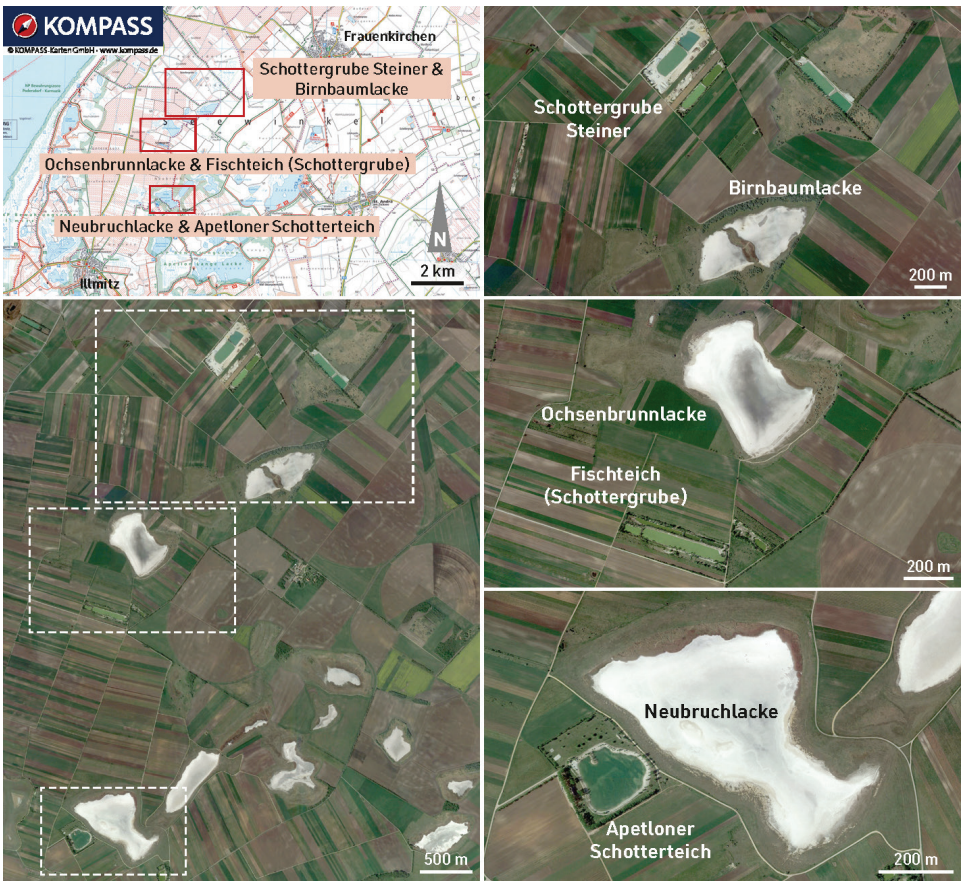

Abb. 28: In einer Entfernung von wenigen hundert Metern zu Salzlacken des zentralen Seewinkels wurden „Schottergruben“ angelegt und in der Folge als Fischteiche und Badeseen genutzt (Satellitenbildausschnitt Google Earth).

Das Puzzle unterschiedlicher elektrischer Leitfähigkeiten in Grundwässern der schwebenden Grundwasserkörper (A1x) in Abbildung 28 spiegelt in Verbindung mit den pH-Werten und den Umweltisotopen Deuterium und Sauerstoff-18 indirekt das Puzzle unterschiedlicher Wasseralter im regionalen Aquifer A1 des westlichen Seewinkels (Abbildung 2B) wider. Die aufgrund der Bohrungen bekannte, räumlich heterogene lithologische Ausbildung der quartären Illmitz-Formation bedingt somit die Ausbildung lokaler Teilaquifere mit unterschiedlichem lokalen Fließverhalten und unterschiedlichen Verweilzeiten der Grundwässer. Dadurch kommt es vor allem im westlichen Seewinkel zu einer kleinräumigen Koexistenz von stagnierenden Grundwasserkörpern mit eiszeitlichen Wässern, rezenten Niederschlagswässern und Wässern mit Wasseraltern zwischen wenigen Jahrzehnten und Jahrhunderten. Ein regionaler Grundwasserstrom im obersten Aquifer A1 findet vorwiegend aus dem Raum Frauenkirchen in südöstlicher Richtung, in Richtung Kleine Ungarische Tiefebene (Kisalföld), statt (BOROVICZÉNY et al., 1992: 87; MALÍK, 2000).

Als Beispiele für die scharfe räumliche Trennung von Salzlacken und benachbarten Kiesarealen werden zwischen Illmitz und Frauenkirchen die Bereiche um die Birnbaumlacke, die Ochsenbrunnlacke und die Neubruchlacke angeführt (Abbildung 28). Nassbaggerung findet nördlich der Birnbaumlacke heute nur mehr in der „Schottergrube Steiner“ statt. Die unmittelbar benachbarten ehemaligen Kiesgruben werden heute, ebenso wie die Kiesgrube südlich der Ochsenbrunnlacke, als Fischteiche genutzt. Wie in einer fotographischen Aufnahme von LÖFFLER (2000: 17) zu sehen ist, wurde früher südwestlich der Neubruchlacke Kies gewonnen und später der „Apetloner Badeteich“ angelegt.

Fazit: Wie die unmittelbare Nachbarschaft von Kiesgruben bzw. Badeteichen zu den Salzlacken zeigt, grenzen grundwasserführende Aquifere unmittelbar an Geringleiter, in denen das Grundwasser in schwebenden Grundwasserstockwerken (A1x) stagniert bzw. nur unter speziellen hydrologischen Bedingungen mit dem obersten regionalen Aquifer A1 kommuniziert. Diese Unterschiede in der Grundwasserführung sind durch die räumliche Verteilung grobkörniger und feinkörniger fluviatiler Ablagerungen der Illmitz-Formation bedingt (Kapitel 7). Aus den bisherigen Messungen der elektrischen Leitfähigkeit, der pH-Werte sowie der Isotopenwerte in Grundwässern unter Salzlacken resultiert ein qualitatives hydrogeologisches Modell, das im Folgekapitel vorgestellt wird.

6. Vorstellung eines qualitativen hydrogeologischen Modells für die Salzlacken des Seewinkels

In diesem Kapitel wird versucht, aufgrund von Geländebeobachtungen und Korngrößenanalysen von Bohrkernen ausgewählter Lackenbohrungen (Kapitel 5.1) das Fließverhalten des Grundwassers in den Lockergesteinen der Illmitz-Formation zu interpretieren. Die unterschiedliche Korngrößenverteilung der Sedimente der Illmitz-Formation bedingt deren hydraulische Leitfähigkeit, wodurch z.B. sandige Kiese als relative Grundwasserleiter und schluffige Tone als relative Grundwasser-Geringleiter fungieren. Das Puzzle aus unterschiedlichen mittleren Verweilzeiten des Grundwassers im Seewinkel und somit die lokal unterschiedlichen Fließgeschwindigkeiten lassen sich nach HÄUSLER (2020) auf die räumliche Verteilung grob- und feinkörniger Lockergesteinsablagerungen in einem netzwerkartig verzweigten, anastomosierenden Fluss-System erklären (Kapitel 7).

In dem schematischen geologischen Profil der Abbildung 29A erstreckt sich eine Salzlacke beidseitig bis in Kieskörper, wie sie aus Grundwassersonden oder Kiesgruben bekannt sind. In diesem Profil wurde versucht, die in Flachbohrungen im Seewinkel bis zwei Meter Tiefe

und durch Bohrungen und geophysikalische Messungen bis in fünf Meter Tiefe angetroffenen Sedimente darzustellen. Die Signaturen vermitteln nur schematisch die Korngrößen dieser fluviatilen, limnisch-fluviatilen und vermutlich auch äolischen Ablagerungen. Die quartären Sande und Kiese bilden den regionalen Grundwasserleiter (Aquifer A1). Die dazwischen befindlichen, ehemals fluviatil-limnischen, und teilweise geröllführenden siltig-tonigen Ablagerungen sind für das Grundwasser gering bis nichtleitend und kommunizieren hydraulisch kaum mit dem regionalen Grundwasserstockwerk A1.

Ein derartiger Sedimentwechsel ist charakteristisch für den Seewinkel, da in quartären Ablagerungen auf kurze Entfernungen eine tonig-siltige Ablagerungen unter den Salzlacken an sandig-kiesige Ablagerungen benachbarter „Schottergruben“ grenzen. Als Beispiele dafür wurden im vorhergehenden Kapitel 5.4.3 über die hydrogeologische Charakterisierung der schwebenden Grundwasserkörper die Ochsenbrunnlacke und eine 700 Meter südlich gelegene Kiesgrube sowie die Birnbaumlacke und die 1.000 Meter nordwestlich gelegene „Schottergrube Steiner“ angeführt (Abbildung 28).

Wo dieser Grundwasser-Geringleiter größere Mengen an wasserlöslichen Salzen, vor allem Soda (Natriumkarbonat, Na_2CO_3) und Glaubersalz (Natriumsulfat, Na_2SO_4) des ehemaligen salzführenden Horizontes enthält, bildeten sich in sandigen Linsen und Lagen schwebende Grundwasserkörper (A1x) mit höherer Salinität aus. Aufgrund des Gefälles der Grundwasseroberfläche (= Grundwasserdruckfläche) des regionalen Grundwasserstockes A1 im Seewinkel in allgemein südlicher Richtung sind viele Grundwasserkörper A1x unter den Salzlacken, die mit A1 kommunizieren, gespannt, ohne dass jedoch artesisch gespannte Druckverhältnisse beobachtet wurden. Aus den Projekterfahrungen über die Wechselwirkung zwischen dem Grundwasser des obersten regionalen Aquifers A1 und den lokalen Grundwasserkörpern A1x unter der Lange Lacke und unter dem St. Andräer Zicksee (Kapitel 2.3.2.1) wurde nachfolgendes, qualitatives hydrogeologische Modell entwickelt. Abbildung 29 zeigt zwei Varianten diese hydrogeologischen Modells bei unterschiedlichen Grundwasserverhältnissen. Bei der bisher durch Drainagegräben in Salzlacken und durch überhöhte Grundwasserentnahmen aus dem obersten Grundwasserstockwerk A1 erzielten Absenkung des Grundwasserspiegels ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass isolierte Grundwasserkörper von den Lackenwässern entkoppelt werden. Dadurch kann der Kapillarhub salzhaltiger Wässer aus den schwebenden Grundwasserkörpern in die Salzlacken unterbrochen werden (Abbildung 29B). Bei einem hohen Grundwasserstand des regionalen Aquifers A1, wie er etwa in den 1950er-Jahren zu großflächigen Überflutungen von Ortsgebieten geführt hat, besteht eine hydraulische Verbindung von A1 mit den schwebenden Grundwasserkörpern A1x (Abbildung 29C). Dadurch kann einerseits Grundwasser aus dem Aquifer A1 die schwebenden Grundwasserkörper A1x unter den Lacken auffüllen und andererseits können höhere Salzkonzentrationen von A1x in das Grundwasserstockwerk A1 ausgeschwemmt werden.

Fazit: Eine natürliche oder anthropogen bedingte Absenkung des regionalen Grundwasserspiegels kann in den Salzböden zur Unterbrechung des Kapillarhubs salzführender Lösungen aus den schwebenden Grundwasserkörpern A1x in die Salzlacken führen. Dies führt solange zum Austrocknen von Salzlacken, bis diese entweder wieder durch Niederschläge aufgefüllt werden oder bei einem höheren Grundwasserstand wieder mit dem Porengrundwasser des obersten Aquifers A1 kommunizieren. Eine Aufbringung von Salzen auf wasserführende oder schon trockengefallene Salzlacken, wie sie 2006 in der Nördlichen Martinhoflacke (KRACHLER et al., 2012: 65) und 2021 in der Moschado-Lacke im

Rahmen eines LEADER-Projektes[12] mit fünf Tonnen Salz erfolgt ist, hat somit, nach HÄUSLER (2020: 153) keinen Einfluss auf die Funktion des Kapillarhubs oder auf eine Anhebung des Grundwasserspiegels.

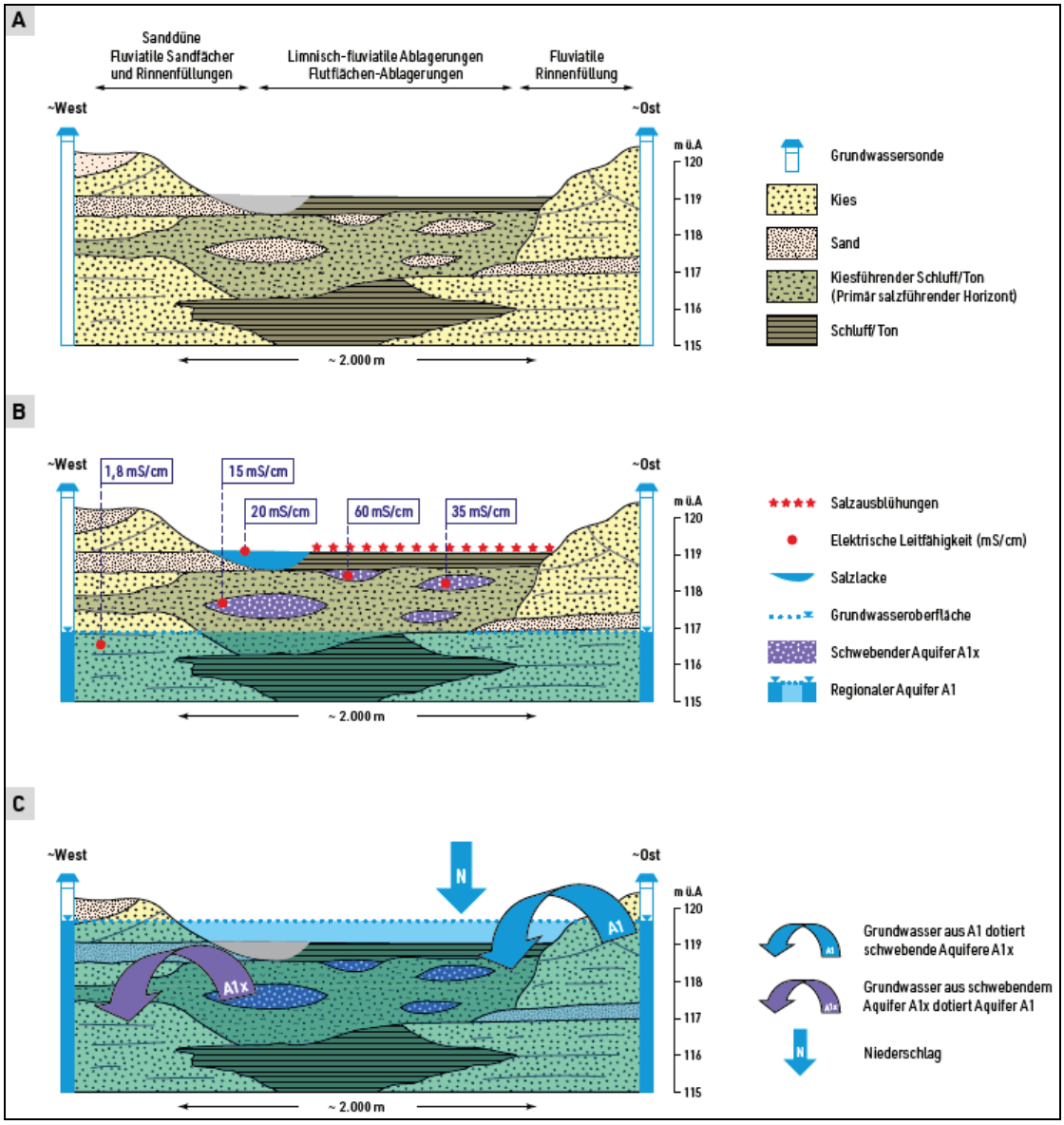

Abb. 29: Qualitatives hydrogeologisches Modell des Grundwassers in quartären Ablagerungen des Seewinkels. A) Schematisches geologisches Profil der Illmitz-Formation mit limnischen, fluviatil-limnischen, fluviatilen sowie äolischen Ablagerungen (stark überhöht). B) Bei einem niedrigen Grundwasserstand des ersten Grundwasserstockwerkes A1 kommt es nur zu einem geringen Grundwasseraustausch mit den isolierten (schwebenden) Grundwasserkörpern (A1x). C) Bei einem hohen Grundwasserstand kann Grundwasser aus A1 in Lockergesteine des Lackenuntergrundes eindringen und sich mit lokal stark versalztem Grundwasser in A1x mischen.

[12] Die Rettung der Salzlebensräume: Rettungsversuche für stark gefährdete Seewinkel-Lacken. LEADER ist ein EU-Förderprogramm und steht als Abkürzung für "Liaison entre Actions de Développement de l´Economie Rurale" und bedeutet "Verbindungen zwischen Aktionen zur Entwicklung der ländlichen Wirtschaft". https://www.wwf.at/artikel/die-rettung-der-salzlebensraeume/ (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

7. Ein sedimentologisches Faziesmodell für die Illmitz-Formation

Die Neubearbeitung der quartären Ablagerungen des westlichen und zentralen Seewinkels durch HÄUSLER et al. (2021) hat gezeigt, dass seit der Ablagerung des salzführenden Horizontes im Riß/Würm-Interglazial bis ins Holozän eine Mangelsedimentation geherrscht hat, da während einer Zeitspanne von rund 120.000 Jahren nur Sedimente in einer Mächtigkeit von wenigen Metern bis Zehnermetern abgelagert wurden. Die synoptische Betrachtung der lokalen und regionalen Verteilung feinkörniger und grobkörniger Ablagerungen der quartären Illmitz-Formation in bodenkundlichen Profilen und Flachbohrungen innerhalb zahlreicher Salzlacken in Verbindung mit geophysikalischen Profilen und Bohrungen (BELOCKY et al., 1998; HÄUSLER et al., 2006) erlaubt nachfolgende Rückschlüsse auf die Sedimentation der Illmitz-Formation. Obwohl aus dem Bohrkernmaterial und geoelektrischen Widerstandsmessungen in Lackenbereichen keine sedimentologischen Merkmale abgeleitet werden können, lassen die Korngrößenanalysen von Bohrkernmaterial den kleinräumig raschen, vertikalen und lateralen lithologischen Wechsel feinkörniger und grobkörniger Sedimente erkennen. Daraus lassen sich folgende strukturelle Merkmale ableiten:

- Die bimodale Korngrößenverteilung von kiesführenden Tonen und Schluffen ist ein auffälliges Merkmal vieler Lackenprofile. Sie wird dahingehend interpretiert, dass Schwemmlöss gemeinsam mit fluviatil transportierten Quarzgeröllen abgelagert wurde, was charakteristisch für den salzführenden Horizont ist (HÄUSLER, 2020). Dieser Horizont wird aber lateral oft durch Sandlagen oder reine Schluff- und Tonlagen (ohne Kiese) ersetzt (Beispiel Illmitzer Zicklacke, Abbildung 6).
- Der meist abrupte laterale Fazieswechsel zwischen kiesdominierten Arealen (ohne mächtigere Ton- und Schlufflagen) und dem schluffreichen und tonreichen Untergrund der Salzlacken (ohne mächtigere Kieslagen) lässt auf rinnenförmige „channel-fill“-Ablagerungen zwischen vegetationsbewachsenen „interchannel“-Bereichen interpretieren. Die räumliche Verteilung dieser Entwicklung gilt nach MAKASKE (2001) als typisch für anastomosierende Flüsse.
- Das gelegentliche Vorkommen von „coarsening up“ Sequenzen in Teilprofilen (z.B. unter der Illmitzer Zicklacke, Profil ID 297 in Abbildung 6 und im Oberer Stinkersee, Profil ID 270 in Abbildung 9) kann durchaus auf „point bar“-Ablagerungen in lokal mäandrierenden Abschnitten eines anastomosierenden Fluss-Systems hinweisen (MAKASKE, 2001: 174). Die wenigen, in Teilprofilen angetroffenen „fining upward“-Sequenzen wie etwa im Albersee (Profil ID 295 in Abbildung 7) und in der Kühbrunnlacke (Profil ID 268 in Abbildung 12) sind für eine Fazieszuordnung nicht geeignet. Anhand von ^{14}C-Datierungen belegten HÄUSLER et al. (2021: 9) dass die Salzlackenentwicklung der Illmitz-Formation über dem salzführenden Horizont des Riß/Würm-Interglazials einsetzt und bis ins Holozän reicht. Die Datierung von Pflanzenresten im Profil der Badelacke südlich St. Andrä am Zicksee (ID 264) ergab ein Alter von ~37.000 BP, im Profil der Ochsenbrunnlacke südlich Podersdorf am See ein Alter von ~34.000 BP, im Profil der Lettengrube (ID 313) ein Alter von ~12.000 BP und im Profil der Hölllacke südwestlich Podersdorf am See (ID 286) ein Alter von ~8.100 BP.

Das erkennbare Inventar fluviatiler Ablagerungen des Seewinkels umfasst nach Abbildung 30 somit „channel“-Ablagerungen (sandige Kiese), „crevasse splay“-Ablagerungen (Sande) und vermutlich auch äolische Sande sowie Flutflächensedimente (Tone und Schluffe). Kiesführende karbonathaltige Schluffe können als kiesführende Lösslehme interpretiert werden. In Kiesgruben wurden lokal lediglich Schrägschichtungen beobachtet jedoch keine Profilabschnitte, die als „point bar“-Ablagerungen (Gleithang-Ablagerungen) interpretiert werden können. Wie Satellitenbildaufnahmen in Google-Earth zeigen, fehlen im westlichen

und zentralen Seewinkel an der Geländeoberfläche mäanderartige Strukturen. Reste eines deutlich mäandrierenden Fluss-Systems sind in den Satellitenbildern hingegen erst im Bereich der Kleinen Donau nordöstlich Monsonmagyaróvár zu erkennen. Auf die Sedimentverteilung im westlichen und zentralen Seewinkel trifft somit eher die Beschreibung eines fiederartig verteilten, anastomosierenden Fluss-Systems zu, das MAKASKE (2001: 149) definiert: „… *an anastomosing river is composed of two or more interconnected channels that enclose floodplains*."

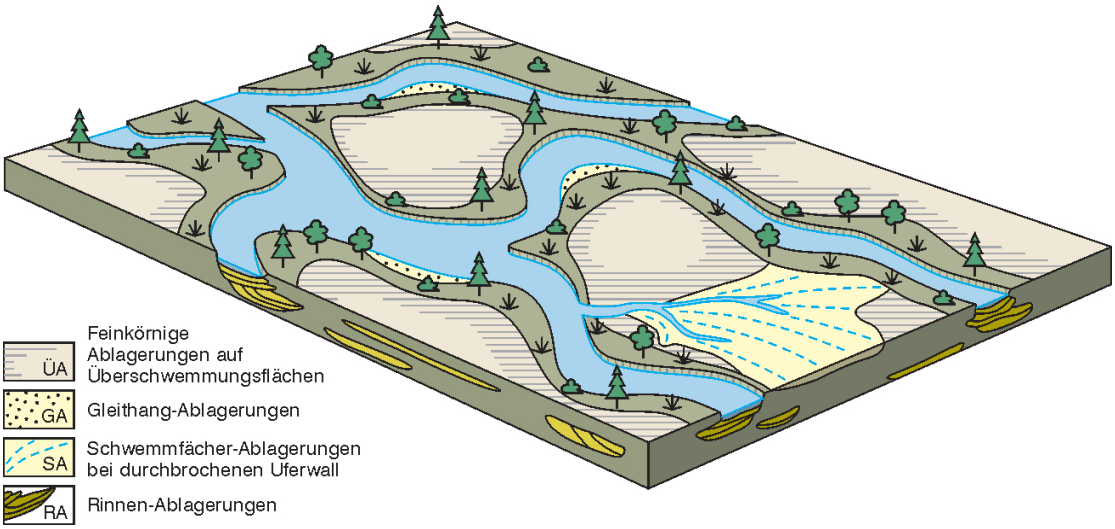

Abb. 30: Ablagerungsmodell eines anastomosierenden Flusses, verändert und modifiziert nach MIALL (1996; vgl. HÄUSLER, 2020).

Als Beispiel für typische Ablagerungen eines anastomosierenden Flusses führten MAKASKE et al. (2017: 1507) die rund 6.000 Jahre andauernde Entwicklung des oberen Columbia Rivers in Britisch Kolumbien (Kanada) an. Dieses Beispiel aus einem intramontanen Becken (bei humidem Klima) ist selbstverständlich nicht direkt auf den Seewinkel übertragbar, wo die Sedimentation zuerst in aridem, dann in humidem Klima in einem Vorlandbecken östlich des steirisch-burgenländischen Mittelgebirges stattgefunden hat. Aufgrund der oben angeführten sedimentologischen Merkmale wird im Vergleich mit den Beispielen von MAKASKE (2001) und MAKASKE et al. (2017) für die Sedimentverteilung der Illmitz-Formation im Seewinkel das Ablagerungsmodell eines anastomosierenden Flusses nach MIALL (1996) vorgeschlagen (Abbildung 30).

Fazit: Das Modell eines aderförmig verzweigten Fluss-Systems erklärt im Seewinkel aufgrund der gleichbleibenden lateralen Entwicklung grobkörniger und feinkörniger Ablagerungen das Nebeneinander von Kiesarealen und Salzlacken. In Abhängigkeit von der Permeabilität der Ablagerungen der Illmitz-Formation fließt im zentralen und östlichen Seewinkel Grundwasser von A1 in sandig-kiesigen Ablagerungen während im westlichen Seewinkel das Grundwasser in schwebenden Grundwasserhorizonten A1x weitestgehend stagniert. Wo im zentralen Seewinkel Grundwasser unter Salzlacken in sandig-kiesigen Aquiferen fließt, kommt es zu einem Austausch mit dem obersten Grundwasserstockwerk A1. Die Datierung von Pflanzenresten in der Ochsenbrunnlacke mit ~29.000 Jahren BP und in der Lettengrube mit ~10.000 Jahren BP belegt eine durchgehende Sedimentation der Lackensedimente der Illmitz-Formation vom Quartär bis ins Holozän. Die Annahme einer Entstehung der Salzlacken durch kollabierende Pingos oder Palsas oder aus Thermokarstseen, wie dies von DRAGANITS et al. (2022) für die Zeit des letzten Gletschermaximums vor etwa 19.000 Jahren BP angenommen wurde, ist daher nicht plausibel.

8. Diskussion

Eine Diskussion der Untersuchungsergebnisse in Kapitel 5 ist bereits in den Unterkapiteln über die Korngrößenanalysen, über die hydrochemischen und isotopenhydrologischen sowie über die hydrogeologischen Untersuchungen erfolgt. In diesem abschließenden Diskussionskapitel werden fünf eng in Zusammenhang stehende Problemkreise behandelt. Das erste Unterkapitel behandelt Grundlagen der Migration salinarer Tiefengrundwässer. Zahlreiche Hinweise dafür bieten die hydrochemischen Analysen von Tiefengrundwässern in neogenen Ablagerungen des Nördlichen Wiener Beckens und des westlichen Donaubeckens. In Ergänzung zur Vorstellung aszendenter Tiefengrundwässer wird für den Seewinkel das hydrodynamische Modell eines gravitativen Fließtransportes von Niederschlagswässern vorgestellt. Im zweiten Unterkapitel wird diskutiert, ob die Entstehung von Salzböden im Seewinkel und in Ungarn durch Verdunstung fluviatiler Wässer und/oder durch den Aufstieg salinarer Tiefengrundwässer interpretiert werden kann. Im dritten Unterkapitel wird die Entstehung der unterschiedlich mineralisierten Grundwässer im Seewinkel diskutiert, deren höherer Chloridgehalt früher immer nur durch vertikale und nachfolgende horizontale Migration salinarer Tiefengrundwässer interpretiert wurde. Im vierten Unterkapitel werden Argumente gegen die Pingo-Hypothese ergänzt und im fünften Unterkapitel wird die in Ostungarn entwickelte Theorie der Alkalibodenbildung auf den Seewinkel übertragen. Abschließend erfolgt ein Resümee über die Herkunft salinarer, speziell NaCl-haltiger Wässer und über die Ausbildung der Salzböden.

8.1 Zur Salinität und Migration von Tiefengrundwässern

Seit den 1940er-Jahren waren die wichtigsten Erdöl- und Erdgasvorkommen im Neogen des Nördlichen Wiener Beckens bekannt und es bestand noch Hoffnung, auch im Seewinkel Kohlenwasserstoffe zu erschließen (FRIEDL, 1956b: 387). Im Ölfeld Matzen zeigte die Verteilung hydrochemischer Analysen von Wässern des Badeniums den Trend, dass die Ionenkonzentration von der Scheitelzone bruchtektonischer Strukturen zu den strukturtiefen Randwasserzonen abnahm. Vor allem die horizontale Verteilung der Ionenkonzentration von z.B. Chlorid, Calcium, Magnesium, Ammonium und Sulfat in den Lagerstättenwässern des „16. Tortonhorizontes“ ließ als Aureole klar die Struktur der bruchtektonisch begrenzten Erdöllagerstätte erkennen. Die Chloridgehalte der NaCl-Wässer schwankten dabei zwischen ~6.000 und 14.000 mg/L (KÖLBL, 1957; SCHRÖCKENFUCHS, 1975: 309). Es zeigte sich ferner, dass die Tiefenwässer in Spalten und Klüften der mesozoischen Dolomite und Kalke der Frankenfelser Decke im Beckenuntergrund des Matzener Ölfeldes die gleiche Zusammensetzung aufwiesen wie die Formationswässer der neogenen Sande. Speziell aus dem gemeinsamen Auftreten der drei (normal verteilten) Ionen Jodid, Bromid und Sulfat schloss KÖLBL (1957: 76) im Feld Matzen auf die ursprünglich einheitliche Entstehung der Formationswässer, sowohl für den kalkalpinen Untergrund als auch für die Aquifere des Karpatiums. Es handelte sich dabei um neogene Schlammwässer, die bei der Kompaktion der Sedimente ausgepresst wurden und bei ihrer Migration vermutlich sowohl die Speicher des kalkalpinen Untergrundes als auch Formationen des basalen Neogens aufgefüllt haben. Die hydrochemische Untersuchung der Formationswässer, ihre Verteilung über die Schichtfolge sowie die Zusammensetzung der Salzkonzentration der Wässer gab somit wichtige Hinweise auf die Migration von Formationswässern bei der Akkumulation von Erdgas und Erdöl (KÖLBL, 1957; SCHRÖCKENFUCHS, 1975: 303). Bei einer derartigen langsamen Migration wurde bei einer Beckenabsenkung bis 2.000 m nach ENGELHARDT (1960) der Porenraum von Tonen von 80% auf etwa 10% verringert, wodurch große Wassermengen in Bewegung versetzt wurden und die Schichtfolge durchströmten (KÖLBL, 1967: 73). Und darüber KÖLBL (1967: 76) weiter: *„Die heute in den einzelnen Bereichen bestehenden*

Unterschiede der chemischen Zusammensetzung der Wässer beruhen auf Merkmalen, die erst während der Diagenese der Wässer, zum Teil auf dem Wege vom Sediment zum Speicher, zum Teil wohl auch erst im Speicher selbst, erworben wurden." In den vier folgenden Kapiteln 8.1.1 bis 8.1.4 wird trotz unterschiedlicher geologischer Verhältnisse im Beckenuntergrund das Prinzip der Migration von Tiefengrundwässern im Nördlichen Wiener Becken auf das Eisenstädter Neogenbecken übertragen. Darüber hinaus wird die Erneuerung von Tiefengrundwässern im Seewinkel und in der Großen Ungarischen Tiefebene diskutiert.

8.1.1 Migration von Tiefengrundwässern im Nördlichen Wiener Becken

Die hydrogeologischen, geochemischen und hydrodynamischen Verhältnisse der Formationswässer des Produktionsgebietes Matzen – Schönkirchen wurde ausführlich von SCHRÖCKENFUCHS (1975) dokumentiert.

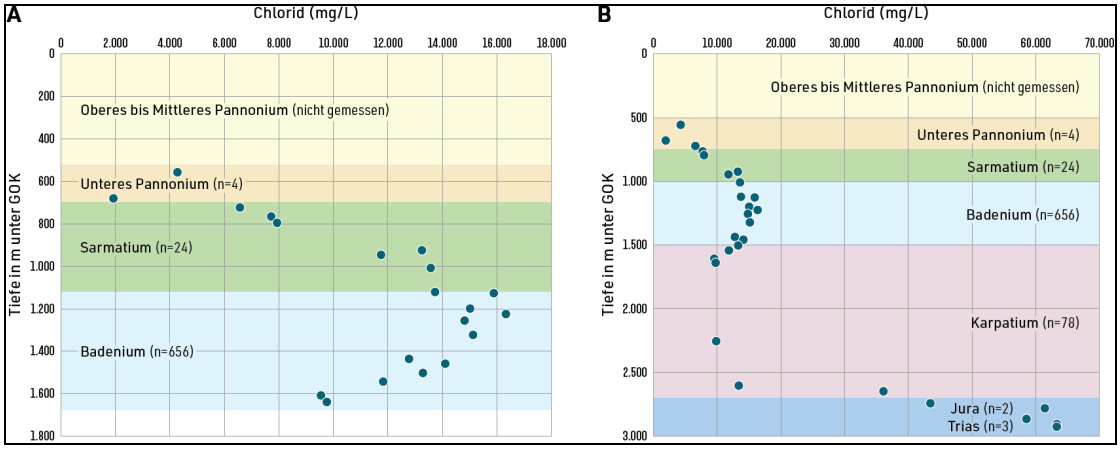

Abb. 31: Tiefenabhängige Chloridkonzentration der Formationswässer im Erdölgebiet Matzen – Schönkirchen. A) Analysen aus Ablagerungen des Badeniums bis unteren Pannoniums und B) Analysen der Tiefengrundwässer in Ablagerungen des Karpatiums und in Trias- und Juraablagerungen des Beckenuntergrundes nach SCHRÖCKENFUCHS (1975: 318).

In diesem Gebiet überlagern die bruchtektonisch stark gestörten Neogenablagerungen in einer Mächtigkeit von 2.000 bis 2.500 m den Beckenuntergrund, der aus Flysch und überschobenen kalkalpinen Formationen besteht. Ablagerungen des mittleren und oberen Pannoniums enthielten bis zu einer Tiefe von ~360 m Süßwasser, jedoch keine nutzbaren Kohlenwasserstoffe.

Im Gegensatz zu der früher allgemein festgestellten Tendenz einer Konzentrationszunahme der Formationswässer mit der Tiefe (ENGELHARDT, 1960: 158) stellte deren Konzentrationsabfall im Badenium von Matzen mit Chloridwerten von 13.500 mg/L bis 9.500 mg/L eine Anomalie dar (Abbildung 31 A). Von 1.600 bis 2.000 m Tiefe blieb die Salzkonzentration in den Formationswässern des Aderklaaer Konglomerates im unteren Badenium nahezu unverändert. In den Ablagerungen des Karpatiums erfolgte jedoch eine neuerliche Zunahme der Chloridkonzentration und erreichte in den Formationswässern der Trias- und Juraablagerungen des kalkalpinen Beckenuntergrundes bis über 63.000 mg/L (Abbildung 31 B). SCHRÖCKENFUCHS (1975: 307) führte diese Tendenz der mit der Tiefe gegenläufigen Salzkonzentration der Formationswässer im Raum Matzen – Schönkirchen Tief auf ein spezielles hydrodynamisches System der Kommunikation von Formationswässern zwischen kalkalpinem Beckenuntergrund und den Neogenablagerungen zurück. Nach Überlegungen von Godfrid Wessely (freundliche mündliche Mitteilung vom 22.

Juni 2022) könnten die Formationswässer im Feld Matzen auch aus dem Mesozoikum des autochthonen Untergrundes stammen. Prinzipiell wandern bei der Migration unter hydrodynamischen Bedingungen Wässer, Öl und Gas unter dem Einfluss der Schwerkraft und aufgrund regionaler Druckunterschiede in Richtung des geringsten Potentials, wo sie sich an Durchlässigkeitsbarrieren (Permeabilitätsfallen) sammeln. Formationsflüssigkeiten strömen somit nach SCHRÖCKENFUCHS (1993: 36) von Bereichen höheren Druckes zu Bereichen niedrigeren Druckes. Im Fall der Matzener Antiklinale (KREUTZER, 1993: Beilage 11; JANOSCHEK et al., 1996; FUCHS & HAMILTON, 2006: 211) zeigt die Verteilung der Ionenkonzentration in den Wässern des Badeniums („16. Torton“) den Trend einer Abnahme der Konzentration aller Ionen von der Scheitelzone zu den strukturtiefen Randwasserzonen des Matzener Bruchsystems im Norden bzw. der Markgrafneusiedl-Bruchzone im Süden (SCHRÖCKENFUCHS, 1975: 309).

Schwankungen in der Konzentration der Formationswässer über die Tiefe wurden von SCHRÖCKENFUCHS (1975: 307) auch in anderen Ölfeldern des Wiener Beckens festgestellt, wie beispielsweise in der erdölproduzierenden Bohrung Gösting bei Zisterdorf (FRIEDL, 1956a: 506; KREJCI-GRAF et al., 1957: 189f.; ENGELHARDT, 1960: 157; CARLÉ, 1975: 445). Die Chloridkonzentrationen in den 576 analysierten NaCl-Formationswässern der Gösting-Domung schwankten zwischen 127 mg/L („Pannon 4“) und >18.000 mg/L („Sarmat 18“). Formationswässer an der Schlierbasis erreichten über 15.000 mg/L Chlorid. In Abbildung 32 ist ersichtlich, dass die NaCl-Konzentration der ausgewählten Formationswässer in der Bohrung zwar ungefähr einer Trendlinie, nicht aber dem Alter der neogenen Ablagerungen entspricht. Im Bereich der Gösting-Domung beginnt nach FRIEDL (1956a) die Kohlenwasserstoff-Führung in den Ablagerungen des untersten Mittelpannons. Im unteren Pannonium der Horizonte „Pannon 4“ bis „Pannon 12“ schwankte die Chloridkonzentration zwischen ~120 mg/L und ~3.000 mg/L. Die Chloridwerte in Ablagerungen des Sarmatiums variierten jedoch zwischen ~1.600 mg/L („Sarmat 2“) und 17.600 mg /L („Sarmat 19“). Die höchsten Chloridkonzentrationen von ~15.000 bis über 18.000 mg/L wurden in Ablagerungen des Sarmatiums („Sarmathorizonte“ 17-19) und des Badeniums („Tortonhorizonte“ 5-7) gemessen. SCHRÖCKENFUCHS (1975: 307) leitete die tiefenmäßig unterschiedlich konzentrierten Wässer in der Gösting-Domung von fossilen marinen Wässern aus der Flyschzone des Beckenuntergrundes und einer Mischung dieser Formationswässer mit meteorischen Wässern ab.

Eine Unterscheidung chloridreicher Tiefengrundwässer von oberflächennahen Mineralwässern nach dem Na/Cl-Verhältnis, wie dies von WURM (2000: 96ff.) für das Seewinkelgebiet ableitet wurde (siehe Kapitel 2.3.3.1), trifft im Nördlichen Wiener Becken nicht zu. Nach den Daten der Bohrung Gösting von FRIEDL (1956a: 506) und KREJCI-GRAF et al. (1957: 189) kennzeichnet ein Natrium/Chloridverhältnis >1 chloridärmere Formationswässer mit einer Chloridkonzentration von 127 mg/L bis etwas über 5.000 mg/L. Dies trifft nahezu für alle Grundwässer in Aquiferen des (unteren) Pannoniums aber auch für einige Formationswässer in Horizonten des Sarmatiums zu. Einzige Ausnahme bildet das Formationswasser des „11. Pannonhorizontes“, dessen Na/Cl-Verhältnis <1 ist. Das Verhältnis von Natrium zu Chlorid <1 kennzeichnet chloridreiche Tiefengrundwässer mit Chloridwerten zwischen ~6.000 mg/L und über 18.000 mg/L (Abbildung 32). Dies trifft für alle Wasserproben aus Aquiferen des Badeniums („Torton-Horizonte“) und jene „Sarmat“-Horizonte zu, deren Chloridkonzentration 6.000 mg/L übersteigt.

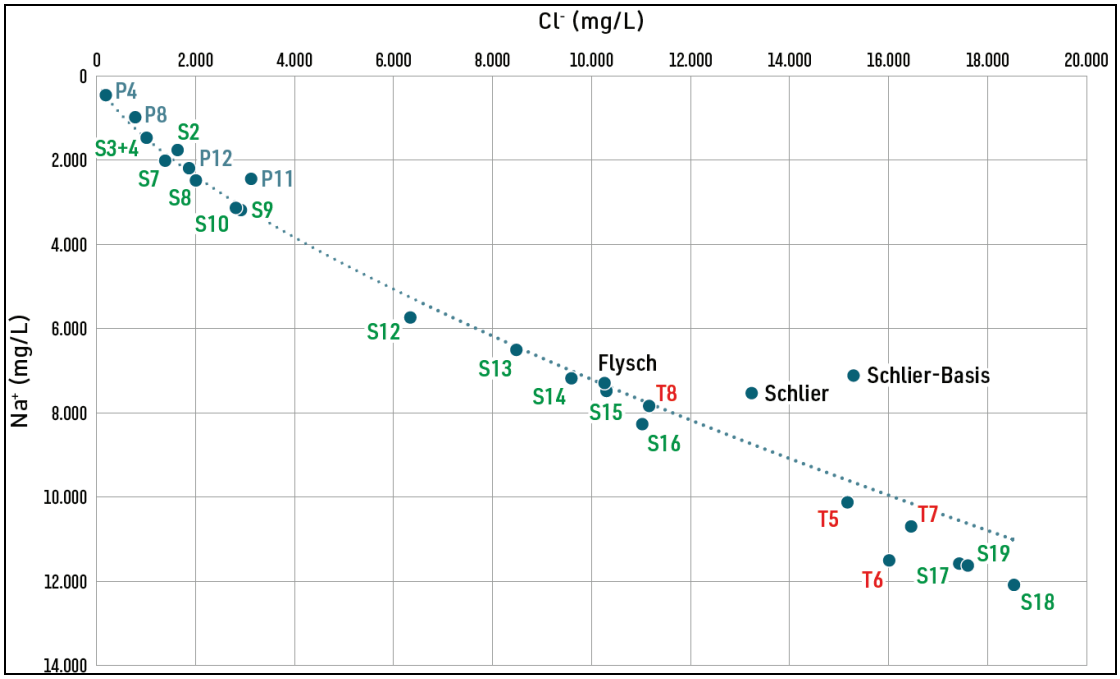

Abb. 32: Konzentrationsdiagramm der Kohlenwasserstoffe führenden Formationswässer in der Aufschlussbohrung Gösting nach FRIEDL (1956a: 506). Die Abkürzungen für die analysierten stratigraphischen Horizonte bedeuten: P = "Pannon" (hier unteres Pannonium), S= "Sarmat" (Sarmatium) und T = "Torton" (Badenium).

Fazit: Generell besteht im Neogen des Nördlichen Wiener Beckens die Tendenz einer Konzentrationszunahme der Grundwässer mit zunehmender Tiefe. Die hydrochemischen Analysen im Erdölfeld Matzen – Schönkirchen belegen jedoch eindrucksvoll eine durch tektonische Prozesse verursachte Auspressung von chloridreichen Formationswässern in tiefere und höhere Aquifere. Im folgenden Subkapitel wird diskutiert, ob das im Nördlichen Wiener Becken nachgewiesene Prinzip der Migration salzhaltiger Formationswässer auf das Neogen des Eisenstädter Beckens übertragen werden kann.

8.1.2 Salinität der Tiefengrundwässer im westlichen Donaubecken

Trotz völlig anderer Untergrundverhältnisse im westlichen Donaubecken kam es möglicherweise auch in neogenen Ablagerungen des Seewinkels zu einer Migration unterschiedlich konzentrierter chloridreicher Tiefengrundwässer (Abbildung 33). Bei einer vergleichbaren Neogenmächtigkeit von 1.000 bis 2.000 Metern im Nördlichen Wiener Becken und im westlichen Donaubecken ist es im Untergrund des Seewinkels zu keiner Lagerstättenbildung von Kohlenwasserstoffen gekommen. Die Ursache dafür liegt vermutlich darin, dass im Nördlichen Wiener Becken das Muttergestein wesentlich unter der Neogenbasis, im kalkalpinen Überschiebungsbereich, oder noch tiefer liegt. Dies trifft für das kristalline Grundgebirge im Untergrund des Seewinkels nicht zu.

Von Tiefbohrungen der Österreichischen Mineralölverwaltung im Seewinkel listete GOLDBRUNNER (2003: 5) die in Aquiferen des Badeniums bis ins untere Pannonium analysierten Chloridwerte auf. In den beiden Tiefbohrungen Frauenkirchen-2 und Halbturn-2 erreichten die Chloridwerte im Badenium in Tiefen von 1.000 m und 1.500 m mit 18.000 mg/L bis 19.000 mg/L Meerwasserkonzentration (Abbildung 33). Demgegenüber erreichte die Chloridkonzentration der Salzwässer im Badenium der Bohrung Pamhagen-1 in

über 1.800 m Tiefe nur ~12.000 mg/L und im Badenium der Bohrung Apetlon-1 in ~1.000 m Tiefe nur etwas über ~5.000 mg/L (WURM, 2000: 60). Die Chloridkonzentration im Sarmatium der Bohrung Halbturn-1 beträgt ~9.000 mg/L. WURM (2000: 96) bezeichnete die NaCl-reichen Tiefengrundwässer als Formationswässer in marinen Sedimenten des Badeniums, Sarmatiums und unteren Pannoniums. Nach GOLDBRUNNER (2003: 4) handelt es sich bei den im Seewinkel in Ablagerungen des Badeniums, Sarmatiums und unteren Pannoniums angetroffenen Grundwässer um höher mineralisierte Natrium-Chloridwässer (Summe der gelösten Stoffe: 18-31 g/L), die eine starke Ähnlichkeit mit den Erdölbegleitwässern des Nördlichen Wiener Beckens aufweisen. In Aquiferen des oberen Pannoniums zeigten mineralisierte Wässer vom Natrium-Bikarbonat-(Chlorid)-Typus mit Chloridwerten von ~500 mg/L einen starken meteorischen Einfluss an.

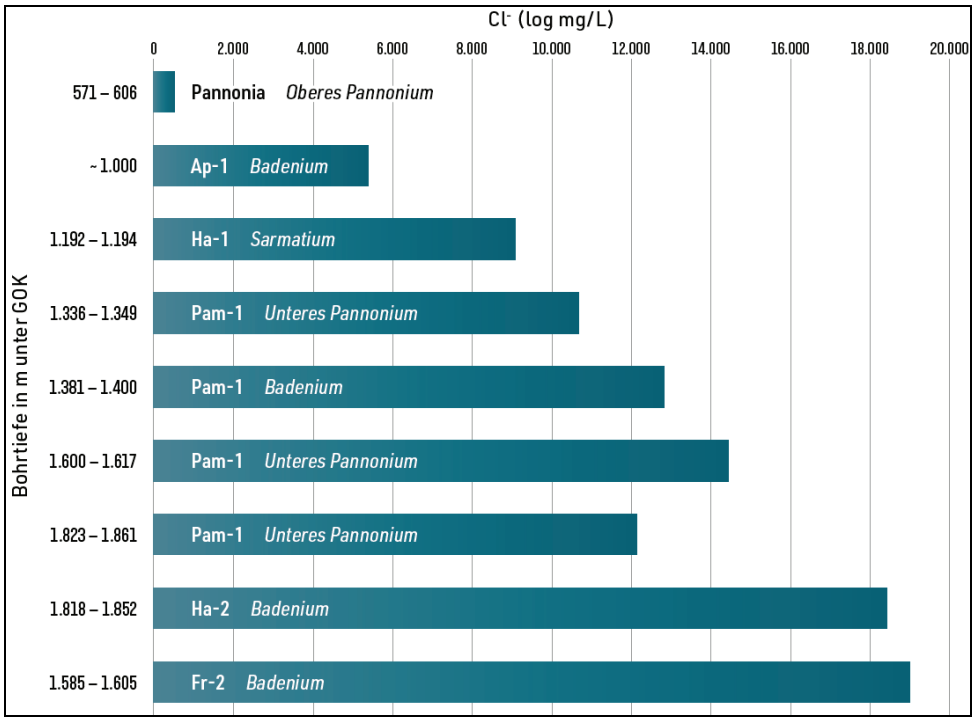

Abb. 33: Chloridkonzentration von Grundwässern der Tiefbohrungen Halbturn-1 (Ha-1), Halbturn-2 (Ha-2), Pamhagen-1 (Pam-1) und der Bohrung Pannonia nach GOLDBRUNNER (2003: 5), der Tiefbohrung Apetlon-1 (Ap-1) nach WURM (2000: 60) und der Tiefbohrung Frauenkirchen-2 (Fr-2) nach KOLLMANN & SHADLAU (1994: 97).

Speichergesteins- und Zuflussbedingungen wurden in den Seewinkel-Bohrungen von der ÖMV erst in Ablagerungen des unteren Pannoniums, nicht aber in jenen des mittleren und oberen Pannoniums getestet. Die Bohrlochmessungen und Spülprobenbeschreibungen wiesen für das Mittelpannon mäßige und für das Oberpannon hohe Porositäten bei sandiger Ausbildung auf. Die geophysikalischen Bohrlochmessungen in den Seewinkelbohrungen wie beispielsweise Frauenkirchen-1 und Pamhagen-1 (WESSELY, 2003) zeigten im oberen Pannonium Elektro-Logs mit höheren und im mittleren Pannonium mit niedrigeren Widerstandswerten. Interpretiert man die höheren Widerstände der Elektro-Logs im oberen Pannonium als fluviatile Ablagerungen mit relativ gering mineralisierten Porengrundwässern, wie sie in der Bohrung Pannonia in 600 Meter Tiefe mit ~500 mg/L Chlorid erbohrt wurden, dann leiten die geringeren elektrischen Widerstände in Ablagerungen des mittleren Pannoniums zu den Widerstandswerten der stark mineralisierten Chloridwässer des unteren Pannoniums (mit Werten von 10.000 bis 12.000 mg/L) über.

Fazit: Marine Ablagerungen des Badeniums und Sarmatiums erreichen im Untergrund des Seewinkels in Tiefen von 1.500 bis 1.800 Metern mit 5.000 mg/L bis 19.000 mg/L Chlorid nur teilweise Meerwasserkonzentration. Dagegen sind die Chloridwerte der Salzwasserhorizonte im unteren Pannonium mit 10.000 bis 14.000 mg/L vergleichsweise sehr hoch. Nicht unwesentlich dürfte sich die diagenetische Veränderung in lithologisch unterschiedlichen, unterschiedlich schnell abgesunkenen und daher unterschiedlich mächtigen Neogenablagerungen des westlichen Donaubeckens ausgewirkt haben. Möglicherweise ist die Salinität in den neogenen Aquiferen des Seewinkels auf Migrationsprozesse infolge tektonisch induzierter Druckunterschiede zurückzuführen. Im folgenden Subkapitel wird die Erneuerung von Tiefengrundwässern im Seewinkel durch eiszeitliche meteorische Wässer diskutiert.

8.1.3 Erneuerung von Tiefengrundwässern im Seewinkel

Nordöstlich von Deutschkreutz wurde im Bereich der Ikva-Platte von BOROVICZÉNY et al. (1992: 121f.) nachgewiesen, dass die mittlere Verweilzeit des Grundwassers sowohl mit zunehmender Entfernung vom Einzugsgebiet als auch mit zunehmender Aquifertiefe von einigen Jahrtausenden bis auf ~25.000 Jahre zunimmt. Als dementsprechend gering wurden die Abstandsgeschwindigkeiten und Aquiferdurchlässigkeiten dieser Grundwasserströmung berechnet. Überträgt man diese Ergebnisse von Grundwässern in Thermalwasserbohrungen südlich des Neusiedler Sees auf den Seewinkel, wo jedoch vergleichbare ^{14}C-Modellalter von Tiefengrundwässern fehlen, so gelangt man anhand der stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 zu einer ähnlichen Modellvorstellung (Abbildung 34 A). In den relativ niedriger gelegenen unterostalpinen Einzugsgebieten des Ruster Hügellandes und des Leithagebirges infiltrierten Niederschlagswässer in Kluftaquifere des Kristallins und in Karstaquifere der triassischen und miozänen Karbonatgesteine und dotierten vermutlich ihrerseits die vorgelagerten pannonen Aquifere. Ähnlich wie heute, dürfte auch ein Großteil des ersten regionalen Grundwasserstockwerkes des Seewinkels seit der Würmeiszeit aus dem Raum von Frauenkirchen dotiert worden sein.

Diese Modellvorstellung gravitativ unter dem Seewinkel in Richtung Kleine Ungarische Tiefebene abfließender Grundwässer erfordert ein komplex zusammenhängendes System von Aquiferen, semipermeablen Aquitarden bzw. nicht durchlässigen Aquicluden. Durch die insgesamt als „leaky“ Aquifer zu bezeichnenden Grundwasserstockwerke A2 und A3 müssen die eiszeitlich in A1 infiltrierten Niederschlagswässer bis in Tiefen von mindestens ~1.500 Metern gelangt sein (vgl. HÄUSLER, 2015). ^{14}C-datierte Grundwässer mit niedrigen Isotopenverhältnissen in artesisch gespannten Aquiferen (A2) und im Thermalwasserstockwerk (A3) belegen, dass es in den neogenen Porenaquiferen zu einem Austausch der fossilen Tiefengrundwässer mit eiszeitlichen Niederschlagswässern gekommen ist. Dieser Vorgang kann als Spülung der neogenen Porengrundwässer („flushing“) bezeichnet werden. Unbekannt ist, wohin die ursprünglichen neogenen Porengrundwässer geflossen sind. Da die pannonen Schichten im Gebiet des Neusiedler Sees mit wenigen Graden nach Nordosten einfallen und die Wasseralter in südöstlicher Richtung zunehmen, kann auf ein langsames Abströmen der Tiefengrundwässer in allgemein südöstlicher Richtung geschlossen werden. Abbildung 34 B veranschaulicht nach TAUBER (1959d) und WURM (2000) die hypothetische Aszendenz und laterale Migration chloridreicher Tiefengrundwässer im neogenen Untergrund des Neusiedler Sees. Thermalquellen sind jedoch nicht im Beckenbereich des Neusiedler Sees, sondern nur an den Rändern des unterostalpinen Grundgebirges bekannt (Abbildung 34 A).

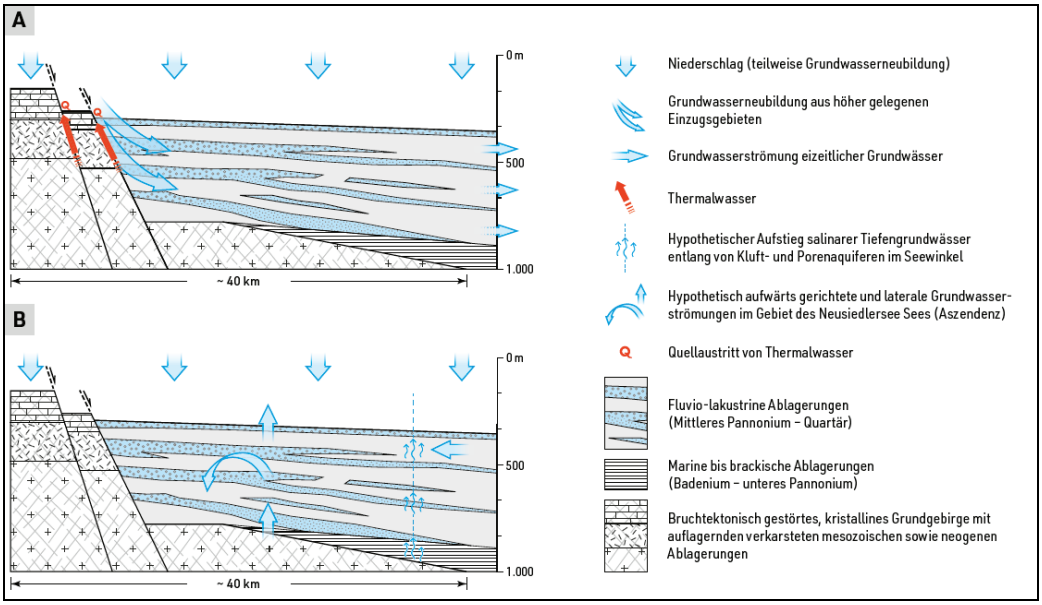

Abb. 34: A) Durch ^{14}C-Datierungen belegte hydrogeologische Modellvorstellung gravitativ bis in größere Tiefen infiltrierter Oberflächenwässer. B) Aufgrund hydrochemischer Überlegungen und hypothetischer Ionenaustauschprozesse postulierten TAUBER (1959d) und WURM (2000) einen Aufstieg chloridreicher Tiefengrundwässer im Neogenbecken des Neusiedler Sees.

Fazit: Die Grundwasserströmung eiszeitlich datierter meteorischer Wässer erfordert im westlichen Donaubecken ein gravitatives Durchfließen einer mehrere hundert bis tausend Meter mächtigen Wechsellagerung von Aquiferen und semipermeablen Aquitarden. Trotz einer sehr niedrigen Gesamtdurchlässigkeit der durchflossenen Sedimentstapel scheint dieser hydrodynamische Prozess im Laufe mehrer Jahrtausende bis Jahrzehntausende plausibel. Eine Migration hoch konzentrierter Chloridwässer aus tieferen marinen Ablagerungen in jene des oberen Pannoniums (etwa der Zone F), wie sie in der Bohrung Rust-1 mit ~5.000 mg/L Chlorid und in der Bohrung Mörbisch-1 mit ~6.000 mg/L Chlorid angetroffen wurden, müßte daher theoretisch im Zeitabschnitt zwischen dem oberen Pannonium und dem Einsetzen der quartären Kaltzeiten erfolgt sein. Im folgenden Subkapitel wird das Prinzip eiszeitlich gespülter Tiefengrundwässer auch für die Große Ungarische Tiefebene diskutiert.

8.1.4 Erneuerung von Tiefengrundwässern in Ungarn

Sowohl ^{14}C-Analysen als auch die Anreicherung leichter Isotope des Sauerstoffs und Wasserstoffs belegen in Tiefengrundwässern des verkarsteten Gerecse-Gebirges westlich von Budapest und in Thermalquellen der verkarsteten Budaer Berge eine kaltzeitliche Infiltration meteorischer Wässer (DEÁK, 1979a). Stabile Schwefelisotope im Thermalwasser der Budaer Berge weisen auf dessen Herkunft aus permischen Evaporiten hin (FÓRIZS et al., 2019). Ein ähnliches Grundwasserströmungsmodell wie in der Umgebung des Neusiedler Sees (Abbildung 34A) wurde durch ^{14}C-Analysen und durch die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 auch im Osten der Großen Ungarischen Tiefebene nachgewiesen (DEÁK et al., 1987, DEÁK, 1979b). Im Raum von Debrecen wurde eine generelle Zunahme des Wasseralters mit zunehmender Entfernung vom Einzugsgebiet und mit zunehmender Tiefe der Aquifere von mehreren tausend Jahren bis zu ~25.000 Jahren ermittelt (MARTON et al., 1980: 85; MARTON et al., 1991: 371). Das Einzugsgebiet für diese Tiefengrundwässer bildet das nördliche Ungarische Mittelgebirge sowie die höher

gelegenenen Grenzgebiete von Nyirség zur Ukraine und Kevermes-Battonya zu Rumänien (ERDÉLYI & GÁLFI, 1988: Fig. 14.3; DEÁK et al., 1993). Vergleichbar mit den Ergebnissen im südlichen Einzugsgebiet des Neusiedler Sees (BOROVICZÉNY et al., 1992: 121f.) gelangten auch in der Großen Ungarischen Tiefebene kaltzeitliche Niederschläge gravitativ duch eine Abfolge wasserdurchlässiger und stauender Schichten (des Quartärs und Pannoniums) bis in Tiefen von mehrern tausend Metern.

Fazit: Wie im Untergrund des Neusiedler Sees, belegen die stabilen Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 auch in ungarischen Tiefengrundwässern, dass meteorische Wässer eiszeitlich bis in große Tiefen infiltriert sind. Theoretisch könnten sich eiszeitlich gespülte Tiefengrundwässer im Untergrund des Seewinkels, die in allgemein östlicher Richtung abgeflossen sind, mit Tiefengrundwässern der Kleinen Ungarischen Tiefebene vermischt haben, die beispielsweise in dem bekannten Abstrombereich („discharge“) von Budapest austreten. Die Diskussion über die Salinität und Migration von Tiefengrundwässern in Ostösterreich und Ungarn leitet im folgenden Diskussionskapitel zur Problematik der Entstehung der Salzböden über.

8.2 Zur Problematik der Salzbodenbildung in Ungarn und im Seewinkel

In drei Subkapiteln wird diskutiert, ob die Salzbodenbildung in den ungarischen Flussniederungen von Donau und Theiß sowie im Seewinkel auf aszendente Tiefengrundwässer oder auf die Verdunstung in fluviatilen Überschwemmungsbereichen zurückzuführen ist. In älteren Beiträgen über die Salzböden Europas, die ausschließlich von deren Meliorierung und Nutzbarmachung handelten, fehlen, mit Ausnahme einer Anmerkung von HRAŠKO (1971) in einer Arbeit über Salzböden in der ehemaligen Tschechoslowakei, sowohl Hinweise auf österreichische Salzböden des Seewinkels als auch auf die Theorie der Alkalibodenbildung in Ungarn nach SCHERF (1935). Nach SZABOLCS (1971a) zählen über 75% der europäischen salzführenden Böden zur Solonetzgruppe. Ihre Entstehung führt NESTROY (2015) auf eine Entsalzung extremer Salzböden zurück. Sehr häufig entstanden Salzanreicherungen in Europa durch Verdunstung von Oberflächenwässern, wie z.B. in den schluff- und tonreichen Ablagerungen im Delta des Guadalquivirs (GRANDE COVIÁN, 1971) oder im südlichen Banat (MILJKOVIĆ & PLAMENAC, 1971), wo Niederschlagswässer in großen Depressionen verdunsten. Für die Pannonische Tiefebene im früheren Jugoslawien beschrieben MILJKOVIĆ & PLAMENAC (1971) den Einfluss des kontinentalen Klimas auf die dortige Bodenbildung. Die semiariden Verhältnisse mit ~650 mm Niederschlag und 1.000 mm jährlicher Verdunstung führten zu starken Schwankungen des Grundwasserspiegels. Dadurch kam es beispielsweise in der Provinz Voivodina jährlich während kalter und nasser Perioden zu einer starken Salzauswaschung der Böden und der Salzanreicherung über einem impermeablen blauen Ton und in der trockenen und warmen Jahreszeit gelangten die Salze durch Verdunstungsprozesse regelmäßig wieder an die Geländeoberfläche. Seit den bodenkundlichen Profilaufnahmen im Seewinkel durch FRANZ & HUSZ (1961a) vor rund 60 Jahren erfolgten keine weiteren Untersuchungen zur Entstehung der Salzböden über dem salzführenden Horizont. Im Gegensatz zur Bewahrung der noch vorhandenen Feuchtgebiete und ihrer von Niederschlägen und Grundwasser beeinflussten Böden in Österreich stand überall sonst in Europa die Meliorierung von Salzböden und deren landwirtschaftliche Nutzung im Vordergrund (SZABOLCS, 1971b). Im folgenden Diskussionskapitel wird das Konzept einer Salzanreicherung in Flussniederungen Ungarns durch aszendente Tiefengrundwässer erläutert.

8.2.1 Hypothetische Salzanreicherung durch aufsteigende Tiefengrundwässer in der Großen Ungarischen Tiefebene

Die Studie von JUHÁSZ et al. (2002) über „Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments“ in Südost-Ungarn belegt anhand von Mineralparagenesen in Bohrkernen die thermische Subsidenz (durch einen heißen Untergrund in relativ geringer Tiefe), eine hydraulische Inversion und tektonische Inversion (durch Kompression) seit dem mittleren Miozän. Demzufolge setzte nach einer Beckenabsenkung bis 2.500 Meter und einer Aufheizung der neogenen Ablagerungen bis 130 °C im oberen Pannonium (in Ungarn als Pliozän bezeichnet) eine tektonische Kompression ein, die bis heute ein regionales aszendentes „fluid-flow system“ bewirkte. Im Zuge der Kohlenwasserstoff-Exploration wurden zwischen Donau und Theiß in seismischen Profilen positive „flower structures“ beschrieben, deren Entstehung von CSONTOS & NAGYMAROSY (1998) sowie von RUSZKICZAY-RÜDIGER et al. (2007) auf eine Kompression in einem transpressiven Regime zurückgeführt wurde. Entlang nordoststreichender „strike-slip“-Störungen wurden noch plio-/pleistozäne Ablagerungen erfasst. Dieses tektonische Konzept bildete in der Folge für TÓTH & ALMÁSI (2001) sowie für ALMÁSI (2003) die Grundlage für ein hydrogeologisches Modell, das als „Basement and basin origin of salts“-Konzept bezeichnet wurde. Nach MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2009) enthielten Aquifere im Neogen in Tiefen von 900 bis 2.700 m Chloridgehalte von 4.000 bis 21.000 mg/L. Diese Tiefengrundwässer sollten infolge neotektonischer Prozesse bis zur Geländeoberfläche ausgepresst worden sein und zur Salzanreicherung in den Flussniederungen geführt haben. Ein dieser Annahme zugrunde liegendes geologisches Profil besteht nach TÓTH & ALMÁSI (2001), von liegend nach hangend, aus folgenden sechs hydrostratigraphischen Einheiten (1-6; Abbildung 35):

1) Die unterste hydrostratigraphische Einheit bildet das präneogene, metamorphe und kristalline Basement, das von Karbonaten überlagert wird. Dieses Basement besteht aus horst- und grabenartig verstellten, paläozoischen und mesozoischen, bis paläogenen, bruchtektonisch gestörten Formationen, die hydraulisch angeblich als Grundwasser-Nichtleiter fungieren. Nach MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2009) sowie SIMON et al. (2011) sollen jedoch Natriumchlorid-Wässer aus diesen präneogenen Formationen neotektonisch bis an die Geländeoberfläche ausgepresst worden sein.
2) Der präpannone Hauptaquifer besteht aus marinen, bruchtektonisch stark gestörten, hochpermeablen karbonatischen Formationen des Badeniums bis Sarmatiums. Eine Herkunft mariner Formationswässer aus diesem Aquifer wird in den Arbeiten über das „Basement and basin origin of salts“-Konzept jedoch nicht vertreten.
3) Die darüber folgende **Endrőd-Formation** besteht aus gering durchlässigen Mergeln und bildet daher einen Grundwassergeringleiter. Wo diese Formation fehlt, treten der liegende Aquifer des Badeniums und Sarmatiums in direkten Kontakt mit dem im Hangenden der Endrőd-Aquitarde ausgebildeten Szolnok-Aquifer.
4) Der **Szolnok-Aquifer** enthält Linsen von Grundwassergeringleitern. Die unterpannonen, flyschartigen Ablagerungen bestehen aus einem zyklischen Wechsel von Sandsteinen und Siltsteinen mit Ton- und Mergellagen.
5) Die im Hangenden folgende **Algyő-Formation** besteht aus einer flyschartigen Abfolge von Tonen, Mergeln und Siltsteinen mit permeablen Sandlinsen. Sie bildet daher einen Geringleiter mit Aquiferlinsen. Aufgrund sedimentologischer Unterschiede und einer starken Bruchtektonik bildet die Algyő-Formation einen halbgespannten Grundwasserleiter („leaky“ Aquifer).
6) Der hangende **Nagyalföld-Haupt-Aquifer** besteht in der Großen Ungarischen Tiefebene aus bis zu 2.400 m mächtigen, plio-/pleistozänen hochpermeablen unverfestigten Sanden, Kiesen und Lössablagerungen mit Linsen hydraulisch gering leitender Lockergesteine. Der oberflächennahe Aquifer dient zur regionalen Wasserversorgung und tiefere Anteile wurden durch Thermalwasserbohrungen erschlossen.

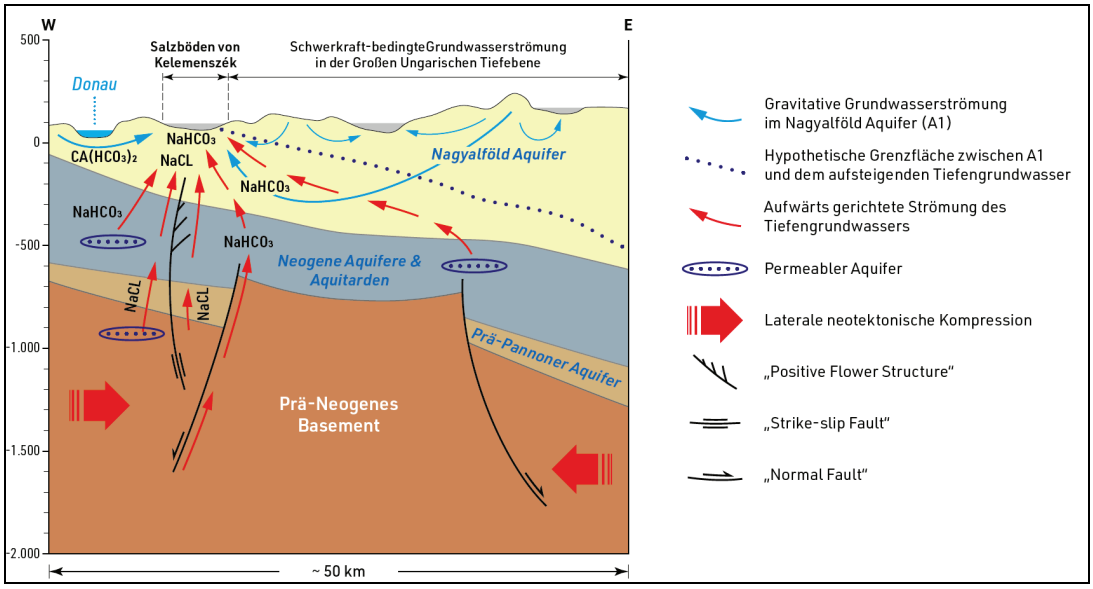

Abb. 35: Durch aufsteigende NaCl führende Tiefengrundwässer aus dem präneogenen Basement soll es in der Donauniederung von Kelemenszék, ~80 km südlich von Budapest, zu einer oberflächennahen Bodenversalzung gekommen sein (verändert nach MÁDL-SZŐNYI & TÓTH, 2009, SIMON et al., 2011 und nach SÜMEGI & BOROS, 2013b).

Aufgrund zahlreicher Porenwasserdruck-Messungen und Messungen der Grundwasserspiegel-Druckflächen („piezometrischen Messungen"; „hydraulic heads") in Bohrungen gelangten TÓTH & ALMÁSI (2001) zu der Vorstellung, dass im Untergrund der Großen Ungarischen Tiefebene, auf einer Fläche von ~40.000 km^2, zwei hydraulische Systeme unterschieden werden können: ein oberflächennahes System mit gravitativer Grundwasserströmung und ein darunter liegendes System, aus dem (salinare) Tiefengrundwässer durch tektonische Kompression bis an die Geländeoberfläche gelangt sind. Dieses Konzept wurde von SIMON et al. (2011) als „Basement and basin origin of salts"-Konzept bezeichnet und sie beschrieben die Versalzung der Böden in der Donau-Niederung um den Kelemenszék-See (l.c.: 708) mit: „*The source of the salts is reported to be the overpressured NaCl-type water of the Pre-Neogene basement and the $NaHCO_3$-type water of the Neogene sediments*." Als Beleg für diese Hypothese wurden von MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2009) sowie von SIMON et al. (2011) in dem ~80 km südlich von Budapest gelegenen Kiskunság Nationalpark umfangreiche Untersuchungen durchgeführt. Diese werden hier kurz zusammengefasst, da im Kapitel 8.2.3 über die Aszendenz-Hypothese im Seewinkel darauf noch Bezug genommen wird. In dem rund 100*65 km^2 großen Projektgebiet im Kiskunság Nationalpark liegt in der Donauniederung in einer Höhe von 80-95 m über Adria die Ortschaft Fülöpszállás mit dem Kelemenszék-See.

In der wenige Kilometer östlich gelegenen Hangregion liegt wenige Zehnermeter höher die Ortschaft Izsák mit dem Kolon-See. Im gesamten Gebiet wurden geoelektrische Tiefensondierungen mit Eindringtiefen von 100 bis 120 m sowie radio-magnetotellurische Messungen mit 18-25 m Eindringtiefe durchgeführt (SIMON et al., 2011). Hydrochemische Analysen stammen von dem Salzsee von Kelemenszék, von oberflächennahen Grundwässern in 2-4 m tiefen Flachbohrungen in der Umgebung des Salzsees („dug wells": D1-D21) und von Grundwässern in 5-20 m tiefen „observation wells" (O1-O5) sowie aus der ~50 m tiefen Bohrung IRF (Izsák Reference Fresh) und der nahe gelegenen, ~350 m tiefen Bohrung IRS (Izsák Reference Saline). Demnach enthielt das Grundwasser in Flachbohrungen in unmittelbarer Umgebung des Salzsees von Kelemenszék bei einer elektrischen Leitfähigkeit

von 800 bis 7.500 µS/cm ~100 bis ~1.700 mg/L Natrium, 40 bis ~1.100 mg/L Chlorid und 20 bis ~230 mg/L Sulfat. Noch geringer waren die Analysenwerte für die Grundwässer der 5-20 m tiefen Vergleichsbohrungen O1-O5, deren elektrische Leitfähigkeit zwischen 150 und 5.000 µS/cm schwankte. Die Natriumwerte des Grundwassers in diesen fünf Bohrungen variierten zwischen 20 und 130 mg/L, die Chloridwerte zwischen 70-500 mg/L und die Sulfatwerte zwischen 20 und 50 mg/L.

Die Grundwässer der Bohrungen IRF und IRS belegten nach SIMON et al. (2011) das „Basement and basin origin of salts"-Konzept, da sie das tiefere Grundwasser der Bohrung „Izsák Reference Saline" als aufwallendes salinares Tiefengrundwasser und das oberflächennähere Grundwasser der Bohrung „Izsák Reference Fresh" als meteorisch infiltriertes Grundwasser interpretierten. Das meteorische Wasser der ~50 Meter tiefen Bohrung IRF enthielt bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 530 µS/cm nur 9 mg/L Natrium, 15 mg/L Chlorid jedoch kein Sulfat. Das Grundwasser der ~350 Meter tiefen Bohrung IRS enthielt bei einer elektrischen Leitfähigkeit von über 2.700 µS/cm ~630 mg/L Natrium, 370 mg/L Chlorid und war ebenfalls frei von Sulfat. Das Grundwasser der Bohrung IRS interpretierten SIMON et al. (2011) als Mischwasser aus aufwallenden $NaHCO_3$ -Wässern und „sporadisch" ausgepressten NaCl-reichen Tiefengrundwässern. Nach diesen von SIMON et al. (2011) postulierten Mischungsprozessen resultierte im „hydraulischen Fenster" unter dem Salzsee von Kelemenszék ein aufwallendes Grundwasser mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 9,9 mS/cm, einem Natriumgehalt von ~2.500 mg/L, einem Chloridgehalt von ~1.400 mg/L und einem Sulfatwert von 150 mg/L.

Beim Durchfließen von Kluftaquiferen und halbdurchlässigen Aquiferen aus dem tieferen Untergrund und der Mischung salinarer Grundwässer mit oberflächennäheren Wässern vom $NaHCO_3$-Typ veränderte sich gemäß diesem Konzept der Chemismus des Mischwassers so weit, dass der Chloridgehalt nur mehr zwischen 9 und 700 mg/L betrug. Nur wenige Kilometer östlich des Kelemenszék-Sees wies das (in der Bohrung Izsák Reference Fresh) angetroffene meteorische Grundwasser vom Typ Ca,Mg-$(HCO_3)_2$ jedoch einen größenordnungsmäßig ähnlichen Chloridgehalt von 1-900 mg/l auf. Zwischen diesen beiden Aquifersystemen, dem aszendenten Tiefengrundwassersystem und der oberflächennahen schwerkraftbedingten Grundwasserströmung, wurde eine hypothetische Grenzfläche eingetragen, die von SIMON et al. (2011: Fig. 4) als "Boundary of the gravity driven and overpressured flow regimes" bezeichnet wurde. Diese Grenzfläche soll innerhalb des Nagyalföld Haupt-Aquifers die aszendenten Tiefengrundwässer von den meteorischen Wässern des Donau-Theiß-Zwischenstrombereiches („Duna-Tisza Interfluve") trennen (Abbildung 35). Die Entstehung der in der Donauniederung von Kelemenszék gelegenen, an Halophyten reichen Salzböden und Sodalacken wurde von CZAUNER et al. (2008), MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2009), SIMON (2010) und SIMON et al. (2009, 2011) grundsätzlich auf aszendierte Grundwässer aus dem salinaren tieferen Grundwasserstockwerk zurückgeführt. Trotz des prinzipiell ähnlichen Konzeptes der Bodenversalzung durch aufsteigende chloridhaltige Tiefengrundwässer im ungarischen „Basement and basin origin of salts"-Konzept wurde die Tauber´sche Aszendenz-Hypothese von Kapitel 3 in der ungarischen Literatur nie reflektiert.

Das ungarische „Basement and basin origin of salts"-Konzept fordert die Aszendenz chloridreicher Tiefengrundwässer, die in den Flussniederungen von Donau und Theiß in „hydraulischen Fenstern" austreten. Im Gegensatz dazu soll aber die Bodenversalzung in dem nur wenige Zehnermeter höher gelegenen Zwischenstrombereich durch die Verdunstung meteorischer Wässer entstanden sein. Hauptargumente dafür bildeten das neotektonisch kompressive Konzept in Verbindung mit Grundwasser-

Druckspiegelmessungen in den Tiefbohrungen. Dieses Konzept wird jedoch aus folgenden fünf Gründen vom Autor nicht für plausibel gehalten (a-e):

a) Druckspiegelmessungen in Flachbohrungen und Tiefbohrungen sind unterschiedlich zu interpretieren. Der Flurabstand, die Höhe des Grundwasserspiegels unter Geländeoberkante, gibt die Grundwasseroberfläche (= Grundwasserdruckfläche) eines nicht gespannten Grundwasserstockwerkes an. Das gravitative Fließen der meteorisch infiltrierten Grundwässer hängt von der räumlichen Verteilung permeabler, gering permeabler und nicht permeabler Ablagerungen im regionalen obersten Hauptaquifer ab. Die in einem Bohrloch gemessene Druckspiegelhöhe eines gespannten (oder artesisch gespannten) Tiefengrundwassers gibt nur die potentielle Aufstiegshöhe unter Druck stehender, jedoch sonst stagnierender oder langsam fließender Tiefengrundwässer an. Dieses Prinzip lässt sich am deutlichsten von den hydraulischen Druckprofilen der ungarischen Tiefbohrungen ableiten (TÓTH & ALMÁSI, 2001). Überhydrostatische Drucke treten im Untergrund der Großen Ungarischen Tiefebene nach MÁDL-SZŐNYI & TÓTH (2009: Fig. 8a, "pz_1 block") beispielsweise in Bohrungen unter Aquitarden der Endrőd-Formation in rund 2.000 m Tiefe auf. Dass es im Hangenden der Endrőd-Aquitarde bisher zu keinem Druckausgleich mit umgebenden Tiefengrundwässern gekommen ist, belegt nach Auffassung des Autors, dass es sich im „over-pressured deeper domain" um stagnierende Tiefengrundwässer handelt. Die Konstruktion von Tiefenkarten mit Isolinien gleichen hydraulischen Druckes und die Übertragung dieser Angaben in hydraulische Querprofile durch den Untergrund der Großen Ungarischen Tiefebene durch TÓTH & ALMÁSI (2001) charakterisiert zwar die „fluid potential patterns" im ungarischen Neogenbecken, aber eben nur ein Potential und nicht das reale aktuelle Fließverhalten dieser Tiefengrundwässer. Damit existieren aber auch keine aktuellen Fließpfade salinarer Tiefengrundwässer („path of basinal flow" nach MÁDL-SZŐNYI & TÓTH, 2009: Fig. 4-5) in Richtung der heutigen Talbereiche der Flüsse Donau und Theiß. Entlang dieser beiden Flüsse sind außerdem keine hydraulischen Entspannungsgebiete („discharge areas") bekannt, in denen Thermalwasserquellen, wie etwa in Budapest, austreten (vgl. DEÁK, 1979b; FÓRIZS et al., 2019).

b) In einem geschlossenen hydraulischen System mit stationären Strömungsverhältnissen fließt nach HÖLTING (1985) auch bei einem bestehenden Potentialgefälle kein Grundwasser. Das bedeutet auch für die Große Ungarische Tiefebene, dass bei der Öffnung eines solchen Systems durch tektonische Prozesse Grundwasser in Richtung des geringsten Abflusswiderstandes, jedoch nicht unbedingt auch in Richtung des maximalen Potentialgefälles fließt, wie dies von TÓTH & ALMÁSI (2001) aufgrund der in Bohrungen ermittelten („piezometrischen") Grundwasserspiegel-Druckflächen („hydraulic heads"), gefordert wurde.

c) Das „Basement and basin origin of salts"-Konzept von SIMON et al. (2011) berücksichtigt zwar die neotektonischen Spannungsverhältnisse, nicht aber die Gesetzmäßigkeiten der terrestrischen klastischen Sedimentation in der Ungarischen Tiefebene (MOLNÁR, 1975). Der heutige Verlauf von Donau und Theiß ist jedoch nach GÁBRIS & NÁDOR (2007), TÓTH et al. (2017) und SEBE et al. (2019) das Ergebnis neotektonischer Prozesse, da beide Flüsse im Quartär um 70-80 km in westliche Richtung verschoben wurden. Eine Konstruktion von Äquipotentiallinien aszendierender Tiefengrundwässer aufgrund der heutigen Geländemorphologie durch TÓTH (2009) wird dem Fließverhalten des Grundwassers im Untergrund des Donau-Theiß-Zwischenstrombereiches („Duna-Tisza Interfluve") somit nicht gerecht.

d) Die Chloridkonzentration des obersten Aquifers („Great Plain Aquifer" in 16-370 m Tiefe) ist mit 1 mg/L bis 900 mg/L größenordnungsmäßig vergleichbar mit der Chloridkonzentration im mittleren Aquifer, dem Neogen-Aquifer in 200 m bis 2.300 m Tiefe mit 9 mg/L bis >700 mg/L (MÁDL-SZŐNYI & TÓTH, 2009: 973). Die

Chloridkonzentration des tiefsten Aquifers, in Tiefen von 900 bis 2.700 m, mit 4.000 bis 21.000 mg/L Chlorid, beeinflusst somit größenordnungsmäßig nicht im Geringsten die Chloridwerte der darüberliegenden Aquifere.

e) Zahlreiche Studien über die Umweltisotope Deuterium und Sauerstoff-18 in Tiefengrundwässern der Großen Ungarischen Tiefebene belegen, dass eiszeitliche Niederschläge schwerkraftbedingt bis in mehrere tausend Meter Tiefe infiltriert sind (DEÁK, 1979a, b; DEÁK et al., 1989, DEÁK, 1995; vgl. DEÁK et al., 1987; MARTON et al., 1991; SANFORD et al., 2001). Nach SIMON (2010: 140 ff.) belegen im Nationalpark von Kelemenszék auch zwei ^{14}C-Analysen von Grundwässern in tiefer gelegenen Aquiferen ein eiszeitliches Wasseralter. So wurde für das Grundwasser der ~350 m tiefen Bohrung der „Izsak Reference Saline“ (IRS) eine Verweilzeit von 24.500 ± 2.800 Jahren (pmC: 0.6 ± 0.2%) und für das Grundwasser der nahe gelegenen, 180 m tiefen Bohrung „Fülöpszállás Reference Saline“ (FRS), ein Wasseralter von 29.500 ± 1.300 Jahren (pmC: 1.3 ± 0.2%) ermittelt. Diese Ergebnisse wurden von SIMON (2010) nur allgemein als Mischalter aufgestiegener Grundwässer des tieferen hydraulischen Stockwerkes mit meteorischen Wässern des obersten Grundwasserstockwerkes interpretiert. Auch wenn es sich nur um zwei Altersangaben zu Wässern aus dem „Great Plain Aquifer“ handelt, belegen diese eine eiszeitliche Infiltration bis in mehrere 100 m Tiefe und keine Aszendenz von Tiefengrundwässern.

Fazit: Unter Berücksichtigung dieser fünf Argumente (a-e) gegen das „Basement and basin origin of salts“-Konzept ist es eher unwahrscheinlich, dass eiszeitliche meteorische Wässer durch halbdurchlässige („leaky“) Aquifere bis in Tiefen von 2.700 Metern in den präneogenen Untergrund infiltriert und danach als eiszeitlich gespülte aber gering konzentrierte Tiefengrundwässer nahezu punktgenau in die heutigen Talverläufe von Donau und Theiß gelangt sind. Viel eher sind daher auch die in den Talniederungen der Donau und Theiß entstandenen Salzböden und Sodaseen, ebenso wie von MOLNAR & MURVAI (1975), SÜMEGI et al. (2011a) und BOROS et al. (2013a) im Zwischenstromland beschrieben, durch eine späteiszeitliche bis holozäne Verdunstung von Oberflächenwässern entstanden. Im folgenden Subkapitel wird – im Gegensatz zur Hypothese aufsteigender Tiefengrundwässer in den Flussniederungen der Großen Ungarischen Tiefebene – die neuerdings dort sehr gut belegte Vorstellung der Salzbodenbildung durch Verdunstungsprozesse diskutiert.

8.2.2 Fluviatile Salzanreicherung in Ungarn

Über die Erforschung der Sodaseen in äolischen und fluviatilen Ablagerungen der Großen Ungarischen Tiefebene berichtete MOLNÁR (1971). Es handelte sich dabei um Natronseen in drei Gebieten: im Zwischenstromgebiet der Flüsse Donau und Theiß, in Totarmen („oxbow lakes“) der Theiß sowie im Überschwemmungsgebiet zwischen den Flüssen Theiß und Maros, nordöstlich von Szeged. Ihre Entstehungszeit interpretierte MOLNÁR (1971) von Holozän bis Interstadial. Gegen Ende des Pleistozäns sind beispielsweise in den äolischen Ablagerungen zwischen Donau und Theiß, etwa 30-40 m über Flussniveau, Salzseen in Mulden entstanden, die vom Wind in südöstlicher Richtung ausgeblasen worden sind. Die an Kalkschluff reichen Sedimente dieser Sodaseen führte MOLNÁR (1971: 186) darauf zurück, dass das Grundwasser aus den Donausanden und aus dem Löss des Zwischenstromgebietes große Karbonatmengen gelöst hat, die in einer Trockenperiode: „*am Ende des Haselnuss-Holozäns und in der darauffolgenden Eichenphase ausgeschieden worden sind* …“. Nach der Tabelle von FINK (1979: 89) handelt es sich bei der „Haselnuß-Zeit“ um Pollenstufe V nach FIRBAS (1949), welche dem Boreal entspricht und bei der „Eichen-Zeit“ um Pollenstufe VI-VII, welche dem Atlantikum entspricht. Damit wurde durch die geologischen Untersuchungen

einiger Salzseen im Süd-Alföld (mit Ausnahme jener im Donautal) in den 1970er-Jahren von MOLNÁR (1971) ihre Bildung ins frühe Holozän eingestuft. Diese Interpretation traf beispielsweise auch auf den Deflations-Sodasee Kunfehértó westlich Szeged zu. Nur geringfügig älter bezeichnete MOLNÁR (1971) den südwestlich Kiskunfélegyháza (nördlich Szeged) gelegenen Sodasee Petőfi tó. Der in einem Totarm der Theiß gelegene Sodasee Dongértó bildete sich nach MOLNÁR (1971) während eines Interstadials in fluviatilen und lössbedeckten Ablagerungen. Die am stärksten mit Soda angereicherten Gebiete befanden sich im Donau-Theiß-Zwischenstrombereich und östlich der Theiß stets in unmittelbarer Umgebung der Salzseen, wo die größten Wassermengen verdunsteten. Die Sodaanreicherung in den beschriebenen Salzseen führte MOLNÁR (1971) auf den Salzgehalt des Grundwassers, aber auch von Niederschlägen zurück.

Die südlich von Budapest, ~20 km westlich Kecskemét, im Kiskunság Nationalpark gelegenen Salzseen von Fülöpháza wurden nach MOLNÁR & MURVAI (1975) ebenfalls schon im frühen Holozän angelegt. Wie bereits oben erwähnt, entstanden am Westrand des Höhenrückens der Großen Ungarischen Tiefebene auch die Salzseen von Fülöpháza in Mulden, die im spätpleistozänen Löss bzw. frühholozänen Sand ausgeblasen wurden. Der Salzgehalt dieses Sees ist nach Ansicht der beiden Autoren auf das semi-aride Klima zurückzuführen, speziell auf die starke Verdunstung durch sehr hohe Sommertemperaturen und Dürreperioden und das wochenlange Fehlen jeglicher Niederschläge. Aufgrund der starken Verdunstung stieg die Konzentration der gelösten Salze in dem wenige Dezimeter tiefen Lackenwasser. In dem stark alkalischen und salzhaltigen Seewasser fallen nach MOLNÁR & MURVAI (1975: 85) sogar heute noch Kalziumkarbonat und Dolomit aus. Die Entstehung der Solontchak/Solonetz-Böden in der Umgebung des Sees Fülöpháza führten die beiden Autoren auf eine Verdunstung salinarer Grundwässer durch Kapillarhub zurück.

Zu den in neuerer Zeit untersuchten Sodaseen im Überschwemmungsgebiet zwischen den Flüssen Maros und Theiß südwestlich Orosháza zählt der bereits von MOLNÁR & MUCSI (1966) nordöstlich von Szeged geologisch bearbeitete Sodasee Fehértó. Die Datierung eines ~6 m tiefen Bohrprofiles des Fehér-Sodasees durch Mollusken und mit der Radiokarbonmethode belegt seine Existenz in einer alten Mäanderschlinge des Flusses Maros seit ~26.000 Jahren (SÜMEGI et al., 2011a; vgl. BOROS et al., 2013a: 210). Die Seesedimente des Fehér-Salzsees setzen über sandigen fluviatilen Ablagerungen ein, und durch Einschwemmung karbonatischer Mineralien kam es um ~13.000 BP zu einer Boden-Alkalisierung mit pH-Werten bis über 10 (SÜMEGI et al., 2011a). Die ^{14}C-Datierung von Bohrprofilen im Kiskunság Nationalpark südlich Budapest durch SÜMEGI et al. (2011b; vgl. BOROS et al., 2013a: 32) belegt die Existenz des im Bereich des Donautales gelegenen Kolon-Sodasees seit ~20.000 Jahren. Die Bildung von sodahaltigen Böden in der Großen Ungarischen Tiefebene wurde von SÜMEGI & BOROS (2013b) auf eine warme und trockene Klimaphase (eines Würm-Interstadials) mit starker Verdunstung der Fließgewässer zurückgeführt.

Fazit: Seit den frühen 1970er-Jahren wurden die im Quartär und Holozän des Zwischenstromgebietes, also zwischen Donau und Theiß angelegten Salzlacken auf Verdunstungsvorgänge von Fließgewässern zurückgeführt. Eine Versalzung der Böden durch aszendente thermale Tiefengrundwässer ist in Ungarn ebenso wenig plausibel wie in Ostösterreich. Im folgenden Subkapitel werden daher Argumente für und wider eine Aszendenz von Tiefengrundwässern im Seewinkel diskutiert.

8.2.3 Hypothetische Salzanreicherung durch aufsteigende Tiefengrundwässer im Seewinkel

Wie in Kapitel 3 zusammengefasst, wurden im Seewinkel höhere Chloridgehalte in Aquiferen des oberen Pannoniums und Quartärs des Seewinkels durch die Tauber´sche Aszendenz-Hypothese so interpretiert, dass aus einem tieferen Stockwerk chloridreiche fossile (so genannte „konnate“) Tiefengrundwässer entlang von Störungen in ein höheres, sulfatreiches Stockwerk aufgestiegen (aszendiert) sind und sich dabei mit Porengrundwässern in Aquiferen des Pannoniums und Quartärs gemischt haben (Mischwässer nach TAUBER, 1963, 1965). Diese Annahmen von FRITSCH & TAUBER (1959) haben heute im Seewinkel nur mehr ansatzweise ihre Berechtigung (a-c):

a) In den 1960er Jahren wurde von der geoelektrischen Tiefensondierung mit schrittweise vergrößerter Auslagenlänge und davon abhängiger Messtiefe ein Strukturmodell des geschichteten Untergrundes bis 100 m Tiefe abgeleitet. Die ermittelten spezifischen Schichtwiderstände sind aber nur als Summenparameter zu interpretieren, die von Lithologie, Porosität und Permeabilität der pannonen bis quartären Ablagerungen sowie dem Chemismus (und somit elektrischen Widerstand) der Porenwässer abhängig sind (KNÖDEL et al., 2005). Die geohydrologischen Profile von HAAS et al. (1992: Planbeilagen) zeigen jedoch, wie lithologisch differenziert die pannonen Ablagerungen bis in diese Tiefe sind. Die Vorstellung, dass durch die geoelektrische Tiefensondierung die Geometrie einer hydrochemisch differenzierten „Mineralwasserlagerstätte“ mit entlang von Klüften aszendierten Tiefengrundwässern nachgewiesen worden sei, ist heute nicht mehr nachvollziehbar. Die Interpretation von GATTINGER (1975), dass im Neusiedler See aus dem neogenen Untergrund entlang von Störungen Thermalwässer als warme Quellen austreten (Abbildung 34B), die im Winter runde Stellen eisfrei halten, wurde bereits von HÄUSLER (2005) widerlegt.
b) Nach den Erfahrungen über die tektonisch verursachte Migration von Tiefengrundwässern im Neogen des Nördlichen Wiener Beckens (Kapitel 8.1.1) könnten tektonisch induzierte hydraulische Druckverhältnisse auch im westlichen Donaubecken eine Migration von NaCl-Wässern aus ehemals marinen Ablagerungen bewirkt haben. Interpretiert man die von LOISL et al. (2018) in den seismischen Profilen am Nordostrand des Neusiedler Sees kartierten positiven „flower structures“ als Folge transpressiver Störungen, dann wäre – im Vergleich mit der ungarischen Hypothese von SIMON et al. (2011) – auch im Seewinkel ein tektonisch bedingtes Auspressen salinarer Tiefengrundwässer aus dem zweiten und dritten Grundwasserstockwerk (A2 und A3) bis in isolierte Grundwasserkörper unter den Salzlacken (A1x) denkbar.
c) Wie durch ^{14}C-Analysen belegt, kommt in Ostösterreich für eine Isotopenfraktionierung in Gebieten mit einem potentiellen Einzugsgebiet unter ~1.000 m Seehöhe der Temperatur-/Klimaeffekt in Betracht. Das bedeutet, dass Grundwässer mit $\delta^{18}O$-Werten von beispielsweise -13 ‰ bis -10 ‰ als eiszeitlich infiltrierte Niederschlagswässer interpretiert werden können (vgl. Abbildung 17).

Fazit: Der Nachweis regional kaltzeitlich deszendierter Niederschlagswässer steht der früheren Hypothese aszendierter Tiefengrundwässer gegenüber. Chloridgehalte von 2.000 mg/L in isolierten Grundwasserkörpern unter Salzlacken des Seewinkels können auf Verdunstungserscheinungen von Oberflächenwässern zurückgeführt werden. Die hohen Chloridwerte von nahezu 5.000 mg/L in einem Aquifer des oberen Pannoniums der Bohrung Rust-1 und von über 6.000 mg/L in einem Aquifer des oberen Pannoniums der Bohrung Mörbisch-1 stammen entweder aus kaspibrackischen Ablagerungen oder sind – tektonisch induziert – aus tieferen Formationen in Aquifere des oberen Pannoniums migriert.

8.3 Überlegungen zur Entstehung unterschiedlich stark mineralisierter Grundwässer im Gebiet des Neusiedler Sees

Wie schon eingangs erwähnt, werden die Ablagerungen des Sarmatiums heute als vollmarin, mit einem Salzgehalt von ~25 ‰ (2,5%) bis ~16 ‰ (1,6 %), interpretiert (PILLER & HARZHAUSER, 2005). Ferner herrschten im westlichen Donaubecken noch vom unteren bis ins mittlere Pannonium (der Molluskenzonen D-E) kaspibrackische Verhältnisse, für die im Vergleich mit dem Kaspisee nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 183) ein Salzgehalt von ~13‰ (1,3 %) und ein Chloridgehalt von über 5.000 mg/L angenommen werden kann (Tabelle 1). Erst im oberen Pannonium (der Zonen F + G) mündeten Flüsse in den brackischen alkalischen Salzsee (HARZHAUSER et al., 2007a), der im Pannonium H (Pontium) aussüßte. Die nachfolgenden Erläuterungen über die Entstehung unterschiedlich mineralisierter Wasserspender in der Umgebung des Neusiedler Sees betreffen kalte und temperierte Quellwässer (Kapitel 8.3.1), erbohrte Thermalwässer (Kapitel 8.3.2), gespannte und artesisch gespannte Grundwässer (Kapitel 8.3.3), unterschiedlich konzentrierte Grundwässer in Ablagerungen des Pannoniums und Quartärs (Kapitel 8.3.4) sowie isolierte Grundwässer unter den Salzlacken sowie die Lackenwässer der Zicklacken (Kapitel 8.3.5; Abbildung 36). Wie es zur Anreicherung schwerer Umweltisotope in Grundwässern unter den Salzlacken gekommen ist, wird im Kapitel 8.3.6 diskutiert.

8.3.1 Quellwässer

In der Umgebung des Neusiedler Sees sind sowohl kalte als auch natürlich austretende warme Quellen bekannt. Beispiele für Grundwasseraustritte aus dem obersten Grundwasserstockwerk des Seewinkels sind das Römerbründl und der Thomasbrunnen. Am Südostrand des Leithagebirges und am Ostrand des Ruster Höhenzuges treten zahlreiche Kluft- und Karstquellen aus. Als Beispiele für Quellwässer mit erhöhten Temperaturen werden ehemalige Quellen bei Deutschkreutz und in Schützen am Gebirge sowie Quellen in Leithaprodersdorf, in Mannersdorf am Leithagebirge und von Winden am See erläutert.

8.3.1.1 Kalte Quellen

Als Beispiele kalter Quellen im Seewinkel werden das **Römerbründl** und der Thomasbrunnen angeführt. Bei der von TAUBER (1959d: 234) erwähnten „aufsteigenden“ Quelle des Römerbründls in den Zitzmannsdorfer Wiesen, südöstlich von Neusiedl am See, handelt es sich nach dem $\delta^{18}O$-Wert einer Wasserprobe aus dem Jahr 2006 (ID 122) von -9,68 ‰ keineswegs um ein artesisch gespanntes Grundwasser, sondern um ein Grundwasser des obersten regionalen Aquifers A1. Über weitere derartige Grundwasseraustritte zwischen Neusiedl am See und Weiden am See berichtete PUTZLAGER (2007). Diesen obersten Aquifer, der aus dem Bereich nördlich von Frauenkirchen gespeist wird, entwässert auch der nördlich Podersdorf am See in den Neusiedler See mündende Golser Kanal. Einen Hinweis auf ehemalige Quellaustritte aus den quartären Kiesen des Seewinkels (der Illmitz-Formation nach HÄUSLER et al., 2021) nördlich von Illmitz bis zur Deinglgrube verdanke ich einer Mitteilung von Herrn Alois Lang (vom 1. Juni 2020). Zu diesen ehemaligen Grundwasseraustritten dürfte auch der von FRANZ & HUSZ (1961b: 70) erwähnte „Süßwasserzufluss“ im Zentrum der ehemaligen Krötenlacke (= Einsetzlacke) nördlich von Illmitz (= Einsetzlacke) zu zählen sein.

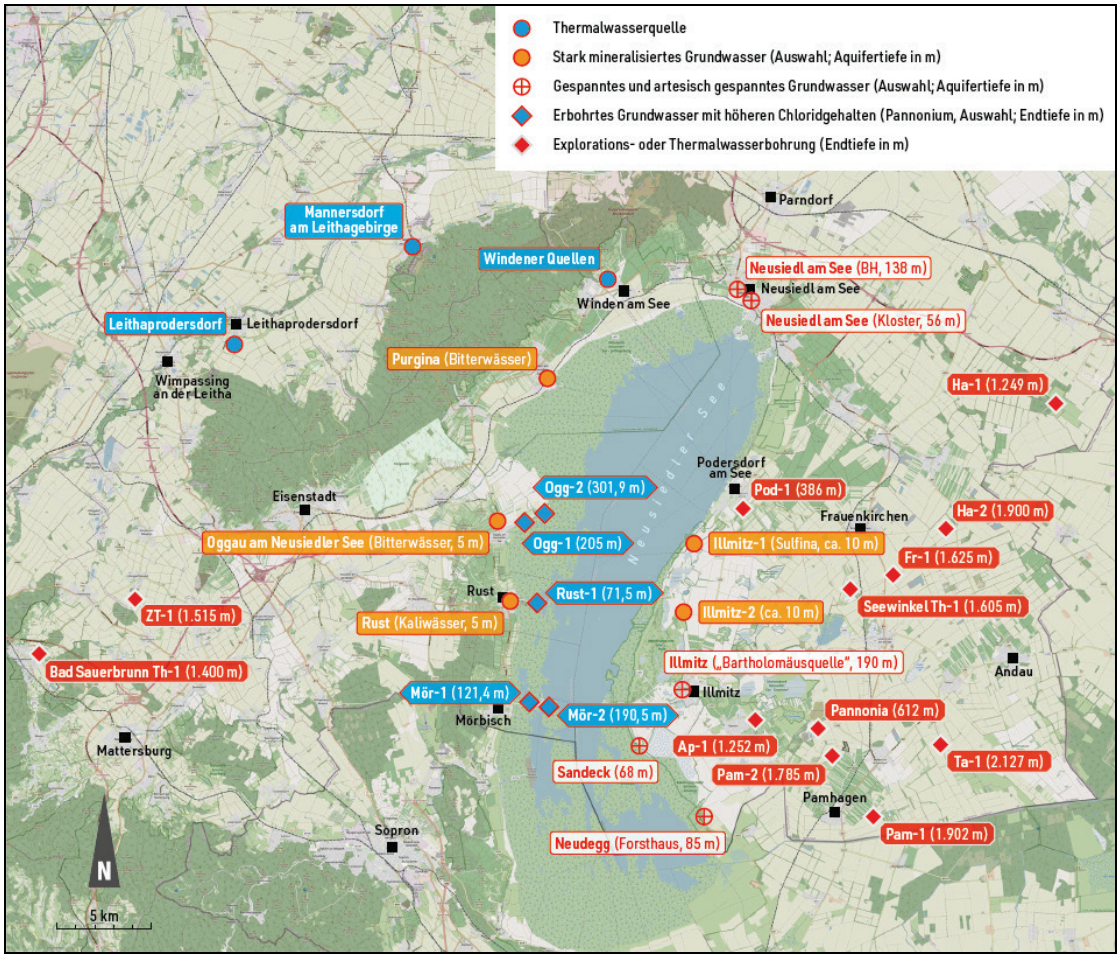

Abb. 36: Tiefbohrungen im nordburgenländischen Neogenbecken, Thermalwasserquellen im Bereich des Leithagebirges und Mineralwasserbohrungen am Westrand des Neusiedler Sees. Endteufe der Bohrungen nach WURM (2000: 38, 49), GOLDBRUNNER (2003: 3) und HÄUSLER (2007: 33). Die Schachtbrunnen in Purbach am Neusiedler See (Purgina), in Oggau am Neusiedler See, in Rust am Neusiedler See und nördlich Illmitz (Sulfina) erschlossen oberflächennahe, hochkonzentrierte Grundwässer (Bildhintergrund: Openstreetmap).

Für den südöstlich von Podersdorf am See gelegenen **Thomasbrunnen** (ID 292) wurde ein $\delta^{18}O$-Wert von -9,18 ‰ gemessen, der auf ein Niederschlagswasser (bei einem Durchschnittswert von -9,5 ‰; siehe Abbildung 17 A) hinweist. Beide Quellen, das Römerbründl und der Thomasbrunnen, werden als Schichtstauquellen über feinkörnigen quartären Ablagerungen interpretiert, für die eine hydrochemische Untersuchung noch aussteht.

Am **Südostrand des Leithagebirges** treten zwischen Eisenstadt und Jois aus einem verkarsteten Miozänaquifer zahlreiche Quellen aus. Nördlich von Schützen am Gebirge ist dies beispielsweise die **Johannesquelle** mit einer konstanten Schüttung von 1,1 l/s, einer elektrischen Leitfähigkeit von ~630 µS/cm und einem pH-Wert von 7,3 (MÖRTL, 2006; vgl. DOBER & GRITZMANN, 2014). In dem Quellwasser wurden ~6 mg/L Natrium, ~4 mg/L Chlorid und ~28 mg/L Sulfat gemessen (WAGNER, 2006). Die $\delta^{18}O$-Werte schwankten bei mehreren Messungen im Jahr 2005 zwischen -11,12 ‰ und -11,20 ‰. Diese an ^{18}O abgereicherten Grundwässer werden seit den Untersuchungen von RANK et al. (1988; vgl. BOROVICZÉNY et al., 1992: 146, 164f.) dahingehend interpretiert, dass wegen der hohen Evapotranspiration im Sommer vorwiegend Winterniederschläge aus dem Einzugsgebiet des Leithagebirges in das Purbacher Karst- und/oder Kluftwassersystem gelangen. Im Bereich von Purbach am

Neusiedler See werden Grundwässer aus diesem Karstsystem durch Horizontalfilterbrunnen in großen Mengen für die lokale Wasserversorgung genutzt. Am Nordwestufer des Neusiedler Sees treten im Grenzbereich von Karbonaten des Miozäns und abdichtenden Sedimenten des Pannoniums **Grundwasseraustritte im Schilfgürtel von Purbach** auf (BOROVICZÉNY et al., 1992: 164ff.). Die Wässer mit einer elektrischen Leitfähigkeit von 500 µS/cm und einem pH-Wert von 8,0 und δ^{18}O-Werten von -11,2 ‰ (KOPECNY, 2006) stammen ebenfalls aus dem Purbacher Karstwassersystem, wobei die Abschätzung der mittleren Verweilzeit des austretenden Grundwassers von RANK & RAJNER (1984); RANK et al., 1988; vgl. BOROVICZÉNY et al., 1992: 164f.) nach dem Exponentialmodell des Tritiumgehaltes im Niederschlag erfolgt ist und in der Größenordnung von etwa 100 Jahren liegt. Von diesem Grundwassersystem wird auch die **Hackelsbergquelle** östlich Winden am See gespeist. Diese ist direkt entlang des Radweges gefasst. Die δ^{18}O-Werte der im Mai 2017 entnommenen Proben („ID 101“, „ID 102“) schwankten zwischen -11,12 ‰ und -11,2 ‰ (DELI, 2017).

Weitere nördlich von Winden am See gelegene Quellen, wie der Ochsenbrunnen aber auch die subthermal temperierten Windener Quellen werden aus dem Windener Karstsystem gespeist, dessen mittlere Verweilzeit nach Modellrechnungen, vergleichbar dem Purbacher System, größenordnungsmäßig ebenfalls ~100 Jahre beträgt (RAJNER & RANK, 1981; RANK et al., 1988; BOROVICZÉNY et al., 1992; HEISCHMANN, 2006). Der nördlich von Jois gelegene **Ochsenbrunnen** ist eine Karstquelle, von der zwischen 2004 und 2014 von verschiedenen Bearbeitern folgende Vergleichswerte zur Verfügung stehen. Im Juni 2004 betrug bei einer Schüttung von 1 l/s die Temperatur 10,3 °C, die elektrische Leitfähigkeit 540 µS/cm und der δ^{18}O-Wert von -10,23 ‰ (HEISCHMANN, 2006). Im Jänner 2006 betrug bei einer Schüttung von 0,45 l/s die Temperatur 9,7 °C, die elektrische Leitfähigkeit 563 µS/cm, der pH-Wert 7,85 und der δ^{18}O-Wert -10,46 ‰ (HEISCHMANN, 2006). Im Oktober 2010 betrug die Temperatur 7,6 °C, die elektrische Leitfähigkeit 491 µS/cm (CUCULIĆ et al., 2016) und der δ^{18}O-Wert der Probe ID 160: -10,36 ‰. Im Juni 2014 betrug bei einer Schüttung von 0,2 l/s die Temperatur 11,5 °C, die elektrische Leitfähigkeit 590 µS/cm, der pH-Wert 7,54 und der δ^{18}O-Wert -10,4 ‰ (MÜHLMANN, 2015). Damit schwankte die Schüttung zwischen 0,2 l/s und 1 l/s, die Wassertemperatur zwischen 7,6 °C und 11,5 °C, die elektrische Leitfähigkeit zwischen ~490 µS/cm und 590 µS/cm, der pH-Wert zwischen 7,5 und 7,8 und der δ^{18}O-Wert zwischen -10,23 ‰ und -10,46 ‰. Bei ähnlicher elektrischer Leitfähigkeit, einem ähnlichen pH-Wert und ähnlichen δ^{18}O-Werten unterscheiden sich die Messwerte vor allem in der Wassertemperatur. Für den Vergleichszeitraum 2004-2014 variieren in der kalten Periode von Oktober bis Jänner die Wassertemperaturen zwischen 7,6 °C und 9,7 °C und steigen im Juni von 10,3 °C bis 11,5 °C. Die saisonale Temperaturdifferenz von nahezu vier Grad Celsius wird auf ein oberflächennahes, relativ kleinräumiges Karstreservoir der Quelle zurückgeführt, das stark von der Lufttemperatur beeinflusst wird. Erhöhte Sommertemperaturen des Quellwassers und relativ niedrige δ^{18}O-Werte lassen sich aber auch auf eine Thermalwasserkomponente zurückführen, wie sie bei den nahe gelegenen Windener Quellen (12,4 °C und δ^{18}O-Wert von -10,68 ‰; siehe unten) dokumentiert sind. Nach der Analyse einer gering mineralisierten Wasserprobe des Ochsenbrunnens (WP 7) von DOBER & GRITZMANN (2014) beträgt der Natriumgehalt 3,4 mg/L, der Chloridgehalt 4,4 mg/L und der Sulfatgehalt ~75 mg/L.

Weitere Beispiele für niedrige Chloridwerte von Quellen im Einzugsgebiet des Leithagebirges sind die “Drei Bründl“ bei Sommerein mit ~13 mg/L Natrium, ~8 mg/L Chlorid und ~123 mg/L Sulfat oder das im Einzugsgebiet des Rosaliengebirges gelegene Marienbründl bei Katzelsdorf mit ~12 mg/L Natrium, ~5 mg/L Chlorid und ~45 mg/L Sulfat (DOBER & GRITZMANN (2014). Auch ein oberflächennahes Grundwasser in Ziegeltonen des Badeniums von Walbersdorf (nordöstlich Mattersburg) enthielt nach SCHROLL (1959) nur ~27 mg/L Natrium,

~14 mg/L Chlorid jedoch ~280 mg/L Sulfat. Diese Beispiele zeigen, dass aus dem Kristallin und seiner neogenen Bedeckung nur relativ geringe Mengen an Natrium und Chlorid in die Wulka gelangen, für die SCHROLL (1959) nach einer Probenahme vom April 1958 ~13 mg/L Natrium, ~14 mg/L Chlorid und 124 mg/L Sulfat angab.

Am Ostrand des Ruster Höhenzuges wurden von TAUBER (1963: 805) 25-30 m über dem Niveau des Neusiedler Sees zahlreiche „Schwefelquellen“ beschrieben. Die südliche Fortsetzung des Ruster Höhenzuges weist entlang einer Bruchzone von Fertőrakos bis Balf und am Nordrand der Ikva-Platte, zwischen Balf, Fertőboz und Hidegség, zahlreiche Quellaustritte auf, die jedoch seit dem Betrieb des Wasserwerkes von Fertőrakos trockengefallen sind (BARANYI et al., 1985; BOROVICZÉNY et al., 1992: 104, 108f.).

Fazit: Die Karstwasserquellen des südöstlichen Leithagebirges wurden trotz der niedrigen δ^{18}O-Werte von -11,2 ‰ von BOROVICZÉNY et al. (1992: 165) nicht als eiszeitlich infiltrierte meteorische Wässer, sondern aufgrund einer Modellierung der Tritiumgehalte als Winterniederschläge mit einer Verweilzeit in der Größenordnung von ~100 Jahren interpretiert. Diese Interpretation niedriger δ^{18}O-Werte ist auf den Südostrand des Leithagebirges beschränkt, wo Sommerniederschläge entweder bei Hochwasserereignissen obertägig rasch abfließen oder wegen der hohen Evapotranspiration kaum in den Karstgrundwasserkörper gelangen. Viele Karstquellen, die aus neogenen marinen Kalken des unterostalpinen Randgebirges entspringen, tragen wegen ihrer niedrigen Natrium- und Chloridwerte von wenigen mg/L kaum zur Erhöhung der Ionenkonzentration der Wulka bei. Erst durch die Verdunstung des Wulkawassers mit Chloridwerten um ~80 mg/L kommt es im fast abflusslosen Becken des Neusiedler Sees zu einer Anreicherung des Chlorids im Seewasser auf etwa 220 mg/L.

8.3.1.2 Thermalquellen und subthermale Quellen

Im Gegensatz zu den heute noch schüttenden „echten“ Thermalquellen von Leithaprodersdorf und Mannersdorf ist das ehemalige Thermalwasser von Schützen am Gebirge versiegt (HÄUSLER, 2010: 137). Die temperierten Quellen von Winden am See und die temperierten Säuerlinge von Deutschkreutz sind mit Temperaturen zwischen ungefähr 12 °C und 15 °C als subthermale Mischwässer zu bezeichnen.

In **Leithaprodersdorf** treten zwischen einer Hausmauer und einem Bach auf eine Distanz von wenigen Metern zwei hydrochemisch unterschiedliche, geothermisch beeinflusste Quellen aus. KÜPPER (1977b) führte für die hausseitig gefasste Quelle mit einer Schüttung von etwa 4 l/s, bei einer Temperatur von 23,5 °C und einer elektrischen Leitfähigkeit von ~2.900 µS/cm eine Analyse von ~190 mg/L Chlorid und ~1.300 mg/L Sulfat an. Für die Thermalquelle wurden 1963 und 2011 noch ähnliche Wassertemperaturen gemessen (ELSTER et al., 2016: 90). Im Juli 2013 betrug bei einer ähnlichen Schüttung die Wassertemperatur nur mehr 17,1 °C, wobei bei einer elektrischen Leitfähigkeit von ~3.300 µS/cm und Werten für Natrium von 160 mg/L, Chlorid 180 mg/L und Sulfat mit ~1.360 mg/L (DOBER & GRITZMANN, 2014) ähnliche Konzentrationen wie von KÜPPER (1977b) gemessen wurden. Für den bachseitigen Zufluss mit einer stärkeren Schüttung von ca. 10 l/s führte KÜPPER (1977a, b) bei einer Wassertemperatur von 15,5 °C und einer elektrischen Leitfähigkeit von ~1.000 µS/cm eine Analyse mit ~30 mg/L Chlorid und ~280 mg/L Sulfat an. Im Juli 2013 betrug bei einer ähnlichen Schüttung die Wassertemperatur der bachseitigen Subtherme 16,5 °C, die elektrischen Leitfähigkeit wurde mit ~1.700 µS/cm gemessen und die Werte für Natrium betrugen ~40 mg/L, für Chlorid ~30 mg/L und für Sulfat ~260 mg/L (DOBER & GRITZMANN, 2014). Den Wassertyp der subthermalen Quelle von Leithaprodersdorf beschrieb CARLÉ (1975) als Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Typ (vgl. ELSTER et al., 2016).

Das Wasser enthielt nach HACKER & ZÖTL (1993a: 267) deutlich H_2S und höhere Gehalte an Fluorid, Jod und Bor sowie Strontium. Die relativ sehr niedrigen $\delta^{18}O$-Werte der beiden warmen Quellen von -11,04 ‰ bzw. -12,45 ‰ (ID 73, ID 74) lassen auf ein eiszeitliches Wasseralter schließen (HÄUSLER, 2019: 142; vgl. ELSTER et al., 2016: 75). Nach den Vorstellungen von CARLÉ (1975: 449) ist die stark schüttende Thermalquelle von Leithaprodersdorf auf eine Mischung aus drei Komponenten zurückzuführen. Zuerst dürfte eiszeitliches Niederschlagswasser in Randspalten des unterostalpinen Kristallins bzw. im verkarsteten Mitteltriasdolomit versickert und dann in größerer Tiefe aufgeheizt worden sein. Beim geothermal verursachten Aufstieg führte unter Beteiligung freier Kohlensäure der Kontakt mit Porenwasser aus Ablagerungen des Badeniums bzw. Sarmatiums zu höheren Chloridwerten. Indirekte Hinweise auf derartige Prozesse findet man in den zahlreichen, mit Kalzitdrusen ausgefüllten Klüften im Mitteltriasdolomit des in Wimpasssing gelegenen Steinbruches der Firma Schraufstädter.

Nordöstlich von Leithaprodersdorf treten am Kristallinrand des Leithagebirges in **Mannersdorf am Leithagebirge** zwei warme Quellen auf. Die Quelle in der Mannersdorfer Kapelle (Comidesquelle) schüttet ~10 l/s und führt bei einer Temperatur von 23 °C 10 mg/L Chlorid und 930 mg/L Sulfat. Die thermale Quelle im Mannersdorfer Bad (Badquelle, auch Parkquelle) schüttet bei einer Temperatur von 22 °C ~4 l/s und enthält bei einer elektrischen Leitfähigkeit von >1.800 µS/cm 14 mg/L Chlorid und >1.100 mg/L Sulfat (KÜPPER, 1977a, b; vgl. CARLÉ, 1975, S. 449; ELSTER et al., 2016: 72ff., 88). Den Wassertyp der Thermalquelle von Mannersdorf am Leithagebirge beschrieb CARLÉ (1975) als Calcium-Magnesium-Sulfat-Thermalwasser. Das 22,8 °C warme Thermalwasser enthielt nach HACKER & ZÖTL (1993b: 268) höhere Gehalte an Bromid und Bor. Der $\delta^{18}O$-Wert für die Badquelle (ID 102) von -11,23 ‰ wird als Hinweis auf eiszeitlich infiltriertes Wasser gewertet. Die Schüttung der beiden Quellen in Mannersdorf am Leithagebirge ist mit 4 l/s und 10 l/s sehr ähnlich jener der beiden Quellaustritte in Leithaprodersdorf, jedoch ist die Ionenkonzentration im Vergleich mit den Thermalwasserquellen von Leithaprodersdorf deutlich geringer. Wie in Leithaprodersdorf bilden Mitteltriaskarbonate den Thermalwasseraquifer und vermutlich handelt es sich bei allen vier Warmwasseraustritten, ebenso wie bei der Comidesquelle, um Kluftwasser- bzw. Karstwasserquellen.

Eine weitere, ursprünglich ebenfalls temperierte Schwefelquelle ist von **Schützen am Gebirge**, am Südwestrand des Leithagebirges, bekannt. Von der nahe des Badhauses befindlichen Quelle führte CRANTZ (1777: 42) an: „*Die Quelle selbst ist mit einer Kapelle eingeschlossen, sie ist sehr ergiebig und reich, zur Winterszeit so sehr heiß, daß mans kaum erleiden kann, …*“. Nach WACHTEL (1859) wurden ursprünglich Temperaturen um (umgerechnet) 30-32 °C gemessen, im Jahr 1860 war die Quelle nach HÄRDTL (1862) jedoch bereits abgekühlt. Im Zuge von Kanalarbeiten im Jahr 1971 versiegte die Schwefelquelle (HÄUSLER, 2010). Hydrochemische Untersuchungen von Brunnenwässern in Schützen am Gebirge ergaben Chloridwerte von 4 bis 116 mg/L, Natriumwerte von 6-211 mg/L und Sulfatkonzentrationen von 28 bis 455 mg/L (WAGNER, 2006). Nach TAUBER (1963: 806) enthielt das als Tafelwasser geschätzte Mineralwasser 1 mg/L zweiwertigen Schwefel. Isotopenhydrologische Messungen dieser Brunnenwässer im Jahr 2005 ergaben $\delta^{18}O$-Werte von -10,81 ‰ (ID 83) bis -11,48 ‰ (ID 109, ID 112; vgl. MÖRTL, 2006). Es handelt sich bei diesen Brunnenwässern vermutlich um Mischwässer aus eiszeitlichen Wässern mit Niederschlagswässern. Aufgrund der geophysikalisch ermittelten tektonischen Strukturen (HÄUSLER, 2010: 111) wird als hydrogeologisches Einzugsgebiet der Südabhang des von Neogen bedeckten unterostalpinen Leithagebirges angenommen. Hydrogeologisch recht ähnliche Verhältnisse wie in Schützen am Gebirge beschrieb TAUBER (1963: 804) vom Südwestrand des Neusiedler Sees, wo in **Balf,** 25-30 m über dem Seespiegel, aus pannonen

Sanden mehrere „Schwefelquellen“ ausgetreten sind. Die Natriumwerte dieser ehemals ergiebigen Quellen schwankten zwischen ~110 und 300 mg/L, die Chloridwerte zwischen 70 und ~210 mg/L und die Sulfatkonzentrationen zwischen ~180 und ~440 mg/L. Der Gehalt an freier Kohlensäure variierte in den Quellen zwischen 70 und 120 mg/L. Das hydrogeologische Einzugsgebiet der Balfer Schwefelquellen bzw. Säuerlinge liegt im neogenbedeckten unterostalpinen Hügelland westlich des Ortes.

Am Südostrand des Leithagebirges treten nördlich von **Winden am See** stark schüttende Quellen mit erhöhter Wassertemperatur auf. KÜPPER et al. (1955) beschrieben die an Chlorid und Sulfat armen Quellen als „Waller“, die bei Temperaturen zwischen 10 und 12 °C eine Schüttung von insgesamt ~50 l/s erreichten und ursprünglich einen Kilometer nordwestlich Winden eine Mühle betrieben. Die Quellspalten sind an eine Bruchstaffel gebunden, entlang der Tone des unteren Pannoniums kalkige Aquifere des höheren Badeniums abdichten. Eine ähnliche geologische Situation bewirkt auch die Grundwasseraustritte im Schilfgürtel vor Purbach (siehe oben). Eine Abschätzung des mittleren Wasseralters für die Windener Quelle ergab nach RANK et al. (1988) eine Größenordnung von etwa 100 Jahren. Die subthermale Brunnaderquelle und die subthermale Windener Quelle sind nach MÜHLMANN (2015) erdalkalische, karbonatisch-sulfatische Wässer, die mit einer Temperatur von 12,4 °C zwischen 9 l/s und 18 l/s schütten. Ihre Chloridwerte erreichen, ebenso wie die Natriumwerte, durchschnittlich 8 mg/L. Die Sauerstoff-18-Werte in der Windener Quelle blieben nach KRALIK (2017: 8f.) über die letzten 35 Jahre (1982-2017) mit -10,68 ‰ in sehr engen Grenzen gleich und stiegen nicht wie der Niederschlag von Podersdorf im Jahresmittel um 0,8-0,9 ‰ an. Die Isotopenuntersuchungen weisen somit auf eine Vermischung von alten aufsteigenden Tiefenwässern mit jüngeren Wässern hin, was auch als Erklärung für die höhere mittlere Wassertemperatur gewertet wird (KRALIK, 2017).

Letztlich werden als subthermale Mineralwässer noch die seit 1777 bekannten, am Südrand des Soproner Kristallins natürlich ausgetretenen Mineralsäuerlinge angeführt. Wie Quellsinter in der Geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1:50.000 belegen (KÜMEL, 1957; GOLDBRUNNER, 1993a: 219), entsprangen nordöstlich von **Deutschkreutz** Säuerlinge, die als Esterhazy-Quelle, Grabenquelle und Rudolfquelle (Rudolfsbrunnen nach KÜPPER, 1957: 54) bezeichnet wurden. Der Aquifer dieser artesisch gespannten Quelle liegt in Sanden des Badeniums. Diese drei Säuerlinge führten nach CARLÉ (1975: 458) ~300-400 mg/L Natrium, ~50-70 mg/L Chlorid und ~90-130 mg/L Sulfat. Sie wurden von GOLDBRUNNER (1993a: 219) als Natrium-Magnesium-Calcium-Hydrogenkarbonat-Säuerlinge bezeichnet. Nach DOBER & GRITZMANN (2014) wies das artesisch gespannte Wasser der **Rudolfquelle** (WP 18-1, ID 87) im August 2013 bei einem pH-Wert von ~7,0 und einer Temperatur von 15,1 °C eine elektrische Leitfähigkeit von ~3.000 µS/cm auf. Ihr Natriumgehalt betrug knapp 390 mg/l, ihr Chloridgehalt ~70 mg/L und ihr Sulfatgehalt ~100 mg/L. Der δ^{18}O-Wert von -11,76 ‰ weist nach dem Isotopenfraktionierungsschema von BOROVICZÉNY et al. (1992) auf eiszeitlich infiltriertes Grundwasser hin. In einem nahe gelegenen 17 m tiefen Brunnen wurde das Wasser der „Juvina-Quelle“ (**Juvina Quelle-1**) mit erhöhter Temperatur von 14,9 °C angetroffen. Die Analyse einer im Jahr 1975 in einer Tiefe von rund 60 Metern entnommenen Wasserprobe ergab bei einer Temperatur von 14,9 °C >330 g/L Natrium, ~60 mg/L Chlorid und >110 mg/L Sulfat (CARLÉ, 1975: 459). Zusätzlich zum Gehalt an freiem Kohlendioxid von ~1.800 mg/L enthielt der Natrium-Calcium-Hydrogenkarbonat-Säuerling erhöhte Gehalte an Borsäure, die GOLDBRUNNER (1993a: 219) als Zumischung einer Komponente von Tiefengrundwasser interpretierte. Seit dem Jahr 1980 wird aus einer ~115 m tiefen Bohrung mit einer Filterstrecke zwischen 58 und 68 m der Mineralsäuerling „Juvina“ abgefüllt. Dieses auch als **Juvina Quelle-2** bezeichnete Mineralwasser (WP 18-2, ID 88) führte nach DOBER & GRITZMANN (2014) im August 2013 bei einer Temperatur am

Bohrkopf von 15,1 °C, einem pH-Wert von 6,6 und einer elektrischen Leitfähigkeit von ~2.500 µS/cm ~290 mg/L Natrium, ~60 mg/L Chlorid und knapp 100 mg/L Sulfat. Der $\delta^{18}O$-Wert von -11,45 ‰ (ID 88; MYKHAYLYUK, 2016) weist auf ein kaltzeitlich infiltriertes Niederschlagwasser hin. Die mittlere Verweilzeit der Juvina Quelle-2 beträgt 37.600 ± 1.200 Jahre, ein anderes Modellalter beträgt nach ELSTER et al. (2018a: 152) 42.100 ± 2.000 Jahre. Als hydrogeologisches Einzugsgebiet für diese Grundwässer kommt das neogenbedeckte kristalline Hügelland nordwestlich von Deutschkreutz in Frage.

Fazit: Das Auftreten kalter und warmer Quellen in der Umgebung des Neusiedler Sees kann auf nachfolgende geologische Ursachen zurückgeführt werden. Wo im Seewinkel im leicht reliefierten Gelände quartäre Sande und Kiese von schluffig-tonigen Ablagerungen unterlagert werden, treten kalte Schichtstauquellen auf (Römerbründl, Thomasbrunnen). Wo im Untersuchungsgebiet Brüche das kristalline Grundgebirge gegenüber neogenen Ablagerungen begrenzen, treten Quellwässer aus, sowohl kalte (Schilfgürtel von Purbach) als auch warme (Rudolfquelle, Windener Quellen; ehemalige Schwefelquelle von Schützen am Gebirge). Die unterschiedlich temperierten warmen Quellen sind Mischwässer aus eiszeitlich infiltrierten meteorischen Wässern und oberflächennahen Wässern. Ihre Chloridgehalte schwanken zwischen 5 mg/L und 180 mg/L. Die warmen Quellen von Leithaprodersdorf und Mannersdorf belegen, dass Wässer eiszeitlich infiltriert sind, geothermisch erwärmt wurden und in verkarsteten Mitteltriasdolomiten und neogenen Leithakalken wieder aufgestiegen sind. Die Grundwässer dieser nicht weit voneinander gelegenen Quellen stammen aus unterschiedlichen Reservoiren im Untergrund des Wiener Beckens und ihre Chloridwerte sind mit 10-30 mg/L relativ sehr niedrig. Für den Karstaquifer der Windener Quellen kann eine Herkunft der Thermalwasserkomponente aus dem neogenen Untergrund des Neusiedler Sees vermutet werden, wobei die Chloridwerte mit 8 mg/L ebenfalls sehr niedrig sind. Während also Grundwässer in marinen neogenen Ablagerungen westlich des Ruster Höhenzuges mit 4 mg/L bis ~30 mg/L Chlorid nur gering mineralisiert sind, erreichen sie im Neogenbecken östlich davon, etwa in der Bohrung Frauenkirchen Thermal-1 in 1.600 Meter Tiefe, Werte bis 19.000 mg/L. Da entlang der Mörbischer Bruchzone am Ostrand des Ruster Höhenzuges Thermalwasseraustritte fehlen, fungiert das „Fertő-Lineament“ nicht als „discharge zone“ für thermale Tiefengrundwässer. Bisher sind in Karstspalten aufsteigende warme Tiefengrundwässer nur von den Rändern des unterostalpinen kristallinen Grundgebirges bekannt, nicht aber in den zentralen Bereichen des westlichen Donaubeckens.

8.3.2 Erbohrte Thermalwässer

Außer den im vorigen Abschnitt angeführten, von Thermalwässern beeinflussten warmen Quellen, sind alle anderen Thermalwässer im Bereich des Neusiedler Sees erbohrt worden. Ursprünglich als Kohlenwasserstoff-Prospektionsbohrungen angesetzte Tiefbohrungen in der Umgebung des Neusiedler Sees, wie jene von Apetlon-1, Frauenkirchen-1, Halbturn-1, Halbturn-2, Pamhagen-1, Pamhagen-2, Pannonia, Podersdorf-1, Tadten-1 und Zillingtal-1, sind nicht für eine Thermalwassernutzung ausgebaut worden. Die Bohrungen Bad Sauerbrunn Thermal-1 und Seewinkel Thermal-1 wurden, wie aus der Bezeichnung hervorgeht, schon als Thermalwasserbohrungen geplant. Nachfolgend einige Angaben zur Hydrochemie und Isotopenhydrologie des grundgebirgsnahen Thermalwassers von Bad Sauerbrunn im Vergleich mit jenem im Neogenbecken bei Frauenkirchen.

Im Jahr 1997 wurde 1,5 km nordöstlich von Bad Sauerbrunn in einer Tiefe von 1.055 Metern, im Grenzbereich zwischen der Auflockerungszone des Kristallins und dem überlagernden Basiskonglomerat des Badeniums die Bohrung **Bad Sauerbrunn Thermal-1** abgeteuft. In einer Filterstrecke in etwa 80-110 m Tiefe (ELSTER et al., 2016: 79) enthielt das

Thermalwasser nach der großen Heilwasseranalyse aus dem Jahr 2003 ~770 mg/L Natrium und ~77 mg/L Chlorid. Im Jahr 2013 wurden bei einer elektrischen Leitfähigkeit der Wasserprobe WP 24 von 2.370 µS/cm 830 mg/L Natrium, ~ 50 mg/L Chlorid und ~1.270 mg/L Sulfat gemessen (DOBER & GRITZMANN, 2014). Das Thermalwasser beschrieb ELSTER et al. (2016) als Natrium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Typ. Die frei aufsteigenden Gase bestanden zu 51 % aus Kohlenstoffdioxid und zu 49 % aus Stickstoff (ELSTER et al., 2016: 97). Das Thermalwasser (ID 129) wies einen $\delta^{18}O$-Wert von -11,78 ‰ auf, der, vergleichbar mit dem Grundwasser der Gemeindequelle in Bad Sauerbrunn, ebenfalls als eiszeitlich infiltriertes meteorisches Wasser interpretiert wird. Für eine Isotopenanalyse aus dem Jahr 1999 geben ELSTER et al. (2018a: 198) einen ähnlichen $\delta^{18}O$-Wert von -11,57 ‰ an. Für dieses meteorische Thermalwasser wurde nach GOLDBRUNNER (2003) auch ein Modellalter von ~32.000 Jahren ermittelt. Das Einzugsgebiet des Thermalwassers dürfte ein kommunizierender Kluftaquifer im Kristallin sein, über den der Niederschlag (aus dem Rosaliengebirge) in die basalen neogenen Sand- und Kieslagen infiltriert. Die starke CO_2-Zufuhr ist nach GOLDBRUNNER & ZÖTL (1993: 265) auf tiefe Randbrüche im Grenzbereich Kristallin/Neogen beschränkt, die relativ niedrigen Borgehalte der Paulquelle in Bad Sauerbrunn (von ca. 1 mg/L) weisen auf eine nur geringe postvulkanische Aktivität hin.

Aufgrund der Kenntnisse der Stratigraphie und Wasserführung der früheren Tiefbohrungen der ÖMV in Frauenkirchen (z.B.: Frauenkirchen-1; KOLLMANN & SHADLAU, 1994) wurde im Jahr 2006 die Tiefbohrung **Seewinkel Thermal-1** in einer Wechselfolge aus Mergeln, Tonen und schluffigen Feinsanden des oberen und mittleren Pannoniums bis auf 1.087 m abgeteuft (BÖCHZELT, 2012). In Tiefen zwischen 625 und 900 m wurden ergiebige Warmwasserhorizonte mit einer Schüttung von ~6 l/s angetroffen. Bei einer Beprobung im August 2013 enthielt das aus 860 m Tiefe stammende Thermalwasser bei einer Temperatur von 41,5 °C, einem pH-Wert von 7,9 und einer elektrischen Leitfähigkeit von ~1.420 µS/cm 310 mg/L Natrium, 120 mg/L Chlorid und 700 mg/L Hydrogenkarbonat, jedoch keine Sulfat (Dober & Gritzmann, 2014: 281). Durch einen $\delta^{18}O$-Wert von -12,26 ‰ wird das Thermalwasser (ID 89) bei einem Deuteriumexzess von d= 6,77 als eiszeitlich infiltriertes meteorisches Wasser charakterisiert (vgl. ELSTER, 2018b: 292, 302). ELSTER et al. (2016) bezeichneten das Thermalwasser als Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ.
Die Bohrung **Pannonia** in der Gemeinde Pamhagen erreichte im Jahr 1977 in Tonen, Schluffen und Sanden des oberen Pannoniums eine Tiefe von 612 m. Nach Analysen im Jahr 1978 und 2000 schwankte die elektrische Leitfähigkeit des in einer Tiefe zwischen ~570 und ~600 m entnommenen Grundwassers zwischen 5.400 und 6.000 µS/cm. Die Natriumwerte erreichten zwischen 1.000 und 1.500 mg/L, die Chloridwerte 400 mg/L und jene für Hydrogenkarbonat um 3.600 mg/L. Das Wasser enthielt in den Analysen kaum Sulfat, hydrochemisch handelt es sich um einen Natrium-Hydrogenkarbonat Typ. Die frei aufsteigenden Gase von 800 mg/L wiesen bei einer Zusammensetzung von ~60 % Kohlendioxid und 40 % Stickstoff ein Gas- : Wasser-Verhältnis zwischen 7 : 1 und 9 : 1 auf (ELSTER et al., 2018a: 140). Auf die Problematik der saisonal unterschiedlich bis 17 °C warmen Grundwässer im zweiten Grundwasserstockwerk (A2) des Seewinkels wird im folgenden Kapitel 8.3.3 über gespannte und artesisch gespannte Grundwässer näher eingegangen.

Fazit: Einige ^{14}C-Datierungen und zahlreiche $\delta^{18}O$-Werte erlauben eine Interpretation der Tiefengrundwässer des Seewinkels als eiszeitlich infiltrierte meteorische Wässer. Die unterschiedlichen Chloridgehalte der Grundwässer in Aquiferen des Badeniums bis unteren Pannoniums können entweder auf Salinitätsschwankungen im westlichen Donaubecken oder auf Migrationserscheinungen zurückgeführt werden, die durch Druckunterschiede infolge bruchtektonischer Prozesse verursacht wurden.

8.3.3 Gespannte und artesisch gespannte Grundwässer

Die für die Trinkwasserversorgung erbohrten, gespannten und artesisch gespannten Mineralwässer werden wegen des hohen Gehaltes an freiem Kohlendioxid als Säuerlinge bzw. Mineralsäuerlinge bezeichnet. Nach der österreichischen Mineral- und Quellwasserverordnung wird als Trinksäuerling ein Mineralwasser mit mehr als 250 mg/L freiem Kohlendioxid bezeichnet (PHILIPPITSCH & ELSTER, 2016: 9). Diese werden in vorliegender Arbeit generell dem mittleren Aquifer A2 zugeordnet. Für einen hydrochemischen und isotopenhydrologischen Vergleich mit Grundwässern von A1 und thermalen Grundwässern von A3 werden einige bekannte Arteser in der Umgebung des Neusiedler Sees angeführt. Es sind dies der Säuerling von Bad Sauerbrunn und die beiden Arteser in Neusiedl am See, der Klosterarteser und der Arteser der Bezirkshauptmannschaft sowie der Arteser am Sandeck und der Jagdhausarteser von Neudegg.

Am Ostrand des Rosaliengebirges ist ein fiederförmiges Bruchstaffelsystem ausgebildet, an dem die neogene Schichtfolge generell in Richtung Eisenstädter Neogenbecken abgesunken ist. Im Ortsgebiet von **Bad Sauerbrunn** sind an diese Bruchstaffeln die eisenhaltigen Säuerlinge der Paulquelle und der Gemeindequelle gebunden (BALASKO, 1999; HÄUSLER, 2019). Die Paulquelle trat in Tonmergeln des unteren Badeniums aus und wurde in einem Schachtbrunnen gefasst. Ihr Natriumgehalt betrug ~170 mg/L und ihr Chloridwert ~40 mg/L. Die Gemeindequelle (Alt) wurde1967 in 76 m Tiefe im Basiskonglomerat des Badeniums erbohrt. Ihre Ionenkonzentration war im Jahr 1973 mit >330 mg/L Natrium und 80 mg/L Chlorid doppelt so hoch wie jene der früheren Paulquelle (GOLDBRUNNER & ZÖTL, 1993). In der Folgezeit verringerte sich die Ionenkonzentration der Gemeindequelle (Alt) und erreichte im Jahr 2003 nach einem Analysegutachten mit ~150 mg/L Natrium und 40 mg/L Chlorid ähnliche Werte wie die frühere Paulquelle. Das Wasser der Gemeindequelle (Alt) in Bad Sauerbrunn bezeichneten GOLDBRUNNER & ZÖTL (1993) als Magnesium-Calcium-Natrium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Mineralsäuerling. Das Wasser enthielt über 2.000 mg/L freies Kohlendioxid und höhere Gehalte der Spurenelemente Fluor, Brom und Strontium. Im Jahr 1995 wurde in 110 m Tiefe die Bohrung für die Gemeindequelle (neu) abgeteuft (GOLDBRUNNER, 2018b; ELSTER, 2018b: 298). Der $\delta^{18}O$-Wert einer Probe der Gemeindequelle (Neu) aus dem Jahr 2010 (ID 140) weist mit -10,68 ‰ auf ein eiszeitliches Niederschlagswasser hin.
Die hydrochemischen Untersuchungen von DOBER & GRITZMANN (2014) ergaben für den 56 m tiefen artesischen Brunnen im Klostergarten von Neusiedl am See (**Klosterarteser**) aus dem oberen Pannonium, einen Natriumwert von 25 mg/L, einen Chloridgehalt von ~12 mg/L und einen Sulfatgehalt von >120 mg/L. Wenn auch dessen Schüttung, die nach KNIE & GAMS (1958: 239) im Jahr 1953 auf 15 l/s geschätzt wurde, extrem zurückgegangen ist, handelt es sich bei dem Wasser des Klosterartesers nach dem $\delta^{18}O$-Wert von -12,42 ‰ (ID 78) eindeutig um eiszeitlich infiltriertes Niederschlagswasser. Etwas höher mineralisiert ist nach DOBER & GRITZMANN (2014) das Wasser des aus 138 m Tiefe stammenden artesischen Brunnens der **Bezirkshauptmannschaft** (BH) in Neusiedl am See. Es enthält ~430 mg/L Natrium, 18 mg/L Chlorid und 30 mg/L Sulfat. Mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -11,90 ‰ (ID 79) handelt es sich dabei ebenfalls um eiszeitlich infiltriertes, meteorisches Grundwasser.

Die im Jahr 1930 in Illmitz erbohrte, sogenannte **St. Bartholomäusquelle**, in der Folge als St. Bartholomäusquelle (Alt) bezeichnet, gilt als „Halbarteser“, da das Wasser aus 188 m Tiefe in einem Brunnenrohr im Keller der Trinkhalle nur bis 3,5 m unter Geländeoberkante aufgestiegen ist. HAAS et al. (1992) berichteten, dass aufgrund des täglichen Verbrauchs von Haushalten die Schüttung der St. Bartholomäusquelle (Alt) auf 0,7 bis 2,1 m^3/Tag geschätzt wurde. Da das gespannte Grundwasser zum Ausgleich der Druckschwankungen in einen Druckbehälter (Windkessel) gelangte, waren Schüttungs- und Temperaturmessungen der St.

Bartholomäusquelle generell nicht möglich. Bei einer Beprobung durch die Biologische Station Illmitz wurde jedoch am 31. 3. 1980 einmalig eine Wassertemperatur von 6,8 °C gemessen.[13] Nach freundlicher Mitteilung von Johann Goldbrunner vom 8. August 2022 wurde in dem ~201 m tiefen Brunnen „St. Bartholomäusquelle (Neu)“ Ende Februar 2004 ein Pumpversuch durchgeführt, wobei die Entnahmemenge bei 0,5 l/s lag und die maximale Temperatur am obertägigen Auslass 19,1 °C betrug (GOLDBRUNNER, 2018a; ELSTER, 2018b: 296).

Wie schon im hydrogeologischen Überblick erwähnt, wurden in den zwischen Neusiedl am See und Gols erbohrten artesisch gespannten Grundwässern Wassertemperaturen zwischen 12 °C und 14 °C gemessen. Jahresganglinien der einzelnen Arteser aus dem Zeitraum 1985-1989 sind unvollständig. Die größten Temperaturschwankungen zwischen ~ 9 °C und 15 °C (Arteser N01A in Neusiedl am See) und zwischen 11 °C und über 17 °C (Arteser N11A in Neusiedl am See) wurden nach HAAS et al. (1992: B-28ff.) bei äußerst geringen Schüttungen von unter 0,1 l/s gemessen, sodass die Wassertemperatur möglicherweise von der oberflächennahen Untergrundtemperatur und der Lufttemperatur an der Messstelle beeinflusst wurde. Auch für die jahreszeitlichen Ganglinien 1978-1991 von Wassertemperatur und Schüttung der südlicher gelegenen Arteser Neudegg-Jagdhaus (Arteser Apetlon A01A) und Sandeck (Arteser Illmitz I01A nach HAAS et al., 1992: B-23ff.) ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen der saisonalen Schüttung und der Wassertemperatur erkennbar. So schwankte in dieser Zeitspanne die Schüttung des 85 m tiefen Jaghaus-Artesers in Neudegg saisonal bedingt zwischen ~0,3 und ~0,6 l/s und die Wassertemperatur zwischen ~14 und ~17 °C. Bei einer Schüttung von nahezu konstant knapp 0,2 l/s schwankte die Wassertemperatur des nur 5 km nordwestlich gelegenen, knapp 70 m tiefen, Artesers vom Sandeck saisonal bedingt in ähnlicher Größenordnung zwischen ~15 °C und 16 °C und war damit ebenfalls deutlich kühler als das gespannte Grundwasser der St. Bartholomäusquelle (Neu) aus 201 m Tiefe, dessen Temperatur nach ELSTER (2018b: 296) von 19,1 °C im Februar 2004 auf 15,7 °C im Oktober des Jahres 2016 abnahm.

Die St. Bartholomäusquelle (Alt) in Illmitz wies deutlich höhere Chloridwerte auf als die nördlicher gelegenen Arteser von Neusiedl am See und von Gols. Sie schwankten über die Jahre zwischen ~210 mg/L und ~300 mg/L. Nach einer Analyse von SCHROLL (1959) enthielt das Wasser im Jahr 1958 >830 mg/L Natrium und >270 mg/L Chlorid. Im Jahre 1980 wurde in einer Analyse des Amtes der Burgenländischen Landesregierung ein Chloridwert von ~290 mg/L angeführt. Eine in der Nationalparkzeitung veröffentlichte Wasseranalyse aus dem Jahr 1996 gibt ~840 mg/L Natrium und ~250 mg/L Chlorid an. Eine weitere Analyse im Anhang von WURM (2000) dokumentiert ~760 mg/L Natrium und ~210 mg/L Chlorid. Den Angaben einer nach der Neuerrichtung der Fassung im Jahr 2004 erstellten Analyse enthält das Wasser der St. Bartholomäusquelle (Neu; aus ~201 m Tiefe) >900 mg/L Natrium und ~300 mg/L Chlorid. Bei dem gespannten Mineralwasser der St. Bartholomäusquelle (Neu) handelt es sich nach ELSTER et al. (2018a: 142) um einen Natrium-Hydrogenkarbonat-Mineral-Trinksäuerling. Für das Wasser der St. Bartholomäusquelle (Neu) wurde ein $\delta^{18}O$-Wert (ID 149) von -10,79 ‰, für den Arteser am Sandegg (ID 80) von -10,76 ‰ bzw. in der Wiederholungsprobe ID 140 ein $\delta^{18}O$-Wert von -11,74 ‰ gemessen. Im Vergleich zur St. Bartholomäusquelle sehr gering mineralisiert sind die artesisch gespannten Grundwässer des Seewinkels. So enthielt das aus 68 m Tiefe stammende Grundwasser des Artesers am **Sandeck** südwestlich Illmitz 78 mg/L Natrium, 8 mg/L Chlorid und 13 mg/L Sulfat (DOBER & GRITZMANN, 2014). Das aus 85 m Tiefe stammende Wasser des Jagdhausartesers von **Neudegg** enthielt nach WURM (2000) zwar 31 mg/L Natrium jedoch kaum Chlorid und Sulfat.

[13] Chemische Untersuchung der St. Bartholomäusquelle durch das Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. XII/3N, Biologische Station, Zl. XII/3N 169/1980 vom 8.4.1980

Die ^{14}C-Datierungen der artesisch gespannten Grundwässer des Seewinkels belegen nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 80) die Beziehung zwischen der mittleren Verweilzeit der Grundwässer und den niedrigen $\delta^{18}O$-Werten. Die ^{14}C-Alter betragen bei einer Anfangskonzentration von 85 % modern für den Arteser der Bezirkshauptmannschaft Neusiedl am See ~35.600 Jahre, für den Arteser am Sandeck ~32.400 Jahre und für den Arteser beim Jagdhaus Neudegg ~29.300 Jahre. So wie für den Arteser beim Jagdhaus Neudegg (ID 82) mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -10,83 ‰ und für einen weiteren Arteser in Seenähe („Weiden-Arteser“, ID 81) mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -11,19 ‰ können alle analysierten Grundwässer des zweiten Grundwasserstockwerkes im Seewinkel (A2) somit auch isotopisch als eiszeitlich infiltrierte meteorische Wässer interpretiert werden.

Die in der Umgebung des Neusiedler Sees genutzten, gespannten und artesisch gespannten Grundwässer sind alle erbohrt worden. Dies gilt sowohl für die „artesischen Brunnen“ zwischen Neusiedl am See und Mönchhof als auch für jene im Bereich von Illmitz bis zum Sandeck und Neudegg südwestlich Apetlon. Die Kohlensäure dieser Säuerlinge wird allgemein auf postvulkanische Erscheinungen zurückgeführt, deren Gasmigration entlang von Klüften oder durch halbdurchlässige Aquifere („leaky aquifer“) erfolgen kann. Bei besonders hohen Gehalten an freier Kohlensäure ist ein sogenannter „Gaslift“ zu erwarten, sodass die (piezometrische) Höhe des Wasseraustrittes über Gelände nicht der Druckhöhe des Einzugsgebietes entsprechen muss. Wie eingangs erwähnt, stammen diese artesischen Wässer in Tiefen zwischen 30 und 190 Metern aus Aquiferen des oberen Pannoniums. Isotopenuntersuchungen einiger artesisch gespannter Grundwässer ergaben ein Alter von mehreren tausend bis zehntausend Jahren. Die zwischen 1954 und 1956 analysierten Wässer artesischer Brunnen zwischen Neusiedl am See und Gols zeigen nur geringfügige Schwankungen der Chloridwerte. Nach KNIE & GAMS (1958) schwankte die Chloridkonzentration der in 17 bis 162 m Tiefe erbohrten rund 30 Arteser nur zwischen 1 und 10 mg/L.

Fazit: Generell liegen die Wassertemperaturen der artesisch gespannten Grundwässer im Raum Illmitz-Apetlon mit 14-16 °C deutlich höher als im nördlichen Bereich von Neusiedl-Gols mit 12-14 °C. Das aus 200 m Tiefe stammende temperierte Grundwasser der St. Bartholomäusquelle (Neu) erreicht sogar ~19 °C. Es wird jedoch vermutet, dass bei einer geringen Schüttung die Wassertemperatur an der Messstelle stark von der saisonalen Lufttemperatur und der oberflächennahen Untergrundtemperatur beeinflusst wird, was weiterer Untersuchungen bedarf. Die Chloridwerte der artesisch gespannten und ungespannten Grundwässer des zweiten Grundwasserstockwerkes (A2) im oberen Pannonium des Seewinkels schwanken bei Bohrtiefen von 20 bis 190 Metern zwischen 10 mg/L und 300 mg/L. Diese Grundwässer werden als eiszeitlich geflutete Tiefengrundwässer interpretiert, deren Aufstieg im Bohrloch teilweise auch durch “Gaslift” verursacht wird. WURM (2000: 99) hielt das chloridreichere gespannte Grundwasser der St. Bartholomäusquelle (Alt) für ein migriertes Mineralwasser des chloridischen Stockwerkes, während sie jenes der chloridärmeren Arteser vom Sandeck und von Neudegg als sekundäres Mineralwasser aus dem oberen sulfatreichen Stockwerk interpretierte. Erhöhte Cloridgehalte in gespannten und artesisch gespannten Grundwässern des Seewinkels können jedenfalls einerseits auf Porengrundwässer in kaspibrackischen Ablagerungen und andererseits auf Migration aus unterlagernden marinen Ablagerungen zurückgeführt werden.

8.3.4 Unterschiedlich mineralisierte Grundwässer in Ablagerungen des Pannoniums

Bis auf die Thermalwässer des Seewinkels sind nahezu alle höher konzentrierten Grundwässer in der Umgebung des Neusiedler Sees an Tonmergel des unteren Pannoniums der Molluskenzonen A-C und des mittleren Pannoniums (Zone D-E) gebunden, wobei die stratigraphische Einstufung der Aquifere vornehmlich auf der Kenntnis der ÖMV-Bohrungen durch die früheren burgenländischen Landesgeologen Alfons F. Tauber und Hannes Schmid beruht. Nach dem Tektonogramm von TAUBER (1959c) sind ehemalige Ablagerungen des mittleren Pannoniums (Zone E) obertägig auf den Südostrand des Leithagebirges beschränkt. Im Gegensatz zur beckenwärts zunehmenden Mächtigkeit der Ablagerungen des mittleren Pannoniums sind diese in den ehemaligen Uferbereichen des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges nur relativ gering mächtig ausgebildet (HÄUSLER, 2007: 13).

Die Vorkommen gering ergiebiger, jedoch relativ sehr hoch konzentrierter erbohrter Grundwässer mit Konzentrationen bis zu 6.000 mg/L Natrium und bis zu 6.000 mg/L Chlorid sind im Untersuchungsgebiet nur vom Westrand des Neusiedler Sees bekannt (Mörbisch-1, Mörbisch-2, Oggau-1, Oggau-2 und Rust-1; Abbildung 37). Die Aquifere dieser Bohrungen wurden von TAUBER (1963, 1965) ins untere bis mittlere Pannonium eingestuft. Zu der Gruppe der am höchsten mineralisierten Grundwässer in pannonen Ablagerungen zählt auch das in nur wenige Meter tiefen Brunnen angetroffene, hoch konzentrierte Bitterwasser von Purbach am Neusiedler See (Purgina). Eine starke Mineralisierung mit höherer Chloridkonzentration bis über 2.600 mg/L weisen aber auch ehemalige Trinkwasserbohrungen in quartären (bis ? oberpannonen) Ablagerungen auf, wie etwa in den Bohrungen Illmitz-1 (Sulfina) in 9-15 m Tiefe, Illmitz-2 und Illmitz-3 (Gastrina) oder in der Trinkwasserbohrung in Podersdorf mit einer Tiefe von 15 m auf.

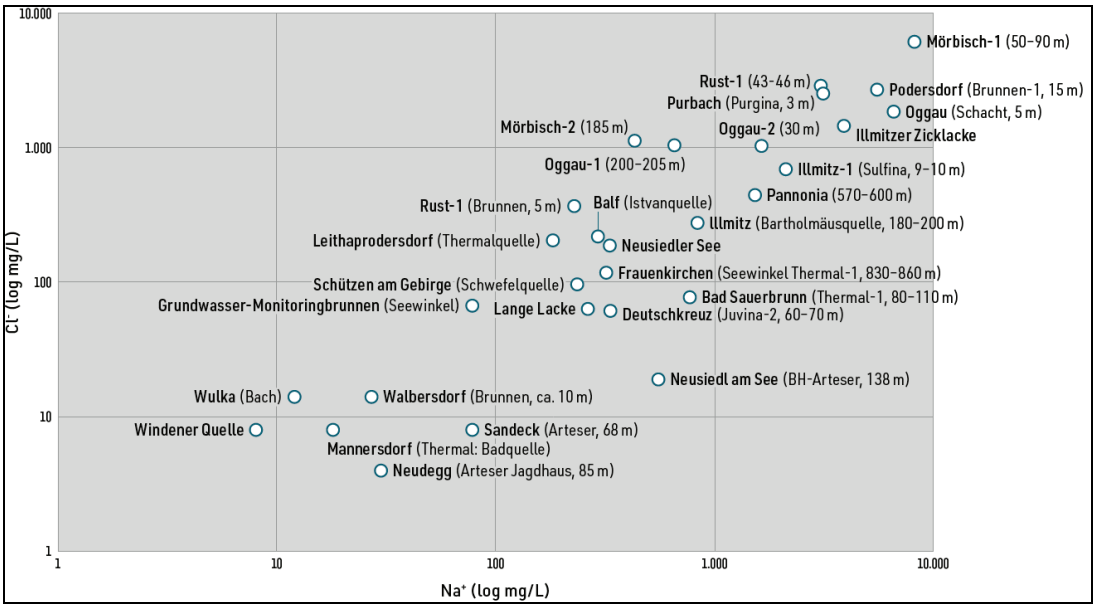

Abb. 37: Konzentrationsdiagramm Natrium/Chlorid ausgewählter Wässer in der Umgebung des Neusiedler Sees mit Angabe der ungefähren Aquifertiefe bzw. Filterstrecke in Bohrungen nach Tabelle 6.

Die nachfolgende Diskussion der Entstehung unterschiedlich mineralisierter Grundwässer in Ablagerungen des Pannoniums betrifft die oberflächennahen Magnesium-Sulfatwässer von Illmitz und von Purbach am Neusiedler See, die oberflächennahen Magnesium-Sulfatwässer von Oggau am Neusiedler See, die Kaliwässer von Rust am Neusiedler See und letztlich die in Bohrungen am Westrand des Neusiedler Sees angetroffenen, unterschiedlich stark konzentrierten Grundwässer.

Lokalität	Wassertyp	Aquifer-tiefe (m unter GOK)	Stratigraphie	Natrium (mg/L)	Chlorid (mg/L)	Sulfat (mg/L)	Na/Cl	Cl/Sulfat	Literaturangabe
Bad Sauerbrunn (Quellschacht)	Säuerling	5	Badenium	167	41	313	4	0	Goldbrunner (1993a)
Bad Sauerbrunn Thermal-1	Thermalwasser	80 – 110	Badenium	781	52	1.190	15	0	Elster et al. (2018a)
Balf Istvanquelle	Schwefelquelle	0	Pannonium	293	218	198	1,3	1,1	Tauber (1963)
Deutschkreuz (Juvina-2)	Grundwasser	60 – 70	Badenium	335	61	114	5	0,5	Goldbrunner (1993a)
Frauenkirchen (Seewinkel Thermal-1)	Thermalwasser	830 – 860	Mittleres Pannonium	320	117	0,5	2,7	234	Elster et al. (2018a)
Illmitz (St. Bartholomäus-Quelle)	Grundwasser	180 – 200	Pannonium	762	215	0,25	3,5	860	Wurm (2000)
Illmitz-1 Sulfina (Podersdorf-Hölle)	Schwefelwasser	9 – 10	U.-M. Pannonium	2.119	691	546	3	1,3	Tauber (1963)
Illmitzer Zicklacke	Salzlacke	0		1.862	787	1.051	21	0,7	Schroll (1959)
Lange Lacke	Salzlacke	0	Quartär	264	63	172	4	0,4	Schroll (1959)
Leithaprodersdorf	Thermalquelle	0	Mitteltrias	182	205	1.402	0,9	0,1	Hacker & Zötl (1993a)
Mannersdorf (Badquelle)	Thermalquelle	0	Badenium/Sarmatium	18	8	946	2	0	Dober & Gritzmann (2014)
Mörbisch-1 („Carolina")	Grundwasser	50 – 90	Oberes Pannonium	8.191	6.067	8.347	1,4	0,7	Tauber (1963)
Mörbisch-2 (> 200 m)	Grundwasser	200	Mittleres Pannonium	432	1.124	13	0,4	86	Tauber (1963)
Neudegg (Jagdhaus)	Arteser	85	Oberes Pannonium	31	0,02	0,2	1.550	0	Wurm (2000)
Neusiedl am See (BH)	Arteser	96 – 138	Pannonium	47	18	84	2,6	0	Tauber (1963)
Neusiedler See	See	0		332	186	390	1,8	0,5	Schroll (1959)
Oggau (Schachtbrunnen, Analyse 2)	Grundwasser	6	Mittleres Pannonium	6.575	1.838	41.364	3,6	0	Schmid (1968a)
Oggau-1 (202 – 205 m)	Grundwasser	202 – 205	Sarmatium/Pannonium	654	1.040	336	0,6	3	Tauber (1963)
Oggau-2	Grundwasser	30	U.-M. Pannonium	1.637	1.020	5.913	1,6	0,2	Goldbrunner (1993b)
Pannonia	Thermalwasser	570 – 600	Oberes Pannonium	1.492	518	1	2,9	518	Goldbrunner (2003)
Podersdorf (Brunnen 1)	Grundwasser	15	Pannonium	5.520	2.677	2.934	2	0,9	Tauber (1965)
Purbach („Purgina")	Schwefelwasser	5	Mittleres Pannonium	3.126	2.516	12.270	1,2	0,2	Tauber (1963)
Rust (Brunnen)	„Kaliquelle"	5	Mittleres Pannonium	229	365	165	0,6	2,2	Goldbrunner (1993b)
Rust-1 (Analyse 1960)	Grundwasser	43 – 46	Oberes Pannonium	3.057	2.855	3.359	1	0,8	Tauber (1963)
Sandeck	Arteser	68	Oberes Pannonium	78	8	0,5	10	16	Dober & Gritzmann (2014)
Schützen am Gebirge	Schwefelquelle	0	Badenium-Pannonium	235	96	417	2,4	0,2	Tauber (1963)
Walbersdorf (Brunnen)	Grundwasser	5	Badenium	27	14	284	1,9	0	Schroll (1959)
Windener Quellen	Thermalquelle	0	Badenium/Sarmatium	8	8	212	1	0	Mühlmann (2015)
Wulka	Fluß	0		12	14	124	0,8	0	Schroll (1959)

Tab. 6: Natrium- und Chloridgehalte ausgewählter Wässer der Umgebung des Neusiedler Sees in mg/L mit Angabe der Lokalität (alphabetisch geordnet), des Wassertyps, der Aquifertiefe und der Stratigraphie des Aquifers. Vergleichsweise sind auch die Ionenkonzentrationen der Wulka, des Neusiedler Sees sowie von Salzlacken, Brunnen und Quellen angegeben.

8.3.4.1 Oberflächennahe stark mineralisierte Grundwässer von Purbach am Neusiedler See

Nach CARLÉ (1975: 452) erschloss eine 56 m tiefe Bohrung in Purbach am Neusiedler See tonig-sandiges Pannonium und darunter über Glimmerschiefern des unterostalpinen Grundgebirges 9 m kalkiges Sarmatium. Diese Bohrung belegt die gering mächtige Entwicklung des Neogens am Südostrand des Leithagebirges (HERRMANN et al.,1993; KÜPPER, 1961). Ein Aquifer dieser Bohrung enthielt ~200 mg/L Natrium, ~40 mg/L Chlorid und 400 mg/L Sulfat. Im Gegensatz dazu führten nur wenige Meter tiefe Brunnen in Purbach am Neusiedler See hoch konzentrierte jedoch äußerst gering ergiebige **Magnesiumsulfat-Wässer**, die wegen ihres bitteren Geschmacks als Bitterwässer bezeichnet und wegen ihrer purgierenden Wirkung therapeutisch genutzt wurden. FRITSCH & TAUBER (1959: 36) vermuteten für das Alter der Pyrit führenden Tone und Schluffe noch oberes Pannonium (der Zone F). CARLÉ (1975: 453) und GOLDBRUNNER (1993b: 232) stellten die Ablagerungen ins mittlere Pannonium, was nach TAUBER (1965: 808) und HÄUSLER (2010: 69) eher zutrifft. In der Fischergasse Nr. 7 lieferte ein Brunnen von 1,5 m Durchmesser und 5 m Tiefe nach TAUBER (1965: 277ff.) durchschnittlich 100 bis 300 Liter Mineralwasser pro Tag. Das Mineralwasser trat in Tropfen an Schwundrissen der Tone zutage und füllte nur sehr langsam den Brunnen. Es entstand nur im Einsickerungsbereich von Oberflächenwässern bis etwa 10 m Tiefe, tiefere Schichten waren nicht produktiv. Konzentration und Zusammensetzung der Wässer waren sowohl jahreszeitlich als auch örtlich großen Schwankungen unterworfen. Eine Wasserprobe ergab ~2.220 mg/L Natrium und ~1.160 mg/L Chlorid (FRITSCH & TAUBER, 1959: 36). Im Jahr 1963 enthielt das Brunnenwasser in der Fischergasse Nr. 7 Höchstwerte von 3.160 mg/L Natrium, ~2.170 mg/L Magnesium, >2.500 mg/L Chlorid und >12.200 mg/L Sulfat (GOLDBRUNNER, 1993b: 232). Im Jahr 2000 ergab eine Analyse des Wassers der Entnahmestelle „Purgina" nach WURM (2000) bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 4.000 µS/cm mit ~400 mg/L Natrium, ~230 mg/L Magnesium, 125 mg/L Chlorid und >1.400 mg/L Sulfat durchschnittlich nur mehr ein Zehntel der

Konzentration von 1963. Seit SCHROLL (1965) ist Fluorid mit ~0,2 mg/L und Bromid mit 0,8 mg/L größenordnungsmäßig gleichgeblieben (WURM, 2000). Eine neuerliche Beprobung des Brunnenwassers in der Fischergasse Nr. 7 im Jahr 2013 ergab nach einem Leerpumpen des Brunnens Grundwasser mit einer elektrischen Leitfähigkeit von nur 960 µS/cm mit relativ sehr niedrigen Analysenwerten von 45 mg/L Natrium, 15 mg/L Chlorid und ~160 mg/L Sulfat (ID 124; WP 23; DOBER & GRITZMANN, 2014). Nach Auskunft der Hauseigentümer befand sich in der Fischergasse Nr. 7 die erste Abfüllanalage für das Magnesium-Natrium-Sulfat-Chlorid-Mineralwasser (Bitterwasser) in Purbach. Erst später wurde angeblich ein weiterer Brunnen geschlagen, von dem das Bitterwasser „Purgina“ abgefüllt wurde. Es ist somit nicht ganz eindeutig, welche Analyse des Bitterwassers Purgina von welchem Brunnen stammt. Der Name Purgina bezieht sich auf die purgierende (= abführende) Wirkung des Heilwassers (HÄUSLER, 2010: 139). Eine Analyse des Wassers des Purbacher Gemeindebrunnens ergab bei einer Probenahme des stagnierenden Brunnenwassers (WP 27, ID 101; vor dem Leerpumpen) ~150 mg/L Natrium, ~220 mg/L Chlorid und ~120 mg/L Sulfat. Die elektrische Leitfähigkeit des Gemeindebrunnens stieg während des Abpumpens eines Wasservolumens von ~5,5 m^3 von anfänglich ~1,6 mS/cm auf ~2,5 mS/cm. Beim Wiederanstieg erreichte das zufließende Grundwasser sogar Werte bis 8,3 mS/cm. Vorkommen von Bitterwässern mit niedrigerer Konzentration erwähnt TAUBER (1965: 279) auch aus oberpannonen Ablagerungen (Zone F) von Neusiedl am See. TAUBER (1965) führte die Genese des Purbacher Bitterwassers auf die Oxidation des Pyrits zu Schwefelsäure zurück, welche die Karbonate zu Erdalkali-Sulfaten umwandelt. Durch die hohe Sulfatkonzentration wird das Löslichkeitsprodukt von Gips überschritten, sodass dieser ausfällt, während sich das leicht lösliche Magnesiumsulfat in der Lösung anreichert (CARLÉ, 1975). Die Messung der Hydroisotope der in Purbach am Neusiedler See, Fischergasse Nr. 7, im Jahr 2013 beprobten Bitterwässer lieferte vor dem Pumpen einen $\delta^{18}O$-Wert von -11,10 ‰ (ID 101). Nach längerem Pumpen betrugen die $\delta^{18}O$-Werte -9,78 ‰ bzw. -9,56 ‰ (ID 125, ID 124). Diese Isotopendaten werden dahingehend interpretiert, dass der Pannon-Aquifer des ungenutzten Brunnens zuerst noch überwiegend Winterniederschläge aus dem Purbacher Karstwasser- und/oder Kluftwassersystem enthielt, das durch den Pumpvorgang mit jüngeren Niederschlagswässern vermischt wurde. Die Problematik der Quellaustritte im Purbacher Schilfgürtel wurde schon im Kapitel 8.3.1 über die Quellwässer der Umgebung des Neusiedler Sees erörtert.

Fazit: Das gering ergiebige, hochkonzentrierte und in mittelpannonen Tonen (der Zone E) angetroffene Magnesium-Sulfatwasser von Purbach am Neusiedler See wurde von TAUBER (1965: 286) ebenso wie von WURM (2000) auf eine Mischung von pannonem Porengrundwasser mit aszendierten chloridreichen Porenlösungen zurückgeführt. Berücksichtigt man jedoch die mögliche Chloridkonzentration von >5.000 mg/L im Wasser des Kaspisees nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 183) so scheinen Chloridwerte bis >2.500 mg/L in mittelpannonen, kaspibrackischen Ablagerungen des Seewinkels nicht ungewöhnlich. Bei einer Schwankungsbreite der Chloridkonzentration des Bitterwassers der Lokalität Fischergasse Nr. 7 von ~15 mg/L bis >2.500 mg/L könnten höhere Chloridkonzentrationen theoretisch sowohl durch Verdunstung von Porenwässern in Schwundrissen der Tone des mittleren Pannoniums als auch durch Migration aus tieferen, chloridreichen Aquiferen zustande gekommen sein. Da die Verdunstungserscheinungen nur auf die oberflächennahe Verwitterungszone beschränkt sind, wird auf eine In-Situ-Sulfatanreicherung in sehr kleinen Grundwasserkörpern geschlossen. Das Bitterwasservorkommen der „Purgina“ wird daher als Mischwasser aus geringsten Mengen hochkonzentrierter, kaspibrackischer bzw. verdunsteter Porenwässer aus Tonen des mittleren Pannoniums mit aktuellen Niederschlagswässern interpretiert.

8.3.4.2 Oberflächennahe stark mineralisierte Grundwässer von Oggau am Neusiedler See und von Rust am See

Während das Bitterwasser von Purbach am Neusiedler See wegen wiederholter negativer bakteriologischer Befunde nicht mehr als Heilwasser vertrieben wurde, wurde in den späten 1960er-Jahren in **Oggau** am Neusiedler See in einer ähnlichen stratigraphischen Position ein neues Vorkommen von **Magnesiumsulfat-Wasser** (Bitterwasser) entdeckt (SCHMID, 1968a). Eine geoelektrische Kartierung in den sogenannten Iselsäckern nördlich von Oggau erzielte auf einer Fläche von 4.500 m^2 in den mittelpannonen Ablagerungen der obersten 5-10 m eine Anomalie mit Widerstandswerten von 0-5 Ωm. In einer 20 m tiefen Bohrung wurden in 2,30 bis 6 m Tiefe Aquifere mit hochkonzentrierten Natrium-Magnesium-Sulfat-Wässern angetroffen. In zwei Schächten in 3,50 m Tiefe schwankten die Natriumwerte zwischen ~5.000 mg/L und ~6.500 mg/L, die Chloridwerte zwischen ~1.600 mg/L und 1.900 mg/L und die Magnesiumwerte zwischen ~4.300 und 7.700 mg/L. Die Salzwasser führenden Tone bestanden aus Montmorillonit und enthielten aufgrund der sulfatreichen Porenfüllung Gips und Anhydrit als Neubildung. Dem gegenüber enthielt das in 10 m Tiefe angetroffene Grundwasser nur mehr eine Gesamtmineralisierung von 1,5 g/L, wobei der Iselsbrunnen, der eine ca. 10 m unter Gelände auftretende Kluftquelle erschließt, zur örtlichen Trinkwasserversorgung herangezogen wurde (SCHMID, 1968a; GOLDBRUNNER, 1993b: 231). SCHMID (1968a) interpretierte das lokale Vorkommen unterschiedlich konzentrierter, chloridreicher Bitterwässer in oberflächennahen Horizonten bei Oggau als meteorisches Wasser, was ebenso für das Grundwasser des Iselsbrunnens und das oberflächennahe Grundwasser (ID 256) zutreffen dürfte. Möglich wäre, dass die relativ hohen Chloridwerte von 1.600 bis 1.900 mg/L von kaspibrackischen Porenaquiferen des mittleren Pannoniums oder, wie die Montmorillonite, von chloridreichen vulkanischen Ablagerungen stammen. In einer 1,20 m tiefen Handbohrung am Westrand dieses Untersuchungsgebietes wurde Grundwasser mit einem pH-Wert von 7,3 und einer elektrischen Leitfähigkeit von 4,63 mS/cm angetroffen, dessen $\delta^{18}O$-Wert (ID 256) -9,32 ‰ betrug, was etwa dem langjährigen Mittel des regionalen Niederschlagswertes entspricht (Tabelle 6).

So wie oberflächennahe Aquifere mit hoch konzentrierten Magnesium-Sulfatwässern (Bitterwässern) lokal nur in Purbach am Neusiedler See und in Oggau am Neusiedler See vorkommen, so sind oberflächennahe, konzentrierte **Kaliwässer** nur von **Rust am See** bekannt. Die dortigen Hausbrunnen erschließen nach SAUERZOPF (1962) „Ruster Schotter und Sande“ des Karpatiums, die heute als Rust-Formation bezeichnet werden. In Rust am See übersteigt in Hausbrunnen der Gehalt des Kaliumions erheblich den Gehalt des Natriumions, wie beispielsweise SAUERZOPF (1962: 125) in einer Analyse mit Maximalwerten von ~910 mg/L Kalium, ~200 mg/L Natrium und ~600 mg/L Chlorid anführte (vgl. TAUBER, 1965: 272). Das Brunnenwasser in der Haydngasse Nr. 5 führte im Juli 1962 nach SAUERZOPF (1962: 128) bei einer elektrischen Leitfähigkeit von nahezu 3.800 µS/cm 440 mg/L Kalium und 220 mg/L Natrium. Die Ionenkonzentration des Wassers in diesem 9 m tiefen Hausbrunnen in Rust am See wies nach regelmäßiger landwirtschaftlicher Nutzung bis zum August 2013 nur mehr eine elektrische Leitfähigkeit von ~1.150 µS/cm auf. Aufgrund der hohen Kalium- und Hydrogenkarbonat-Werte schloss TAUBER (1963: 802), dass die Ruster Kaliwässer von primär kohlensäurereichen Wässern abstammten und bezeichnete sie deshalb als „degradierte Säuerlinge“. Der $\delta^{18}O$-Wert (ID 128) eines Ruster Brunnenwassers von -9,36 ‰ weist ebenso wie jener des Brunnenwassers des Gemeindebrunnens der Freistadt Rust „1702“ (ID 183) mit -9,63 ‰ auf aktuelle Niederschläge hin. Die ebenfalls sehr hohe Kaliumkonzentration eines Brunnens in Illmitz (TAUBER, 1965: 272) mit ~820 mg/L Kalium, ~340 mg/L Natrium und ~540 mg/L Chlorid, die auch CARLÉ (1975: 453) zitiert, führte jedoch bereits KNIE & GAMS (1962) eindeutig auf fehlende Kanalisierung und lang dauernde Überdüngung im damaligen Ortsgebiet von Rust am See zurück.

Fazit: Die oberflächennahen und ungespannten Bitterwässer in Tonen des mittleren Pannoniums von Oggau am Neusiedler See mit ~1.600 bis 1.900 mg/L Chlorid können nach KREJCI-GRAF et al. (1957: 183) – ebenso wie die chloridreichen Bitterwässer von Purbach am Neusiedler See – als Reste kaspibrackischer Porengrundwässer interpretiert werden, für die nach KOSAREV et al. (2009) auch die lokale Anreicherung von Magnesiumsulfat typisch ist. Sowohl in Purbach am Neusiedler See als auch in Oggau am Neusiedler See werden diese kleinen Reservoire von Bitterwasservorkommen von Süßwasseraquiferen unterlagert, die für die Trinkwasserversorgung genutzt werden. Den hohen Kaliumgehalt von >900 mg/L dieser an Hydrogenkarbonat reichen, ungespannten Wässer führte TAUBER (1965) auf Verwitterungsprodukte aus kalifeldspatreichen Kristallingesteinen aus dem Einzugsgebiet des Ruster Höhenzuges zurück (vgl. SCHMID, 1968b; GOLDBRUNNER, 1993b: 230). Auch die Chloridwerte von 500 bis 600 mg/L könnten auf Verdunstungserscheinungen und Anreicherung in den terrestrisch-fluviatilen Ablagerungen des Karpatiums hinweisen. Nach TAUBER (1965: 271) sind diese an Kalium reichen Wässer von Rust jedenfalls nicht von kalireichen Ölfeldwässern ableitbar. Die Entstehung der chloridreichen Wässer der Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 wird im folgenden Diskussionskapitel über die am Westrand des Neusiedler Sees angetroffenen, unterschiedlich stark mineralisierten Grundwässer diskutiert.

8.3.4.3 Unterschiedlich stark mineralisierte Grundwässer in Bohrungen am Westrand des Neusiedler Sees

Ausschlaggebend für die Annahme eines unteren, chloridreichen Tiefengrundwasserstockwerkes und die Aszendenz dieser Wässer in das höhere, sulfatreiche Grundwasserstockwerk dürfte für TAUBER (1959d) eine Chloridkonzentration mit ~5.000 bis 6.000 mg/L in Aquiferen der Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 gewesen sein.

Etwa einen Kilometer nordöstlich von Oggau durchörterte 1937 die 205 m tiefe Trinkwasserbohrung **Oggau-1** mittleres Pannonium der Zone E und möglicherweise unteres Pannonium und endete im Kalksandstein des Sarmatiums. Der Hauptzufluss des Natrium-Kalium-Chlorid-Mineralwassers erfolgte in einer Filterstrecke zwischen 200 m und 205 m Tiefe mit einer Förderung von 0,4 l/s (GOLDBRUNNER, 1993b: 231). Die Analyse des Grundwassers ergab ~650 mg/L Natrium, 1.040 mg/L Chlorid und ~330 mg/L Sulfat. Der Jodidwert erreichte nach SCHROLL (1965) 0,7 mg/L. Die 1,5 km nordöstlich von Oggau-1 niedergebrachte Bohrung **Oggau-2** liegt nach SCHMID (1970: 56) auf einer Bruchstaffel, die dem Leithagebirge gegenüber stark abgesunken ist. Nach HÄUSLER (2010: 69) durchörterte sie bis in eine Tiefe von 5 m fossilreiche Feinsande des Pannoniums der Zone E, bis ~240 m Schluffe bis Feinsande und bis ~300 m graue Tone des mittleren Pannoniums der Zone E. Das Mineralwasser der Bohrung Oggau-2 war ein eisenhältiger Magnesium-Natrium-Sulfat-Säuerling (CARLÉ, 1975: 454; GOLDBRUNNER, 1993b: 231) mit einem Gehalt an freiem CO_2 von ~1.200 mg/L bis maximal 1.870 mg/L (SCHMID, 1970). Eine Analyse des Grundwassers aus einem Horizont in 30 m Tiefe ergab nach TAUBER (1963: 791) 1.550 mg/L Natrium, ~1.060 mg/L Magnesium, ~730 mg/L Chlorid und nahezu 6.300 mg/L Sulfat. Nach GOLDBRUNNER (1993b: 231) wurde in der Bohrung eine Abnahme der Ionenkonzentration mit der Tiefe festgestellt. Eine Isotopenanalyse aus dem Jahr 1999 ergab für das Grundwasser der Bohrung Oggau-2 einen $\delta^{18}O$-Wert von -10,24 ‰, den ELSTER et al. (2018a: 138 und Tab. 46) auf eine Mischung einer eiszeitlichen Wasserkomponente mit jungem Niederschlagswasser zurückführten.

Die Bohrung **Rust-1** wurde nach GOLDBRUNNER (1993b: 230) und HÄUSLER (2010: 69) 1962 bis ~71 m in Tonen und Tonmergeln mit gelegentlichen Feinsandlagen des oberen Pannoniums

(Zone F) niedergebracht. Nach Ausbau bis 50 m Tiefe wurden zwei Feinsandla<gen, eine höhere zwischen 40,5-41,5 m und eine tiefere zwischen 43,5-46,5 m verfiltert. Nach CARLÉ (1975: 452) lieferte die Sonde 0,6 l/s hoch konzentriertes Wasser wobei die Salinität stark von der Pumprate abhängig war, da die beiden Horizonte hydrochemisch sehr unterschiedlich waren. Den Wassertyp charakterisierte GOLDBRUNNER (1993b: 230) als Natrium-Sulfat-Chlorid-Wasser (vom Glaubersalz-Typ), wobei die obere Filterstrecke bei einem Gehalt an freiem Kohlendioxid von nur 146 mg/L ~6.000 mg/L Natrium, ~600 mg/L Magnesium, ~260 mg/L Calcium, nahezu 5.000 mg/L Chlorid, ~7.600 mg/L Sulfat und nahezu 1.800 mg/L Hydrogenkarbonat enthielt. Der Jodidwert erreichte im rund 40 m tiefen Aquifer der Bohrung Rust-1 etwa 1 mg/L und der Bromidwert 14 mg/L. SCHROLL (1965) betonte zwar, dass die bis dahin analysierten, hoch konzentrierten salinaren Tiefengrundwässer im neogenen Untergrund des Neusiedler Sees nicht dem „charakteristischen Erdölwassertyp“ entsprächen, dass ihnen aber jene der Bohrungen Rust-1 und Oggau-1 nach den Halogenidgehalten am nächsten kämen. Das Wasser eines nur wenige Meter tieferen Aquifers der Bohrung Rust-1 führte nach TAUBER (1963: 791) ~3.000 mg/L Natrium, ~220 mg/L Calcium, ~340 mg/L Magnesium, ~2.800 mg/L Chlorid und ~3.300 mg/L Sulfat. Wie in der Bohrung Oggau-2 wurden auch in der Bohrung Rust-1 vertikal stark wechselnde hydrochemische Verhältnisse angetroffen.

Die Bohrung **Mörbisch-1** (Carolinaquelle) wurde 1955 östlich des Ruster Höhenzuges in einer der Randstaffeln des Fertő-Bruchsystems in dolomitischen Schluffen und Feinsanden des oberen Pannoniums (Zone F nach HÄUSLER, 2010: 66) bis ~120 m abgeteuft. Nach einem Neuausbau im Jahr 1960 wurde die Bohrung unterhalb von 90 m plombiert und der Abschnitt 35-90 m mit Filterrohren versehen (GOLDBRUNNER, 1993b: 229). Bei Pumpversuchen förderte die Bohrung Mörbisch-1 wiederholt Erdgas (TAUBER, 1961b: 190). Das Mineralwasser der Bohrung Mörbisch-1 war nach SCHMID (1970) ein eisenhältiger Natrium-Sulfat-Chlorid-Typ. Das hoch konzentrierte „Glaubersalzwasser“ wurde zur Therapie von Gallenleiden und Verdauungsproblemen eingesetzt. Eine Analyse des Wassers der Carolinaquelle aus dem Jahr 1960 aus einer Tiefe von 52-88 m enthielt nach TAUBER (1963: 791) bei 130 mg/L freier Kohlensäure, ~8.200 mg/L Natrium, 185 mg/L Magnesium, ~50 mg/L Calcium, ~6.000 mg/L Chlorid und ~8.300 mg/L Sulfat (vgl. GOLDBRUNNER, 1993b: 229). Der Jodidwert der Bohrung Mörbisch-1 erreichte 0,36 mg/L und der Bromidwert 21 mg/L. Mineralwasser mit ähnlicher Zusammensetzung und Konzentration wie in der Sonde Mörbisch-1 lieferte nach TAUBER (1963: 789; ohne Tiefenanagabe) die Bohrung **Fertőrakos-1** mit ~3.100 mg/L Natrium, ~2.500 mg/L Chlorid und über 12.000 mg/L Sulfat (CARLÉ, 1975: 453). Die Bohrung **Mörbisch-2** wurde im Jahr 1960 zweihundert Meter westlich der Bohrung Mörbisch-1 niedergebracht. Sie durchörterte feinsandige Tone und graublaue Tone mit Kohleresten des Oberen Pannoniums (der Zone F) und von ~152-190 m eine Wechsellagerung von Sanden, Tonen, Sandsteinen und Kiesen des mittleren Pannoniums der Zone E (HÄUSLER, 2010: 67). Das unterschiedlichen Alter der erbohrten Ablagerungen in Mörbisch wurde auf eine relative tektonische Hebung der östlicheren Schichtfolge von Mörbisch-2 gegenüber der Schichtfolge von Mörbisch-1 zurückgeführt.

Die Bohrung Mörbisch-2 zeigte in 150 und 160 m Tiefe Erdölspuren (TAUBER, 1961b: 190). Eine Pauschanalyse des Grundwassers bei einer Bohrtiefe von ~190 m ergab nach TAUBER (1963: 792) ~430 mg/L Natrium, ~1.100 mg/L Chlorid und ~560 mg/L Hydrogenkarbonat, jedoch nur 13 mg/L Sulfat. Die Sulfatgehalte der einzelnen untersuchten Aquifere nahmen mit Schwankungen von ~260 mg/L in 185 m Tiefe bis auf ~4.400 mg/L in 40 m Tiefe zu. Auch die jeweiligen Chloridwerte unterlagen Schwankungen von ~2.700 mg/L in 185 m Tiefe bis ~3.900 mg/L in 40 m Tiefe. Generell verliefen somit die Trendlinien der Sulfat- und Chloridkonzentrationen gegenläufig (Abbildung 38). Die gemessenen Fluoridwerte

schwankten zwischen 0,026 mg/L und 1,61 mg/L wobei nach SCHROLL (1965: 119) trotz der Schwankungen eine generelle Abnahme der Fluoridkonzentration von den tieferen zu den höheren Aquiferen erkennbar war. Den extrem hohen Fluorgehalt von 1,6 mg/L in einem Aquifer in 157 m Tiefe deutete SCHROLL (1965: 120): „ … *durch Austausch von F-(OH) in den reichlich vorhandenen Glimmermineralien*…“. Die Bohrung Mörbisch-2 wurde letztlich ab einer Tiefe von 100 m verfüllt und in den Abschnitten 34-40 m und 84-90 m verfiltert (GOLDBRUNNER, 1993b: 229). Eine Analyse des Wassers aus dem tieferen Aquifer zwischen 84 m und 90 m ergab im Jahr 1960 nach TAUBER (1963: 791) bei ~110 mg/L freier Kohlensäure ~2.700 mg/L Natrium, ~1.600 mg/L Chlorid, ~1.400 mg/L Hydrogenkarbonat und >3.400 mg/L Sulfat. Während eines Pumpversuches ereignete sich ein Erdgas-Ausbruch, worauf der Zufluss der erhöht mineralisierten Natrium-Sulfat-Chlorid-Wässer aufhörte. Die Sonde lieferte daraufhin 1,2 l/s Mineralwasser vom Natrium-Calcium-Chlorid-Hydrogenkarbonat-Typ mit ~430 mg/L Natrium, >1.100 mg/L Chlorid und nur mehr 13 mg/L Sulfat (TAUBER, 1963: 792; GOLDBRUNNER, 1993b: 229). Dass im Aquifer der Bohrung Mörbisch-2 zwischen 77 m und 81 m Tiefe der Chloridwert mit >1.460 mg/L den Sulfatwert mit >1.400 mg/L übertraf (Abbildung 38), interpretierte TAUBER (1963: 793, 804) als Ergebnis einer bakteriellen Desulfurierung im anaeroben Milieu.

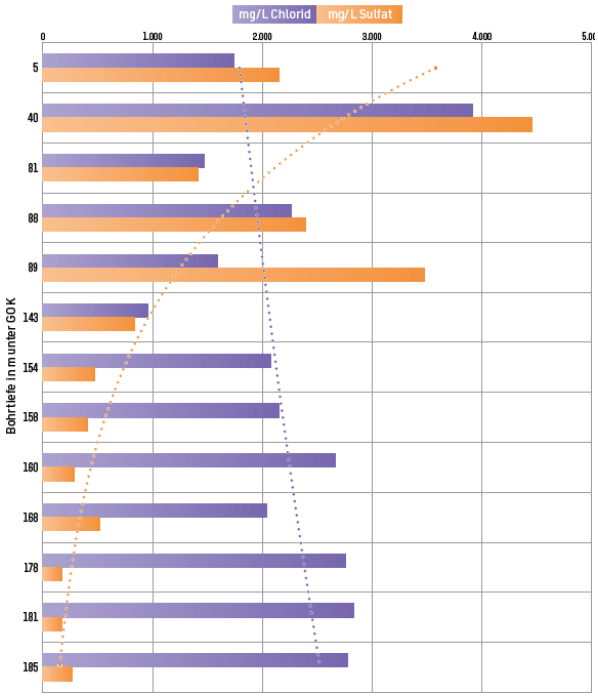

Abb. 38: Tiefenabhängige Änderung der Chlorid- und Sulfatgehalte in Aquiferen der Bohrung Mörbisch-2 nach SCHROLL (1965: 119). Profil mit Tiefenangaben nicht maßstäblich. Die Trendlinien der Ionenkonzentration von Chlorid und Sulfat sind gegenläufig.

Im 40 m tiefen Aquifer der Bohrung Rust-1 und im 40-90 m tiefen Aquifer der Bohrung Oggau-1 erreichten die Chloridwerte 5.000 bis 6.000 mg/L, die Jodidwerte schwankten zwischen 0,36 mg/L und 1 mg/L und die Bromidwerte zwischen 14 mg/L und 21 mg/L. Die Halogenide dieser Aquifere erreichten nur etwa ein Drittel der Konzentration der in 1.000 bis 1.800 m Tiefe erbohrten Thermalwässer des Seewinkels (Abbildung 33). In den von der ÖMV erbohrten Aquiferen des Badeniums, Sarmatiums und unteren Pannoniums schwanken die Chloridwerte zwischen 9.000 und 19.000 mg/L. Die Jodidwerte lagen zwischen ~4 und 18 mg/L und die Bromidwerte zwischen ~9 und 66 mg/L (GOLDBRUNNER, 2003: 5). Der relativ niedrige Chloridgehalt von ~500 mg/L, der relativ niedrige Jodidwert von 0,82 mg/L und der

relativ niedrige Bromidwert von 4,1 mg/L in Aquiferen des oberen Pannoniums der Bohrung Pannonia steht im Widerspruch zu den Vorkommen hochkonzentrierter Chloridwässer in den oberpannonen Aquiferen der Bohrung Rust-1 und Oggau-1 ausgeschlossen werden. Auch die Eigenpotential- und Widerstandsmessungen in den ÖMV-Bohrungen des Seewinkels geben nach WESSELY (2003) keinen Hinweis auf stärker Salzwasser führende Aquifere im oberen Pannonium. Da es sich jedoch bei den oberpannonen Ablagerungen („Blaue Serie"; Mollusken-Biozonierung F-G) um terrestrisch-fluviatile Ablagerungen am Rande eines brackischen Alkali-Salzsees handelt, könnten jedoch in flachen Buchten des Pannonsees brackische Ablagerungen durch Verdunstungserscheinungen noch höhere Salinitätswerte erreicht worden sein. Bevor die Möglichkeiten der Entstehung der hohen Chloridkonzentrationen in den Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 diskutiert werden, wird kurz deren geologische Position am Westrand des Neusiedler Sees skizziert. Der unterostalpine Ruster Höhenzug stellt einen in Nord-Süd-Richtung streichenden Horst dar, an dessen Westrand das Neogen des Eisenstadt-Teilbeckens abgesunken ist. Östlich des Ruster Höhenzuges ist ab dem mittleren Pannonium das westliche Donaubecken abgesunken, dessen Neogenablagerungen sich vom Neusiedler See über die Kleine Ungarische Tiefebene bis in die Große Ungarische Tiefebene fortsetzen. Ein komplexes Nord-Süd-verlaufendes Störungssystem begrenzt den Ostrand des Ruster Kristallinhorstes, dessen Ast bei Mörbisch als Mörbischer Randstörung (HÄUSLER, 2010: 107) bzw. das als Teil des Fertő-Lineaments (TAUBER, 1963, 1965) bezeichnet wurde. Ein Grabenbruch beinhaltet die oberpannonen (pontischen) Ablagerungen zwischen den Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1. Trotz vertikal stark wechselnder Konzentrationen erreichten die Salzwässer einzelner Aquifere in beiden Bohrungen bis zu 6.000 mg/L Chlorid. Da die pannone Schichtfolge von Oggau-2 mächtiger ausgebildet ist als jene von Oggau-1, wird auf eine tektonische Hebung der Scholle mit der Bohrung Oggau-2 gegenüber der westlichern Scholle mit der Bohrung Oggau-1 geschlossen. Verbindet man theoretisch die Teilschollen der Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 zu einer tektonisch abgesunkenen Scholle, dann folgt östlich davon, etwa parallel zum Ruster Höhenzug, eine horstartige Struktur. Damit sind die lokal hochkonzentrierten Salzwässer mit 5.000 bis 6.000 mg/L Chlorid ausschließlich auf oberpannone Ablagerungen in einem tektonischen Graben östlich des Ruster Höhenzuges begrenzt. Da an der stratigraphischen Einstufung der Aquifere in den Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 ins obere Pannonium kein Zweifel besteht, werden zwei Möglichkeiten diskutiert (a-b), die hohen Natrium- und Chloridkonzentrationen in den beiden Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 zu erklären:

a) Eine hypothetische kurzzeitige Verbindung zu marinen Restbereichen der zentralen Paratethys im Oberen Pannonium ist vorstellbar, obwohl es dafür bisher in Bohrungen der "Blauen Serie" und "Gelben Serie" keine Hinweise gibt. Bis auf marginale Flussmündungen einer Paläo-Donau, Paläo-Ikva und Paläo-Leitha kann die Salinität des "Lake Pannon" als kaspibrackisch bezeichnet werden, der im Vergleich mit dem Kaspisee nach Tabelle 1 immerhin noch über 5.000 mg/L Chlorid erreicht haben könnte. Ähnliche Verdunstungserscheinungen und Anreicherungen von NaCl, Gips und Magnesium-Chlorid wie im Bereich des Kaspisees könnten theoretisch auch noch im höheren Pannonium für einen abflusslosen Vorläufer des Neusiedler Sees zugetroffen haben.

b) Im Gegensatz zum heutigen Austritt warmer Quellen am Norwest- und Südostrand des Leithagebirges, fehlen diese im Bereich des Ruster Höhenzuges. Es gibt somit am Westufer des Neusiedler Sees keine Belege für Thermalwasseraustritte entlang von Störungszonen, durch welche chloridreiche Tiefengrundwässer im oberen Pannonium in oberflächennahe Grundwasserhorizonte der Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 gelangt sein könnten. Dennoch sind aszendente Tiefengrundwässer im Pontium des Neusiedler Sees nicht auszuschließen, da Kristalldrusen in verkarsteten Hohlräumen des Mitteltriasdolomites bei Wimpassing bekannt sind, die ähnlich wie jene im Karstaquifer

von Bad Vöslau (WESSELY, 2006: 307) durch zirkulierende Thermalwässer entstanden sein dürften. Da seit TAUBER (1959a) östlich von Rust Methanaustritte bekannt sind und auch in der Bohrung Mörbisch-2 in 150 m Tiefe Erdölspuren und Erdgas angetroffen wurden (siehe oben), kann ein lokaler "Gaslift" ursprünglich konzentrierterer Tiefengrundwässer nicht ausgeschlossen werden. Die niedrigen Werte von Jod und Brom in Aquiferen der Bohrung Rust-1 und Mörbisch-1 unterstützen diese Annahme jedoch nicht.

Wie bereits erwähnt, führten FRITSCH & TAUBER (1959) die chloridreichen Grundwässer in mittel- bis oberpannonen Ablagerungen auf aszendierte Tiefengrundwässer zurück, die dann lateral (in westliche Richtung) migriert sein sollen und daher auch Süßwasserhorizonte überlagern. WURM (2000: 64) folgte mit íhren durch Ionenaustauschprozesse abgeleiteten "Interaktionsbereichen" diesem Konzept aszendenter Tiefengrundwässer und gelangte zu dem Schluss: "… *dass man auch in den Aquiferen des Pont noch marine Einflüsse, wie z.B. erhöhte Chlorid- und Bromidgehalte, feststellen könnte*."

Fazit: Herrschten östlich des Ruster Höhenzuges im oberen Pannonium tatsächlich noch kaspibrackische Verhältnisse mit starker Verdunstung oder migrierten salinare Tiefengrundwässer durch tektonisch verursachte Druckverhältnisse in oberflächennahe Aquifere? Eine Entscheidung über die Herkunft hochsalinarer Grundwässer in Aquiferen des oberen Pannoniums von Rust und Mörbisch ist nach heutigem Wissensstand nicht möglich. Im folgenden Subkapitel werden oberflächennahe salinare Grundwässer des Seewinkels vorgestellt, deren Mineralisierung größtenteils auf den salzführenden Horizont (des Riss/Würm-Interglazials) zurückzuführen ist.

8.3.5 Stark mineralisierte Grundwässer in quartären Ablagerungen des Seewinkels

In den folgenden drei Kapiteln 8.3.5.1 bis 8.3.5.3 wird die Entstehung jener oberflächennahen Salinarwässer diskutiert, die über die schwebenden Grundwässer unter den Salzlacken zur Salz- und Alkalibodenbildung im Seewinkel und zur Versalzung der Zicklacken geführt haben. TAUBER (1965: 292) beschrieb stark mineralisierte Grundwässer in quartären Ablagerungen zwischen Illmitz und Podersdorf am See, die er als „Connate waters quartärer Salzsee-Sedimente" bezeichnete. Da sich östlich des Neusiedler Sees der laterale und vertikale Wechsel grobklastischer und feinklastischer Lagen in den geohydrologischen Profilen von HAAS et al. (1992) bis in mehrere Zehnermeter Tiefe fortsetzt, könnten die im folgenden angeführten Grundwässer teilweise auch oberpannone Aquifere erschließen. Dies betrifft beispielsweise Grundwässer zwischen Podersdorf am See und Illmitz, die in den 8-13 m tiefen Bohrungen von BOROVICZÉNY et al. (1992) mit 11.000 bis 17.000 Jahren datiert wurden (siehe Kapitel 2.3.2: Hydrogeologischer Überblick).

8.3.5.1 Alkalische Schwefelwässer in oberflächennahen Aquiferen zwischen Illmitz und Podersdorf am See

Im nördlich von **Illmitz** gelegenen Ortsteil „Hölle" wurden unweit des Oberen Stinkersees in geringer Tiefe chloridreiche Schwefelwässer mit erheblichem Schwefelwasserstoffgehalt angetroffen. Die ursprünglich 40 m tiefe Bohrung Illmitz-1 (Sulfina) wurde 1960 bis 12 m unter Gelände verfüllt. Die Filterstrecke in quartären, 1,5 bis 2 m mächtigen dunkelgrauen bis grauschwarzen tonigen Feinsanden und sandigen Tonen mit Pyritbelägen (TAUBER, 1965: 293) reichte von 9,5 bis 10,5 m unter Gelände (SCHMID, 1970: 57). Damit wird dieser quartäre Aquifer nach HÄUSLER et al. (2021) heute zur Illmitz-Formation gerechnet. Die Förderleistung der Bohrung Illmitz-1 betrug 0,22 l/s schwefelhaltiges Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-

Mineralwasser. Es enthielt nach TAUBER (1963: 797; GOLDBRUNNER, 1993b: 233) ~2.100 mg/L Natrium, ~700 mg/L Chlorid, ~550 mg/L Sulfat und ~3.700 mg/L Hydrogenkarbonat. Dieses Schwefelwasser wurde in den 1960er-Jahren unter der Bezeichnung **Sulfina** als Versand-Heilwasser abgefüllt. Die alkalische Schwefelquelle bewirkte Heilung bei Gelenksentzündungen, Allergien, Hautkrankheiten und Gastritis (ANONYM, 1999). Zwei ^{14}C-Datierungen von Grundwässern in Bohrungen nördlich Illmitz ergaben nach ANONYM (1999; vgl. BOROVICZÉNY et al., 1992: 80, 82) zwei unterschiedliche Werte, nämlich (bei einer Anfangskonzentration von 85 % modern) ein Wasseralter von 5.300 Jahren (Illmitz BL 11) und ein weiteres von 17.350 Jahren (Illmitz BL 12). Beide Grundwässer stammen aus einer quartären Schichtfolge in 2-8 m Tiefe. Es kann jedoch aufgrund fehlender Angaben in der Literatur nur vermutet werden, dass der Alterswert von 5.300 Jahren dem Grundwasser der Bohrung Illmitz-1 (Sulfina) entspricht. Der Alterswert von 17.350 Jahren könnte dann der Lokalität der 81 m tiefen Bohrung Illmitz-2 (BL 12; „Wäldchen“) entsprechen. Durch die Datierung von 17.350 Jahren und den niedrigen δ^{18}O-Wert von -11,0 ‰ in BL 12 wird das Wasser der Sulfina als eiszeitlich infiltriertes, meteorisches Wasser interpretiert. Das relativ niedrige Wasseralter von 5.300 Jahren im Bohrloch 11 mit einem δ^{18}O-Wert von -9,8 ‰ dürfte auf eine Mischwasserprobe mit rezentem Niederschlag zurückzuführen sein. Eine weitere Bohrung nach Schwefelwasser erfolgte am Sandeck (Illmitz-3; **Gastrina**). Nach TAUBER (1963: 797) wies das stark alkalische Schwefelwasser der „Gastrina“ mit ~2.300 mg/L Natrium, ~700 mg/L Chlorid, >600 mg/L Sulfat und ~2.100 mg/L Hydrogenkarbonat eine ähnliche Ionenbilanz auf wie das Wasser der Sulfina. Die Filterstrecken der beiden Bohrungen Illmitz-2 und Illmitz-3 sind nicht dokumentiert, es dürfte sich nach GOLDBRUNNER (1993b: 233) aber, ebenso wie bei der Sulfina, um oberflächennahe Aquifere in quartären Sanden und Kiesen gehandelt haben. Das alkalische Schwefelwasser der Gastrina wurde bei Magenentzündungen empfohlen (ANONYM, 1999).

In **Podersdorf am See** wurde ein im Jahr 1961 abgeteufter Bohrbrunnen in vermutlich quartären Sanden und Tonen von 11-11,40 m verfiltert. Bei einer Absenkung des hoch konzentrierten Grundwassers von 2,6 auf 6,5 m unter Gelände wurden 0,15 l/s gefördert (SCHMID, 1970: 57). Das Brunnenwasser, das zeitweise auch als Versandheilwasser abgefüllt wurde, führte nach TAUBER (1963: 797; vgl. GOLDBRUNNER, 1993b: 233) ~5.500 mg/L Natrium, >2.600 mg/L Chlorid, nahezu 3.000 mg/L Sulfat und >5.500 mg/L Hydrogenkarbonat. Mit dieser Konzentration zählte das Brunnenwasser im Quartär von Podersdorf am See zu den damals am höchsten konzentrierten Grundwässern im Gebiet des Neusiedler Sees.

In den Bereich der Wässer in quartären Ablagerungen zwischen Illmitz und Podersdorf am See fallen auch jene drei **Brunnenwässer** zwischen Lange Lacke und Oberer Stinkersee, die TAUBER (1963: 803; 1965: 274) wegen ihres erhöhten Natriumgehaltes von 230 bis 420 mg/L, bei Chloridwerten von 31 bis 123 mg/L, analog zu den degradierten Kalisäuerlingen (von Rust), als „degradierte Natron-Säuerlinge“ bezeichnete. TAUBER (1965) bezeichnete die im Bereich der Zickseen, namentlich nördlich von Illmitz in den Bohrungen Illmitz-1, Illmitz-2 und Illmitz-3, angetroffenen hochalkalischen Schwefelwässer und hochalkalischen Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer als „connate waters quartärer Salzsee-Sedimente“. Die relativ hohen Chloridgehalte von ~700 mg/L bis über 2.600 mg/L in diesen Grundwässern führte TAUBER (1965: 299) konsequenterweise auf die Aszendenz mariner Tiefengrundwässer zurück. Aufgrund der genauen lithologischen Beschreibung der quartären „Salzsee-Sedimente“ zwischen Illmitz und Podersdorf am See können diese heute dem salzführenden Horizont der Illmitz-Formation zugeordnet werden. TAUBER (1965: 293) interpretierte diesen Horizont bereits richtigerweise als Ablagerung des Riß/Würm-Interglazials und bezeichnete die Salzsee-Sedimente als Ablagerungen eines sulfatischen Sodasees und damit als Vorläufer des Neusiedler Sees im Riß/Würm-Interglazial. Dieser Horizont bildete nach TAUBER (1965:

292) auch das Substrat für die am Schwefelkreislauf beteiligten Schwefelbakterien, von denen 33 Arten identifiziert wurden, darunter *Desulfovibro desulfuricans.* Nachgewiesen wurde auch die Gattung Sulfomonas, die Kohlendioxyd aus Hydrogenkarbonaten und sogar Karbonaten assimilieren kann. Die Hydrogensulfid-Ionen entstanden durch Desulfurikation von Sulfaten und durch das freie Karbonation sind diese Grundwässer hoch alkalisch. Die hohe Alkalität der Grundwässer begünstigte die kolloidale Lösung von Humussäuren, weswegen die Grundwässer hell-gelblich bis blass-bräunlich gefärbt sind. Wie für die hoch mineralisierten Lackenwässer führte TAUBER (1965: 297) daher auch die Versalzung der erwähnten Grundwässer zwischen Illmitz und Podersdorf am See auf mehrere Faktoren zurück. Seiner Meinung nach bildete sich die Salzanreicherung teils aus Verwitterungslösungen (anstehender Gesteinsformationen) und teils aus dem subfossilen Salzhorizont des Riß/Würm-Interglazials, sowohl unter Beteiligung „konnater“ Wässer des oberen sulfatischen Mineralwasserstockwerkes als auch geringer Mengen aszendierter Grundwässer aus dem tieferen Mineralwasserstockwerk.

Östlich des Seedammes wurden nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 82, 83, 87) in lokalen Grundwasserkörpern in nur wenigen Metern Tiefe durch ^{14}C-Analysen eiszeitliche Grundwässer nachgewiesen (Abbildung 2B). Die Isotopendaten der bei den Handbohrungen in der Seerandzone bis ~3 m Tiefe entnommenen (nicht ^{14}C-datierten) Wasserproben (TU 1 bis TU 8) weisen ebenso große Unterschiede auf wie jene der Aufschlußbohrungen BL 821 bis BL 825 nördlich Podersdor am See bis 20 m Tiefe, was nach BOROVICZÉNY et al. (1983: 9), RANK (1986: 175) und BOROVICZÉNY et al. (1992: 83) auf einen uneinheitlichen, nicht zusammenhängenden und teilweise lokal gespannten, oberflächennahen Grundwasserhorizont hinweist.

Die bis zu 10 m tiefen Bohrungen und Brunnen in der Seerandzone zwischen Illmitz und Podersdorf am See erschließen nach der Mächtigkeitskarte der „Seewinkelschotter“ von TAUBER (1959a: 22) größtenteils Grundwässer in quartären Ablagerungen, eine Grundwasserführung in oberstpannonen Ablagerungen ist jedoch nicht auszuschließen. Nach BOROVICZÉNY et al., 1983: 82) sind dies die westlich Podersdorf (P) und Illmitz (I) gelegenen Grundwässer der Probenahmestelle BL P3 in 0-13 m Entnahmetiefe (ET) mit einer mittleren Verweilzeit (MVZ) von 7.800 Jahren, der Sonde BL P2 (ET: 2-11 m; MVZ: 16.650 Jahre), der Sonde BL I3 (ET: 0-12 m; MVZ: 14.100 Jahre), der Sonde BL I2 (ET: 0-8 m; MVZ: 17.350 Jahre) sowie der Sonde Illmitz BL 11 (ET: 0-2 m; MVZ: 5.300 Jahre) und der Sonde Illmitz BL 13 (ET: 0-12 m; MVZ: 14.100 Jahre; alle ^{14}C-Alter mit einer Anfangskonzentration von 85 % modern).

Fazit: Östlich des Seedammes wurden von BOROVICZÉNY et al. (1992: 82, 83, 87) in lokalen Grundwasserkörpern in nur wenigen Metern Tiefe durch ^{14}C-Analysen eiszeitliche Grundwässer nachgewiesen. Da eine Migration salinarer Tiefengrundwässer in oberpannone Aquifere von Rust und Mörbisch am See in Betracht gezogen werden muss, kann eine sekundäre Versalzung oberpannoner Aquifere durch aszendierte salinare Grundwässer nicht ausgeschlossen werden. Prinzipiell könnten aber ähnliche Verdunstungsprozesse, wie sie im letzten Interglazial zur Ausbildung des salzführenden Horizontes geführt haben auch bereits im oberen Pannonium zur Salzanreicherung in kaspibrackischen Restsenken östlich des Ruster Höhenzuges geführt haben.

8.3.5.2 Konzentrierte Grundwässer in schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken

Die Auswertung der hydrochemischen Analysen von schwebenden Grundwasserkörpern A1x des Seewinkels zeigt, dass die Natrium- und Chloridkonzentration innerhalb der in ein bis zwei Meter unter dem Lackenboden erbohrten Grundwässer auf kurze Distanz um das Drei- bis Zwanzigfache variieren kann. Auffällig ist die hohe Ionenkonzentration im tonreichen Profil ID 259 im Südwesten des Oberen Stinkersees (Abbildung 21; Tabelle 4). Bei einer elektrischen Leitfähigkeit von >25 mS/cm erreicht der Natriumwert ~8.700 mg/L, der Chloridwert fast 2.000 mg/L, der Sulfatwert >5.800 mg/L, der Nitratwert knapp 13.500 mg/L und der (berechnete) Hydrogenkarbonatwert 1.550 mg/L. Die höchste Salinität wurden im Untergrund des Südlichen Silbersees (ID 310; 66,7 mS/cm) angetroffen. Der Natriumwert mit 26.500 mg/L übertrifft mehr als doppelt jenen des Meerwassers mit 35 ‰ (3,5 %) Salzgehalt, der Chloridgehalt erreicht mit rund 1.000 mg/L jedoch nur etwa ein Zwanzigstel der durchschnittlichen Meerwasserkonzentration (Abbildung 16). Der (berechnete) Hydrogenkarbonatgehalt erreichte nahezu 66.000 mg/L. Die Chloridgehalte der untersuchten Grundwässer unter den Salzlacken schwanken somit zwischen 7 mg/L und ~2.000 mg/L (Tabelle 4), erreichen aber nicht mehr den von TAUBER (1963: 797) angegebenen Wert von >2.600 mg/L im Brunnenwasser von Podersdorf am See. Die Verhältniswerte von Natrium/Chlorid der analysierten schwebenden Grundwässer liegen alle >1,0 und alle Verhältniswerte von Chlorid/Sulfat sind <1,0. Nach den Kriterien von WURM (2000: 98; siehe Kapitel 2.3.3.1) handelt es sich daher bei allen Grundwässern der Tabelle 4 um oberflächennahe Grundwässer und nicht um migrierte chloridreiche Tiefengrundwässer. Je nach der lateralen und vertikalen Permeabilität der Aquifere gelangen nach den hydrogeologischen Modellvorstellungen in Kapitel 6 (Abbildung 29) bei hohem Grundwasserstand Salzlösungen in das umgebende Grundwasserstockwerk A1 und bei niedrigem Grundwasserstand durch Kapillarhub in die Lackenwässer. Damit entsprechen Chemismus und Konzentration der Lackenwässer im Wesentlichen der Ionenzusammensetzung und Konzentration der Grundwässer unter den Salzlacken. Einen Vergleich der Natrium- und Chloridkonzentration der Salzlackenwässer, die in den 1950er Jahren gemessen wurde, zeigt Abbildung 39.

Der regionale Vergleich der elektrischen Leitfähigkeit erbohrter Grundwässer unter Salzlacken in Abbildung 27 zeigt in Verbindung mit den Profilaufnahmen, dass hohe Salzkonzentrationen von 10 mS/cm bis 70 mS/cm an schluffig-tonige Ablagerungen der Illmitz-Formation gebunden sind. Im Vergleich dazu wurden elektrische Leitfähigkeiten von 1 mS/cm bis 9 mS/cm in Grundwässern kiesig-sandiger Aquifere gemessen, was auf deren bessere Anbindung an das oberste Grundwasserstockwerk (A1) und damit bessere Durchströmung der lokalen Grundwasserkörper (A1x) zurückzuführen ist.

Der Lithologie der zwei Meter tiefen Bohrprofile am Ostrand des Neusiedler Sees zwischen Neusiedl am See und Gols (BOROVICZÉNY et al., 1992: 89) entsprechend, handelt es sich bei der Wechsellagerung sandiger, schluffiger, toniger und kiesig-sandiger Ablagerungen ebenfalls um quartäre Ablagerungen der Illmitz-Formation. In den Profilen der Bohrungen HB 12 und HB 13 war durch die Zunahme des Tritium-Gehaltes in den Porengrundwasserhorizonten eine Zunahme des Wasseralters mit der Tiefe zu erkennen. In Bohrung HB 15 wurde in ca. 1,7 m Tiefe ein lokaler Grundwasserspiegel erreicht, der in der nahe gelegenen Handbohrung HB 12 fehlte. Die Wasseralter an der Basis dieser Flachbohrungen wurden auf etwa 20 bis 30 Jahre geschätzt (DEÁK et al., 1989: 55). An der Verschiebung des $^{2}H/^{18}O$-Verhältnisses – charakterisiert durch den Deuteriumexzess ($d = \delta^{2}H - 8 * {}^{18}O$) – sind deutlich die oberflächennahen Verdunstungsprozesse zu erkennen (DEÁK et al., 1989: 55).

Wie aus Tabelle 5 und Abbildung 17 ersichtlich, wurden auch zahlreiche schwebende Grundwasserkörper unter den Salzlacken isotopisch durch Verdunstungsprozesse beeinflusst. So beträgt der $\delta^{18}O$-Wert für das Grundwasser unter dem Xixsee (ID 123) -4,95 ‰ und für das Grundwasser unter der Arbesthaulacke (ID 90) -3,58 ‰. Bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 4,68 mS/cm weist das Grundwasser zwischen der Lange Lacke und der Wörtenlacke (ID 250) mit einem $\delta^{18}O$-Wert von -3,74 ‰ ebenfalls auf stärkere Verdunstung hin. Im Gegensatz zu diesen Beispielen wurde das Grundwässer unter der Lange Lacke lokal auch stärker von Niederschlagswässern beeinflusst (ID 126: -9,28 ‰; ID 261: -9,52 ‰), wie schon BELOCKY et al. (1998) dokumentiert haben (siehe Abbildung 3).

Fazit: In der vorliegenden Studie wird erstmalig die Verbreitung hoch mineralisierter Grundwässer in schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken belegt, welche die Mineralisierung der Salzlacken verursachen. Die Anreicherung der schweren Isotope des Wasserstoffs und Sauerstoffs in den Wässern der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken weist auf Verdunstungserscheinungen hin. Ausnahmen bilden das an leichten Isotopen stark angereicherte Grundwasser unter der Illmitzer Zicklacke (ID 243) sowie ein weiterer schwebender Grundwasserkörper unter der Illmitzer Zicklacke (ID 298), der – ebenso wie unter der Lettengrube (ID 313) – Niederschlagswässer (ohne erkennbare Verdunstungserscheinungen) enthält. Eine Erklärung dafür wird im Kapitel 8.3.6 gegeben. Die Ionenkonzentration der Hydrogenkarbonat-haltigen Grundwässer unter den Salzlacken ist sehr unterschiedlich, sowohl für die schwebenden Aquifere unter einer Salzlacke als auch jene unter benachbarten Salzlacken (Kapitel 5.4.1). Der relativ hohe Chloridgehalt in den Schwefel- und Natriumwässern der Kiessande das Riß/Würm-Interglazials, den TAUBER (1965: 293) auf aszendierte Tiefengrundwässer zurückführte, lässt sich, vergleichbar mit der Entstehung des salzführenden Horizonts, auf eine Verdunstung von Oberflächenwässern in einer klimatisch wärmeren Periode zurückführen. Die überwiegend an feinklastische Ablagerungen der quartären Illmitz-Formation gebundene hohe Ionenkonzentration der Grundwässer in schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken des Seewinkels kann somit als „missing link“ zwischen der Salinität des primär salzführenden Horizontes und den Lackenwässern der Salzlacken bezeichnet werden.

8.3.5.3 Die Lackenwässer der Salzlacken

Saisonal kann sich in Abhängigkeit von Tagesverlauf, Niederschlag und Verdunstung die Ionenkonzentration der Salzlacken des Seewinkels stark ändern. Dies kommt besonders in einem Vergleich niedriger und hoher Chlorid- und Natriumwerte in Lackenwässern der Jahre 1957 und 1958 nach KNIE (1959b) sowie im Jahr 1962 nach KNIE & GAMS (1962) zum Ausdruck (Abbildung 39).

Vergleichsweise gering blieben wegen des großen Wasservolumens die saisonalen Schwankungen der Ionenkonzentration des **Neusiedler Sees**, die KNIE (1959a) für das Jahr 1958 in Podersdorf mit ~240 bis 380 mg/L Natrium und ~120 bis ~200 mg/L Chlorid ermittelte. Im Gegensatz zum Neusiedler See gibt es keine natürlichen oberirdischen Zuflüsse in die Salzlacken. Während der Natriumwert der **Fuchslochlacke** im März 1957 mit ~1.150 mg/L und jener von Chlorid mit ~160 mg/L gemessen wurde (KNIE, 1959b), betrug der Natriumwert der Fuchslochlacke im Juli desselben Jahres ~3.200 mg/l und der Chloridwert >500 mg/L. Das bedeutet eine Konzentrationszunahme durch Verdunstung um nahezu das Dreifache. Ende August 1962 wurde von KNIE & GAMS (1962: 100) in der Fuchslochlacke sogar ein Natriumwert von >11.000 mg/L gemessen (wobei Angaben über den Chloridwert fehlen), was gegenüber dem im März des Vorjahres gemessenen Natriumwert von ~1.150 mg/L einer Konzentrationserhöhung um das Zehnfache entsprach. Ähnlich verhielt sich auch der Trend

der Konzentrationszunahme des Lackenwassers der **Halbjochlacke** im Jahr 1958. Im März 1958 entsprach einem Natriumwert von >1.800 mg/L ein Chloridwert von >200 mg/L, während in der 2. Junihälfte 1958 der Natriumwert auf über 3.300 mg/L und der Chloridwert auf ~500 mg/L anstieg, was einer Verdopplung der Ionenkonzentration gleichkam. Ende August 1962 wurde nach KNIE & GAMS (1962: 100) in der Halbjochlacke ein Natriumwert von 15.600 mg/L gemessen, was im Vergleich mit dem Vorjahreswert vom Juni mit ~1.800 mg/L immerhin noch einer Konzentrationszunahme um das Achtfache entsprach.

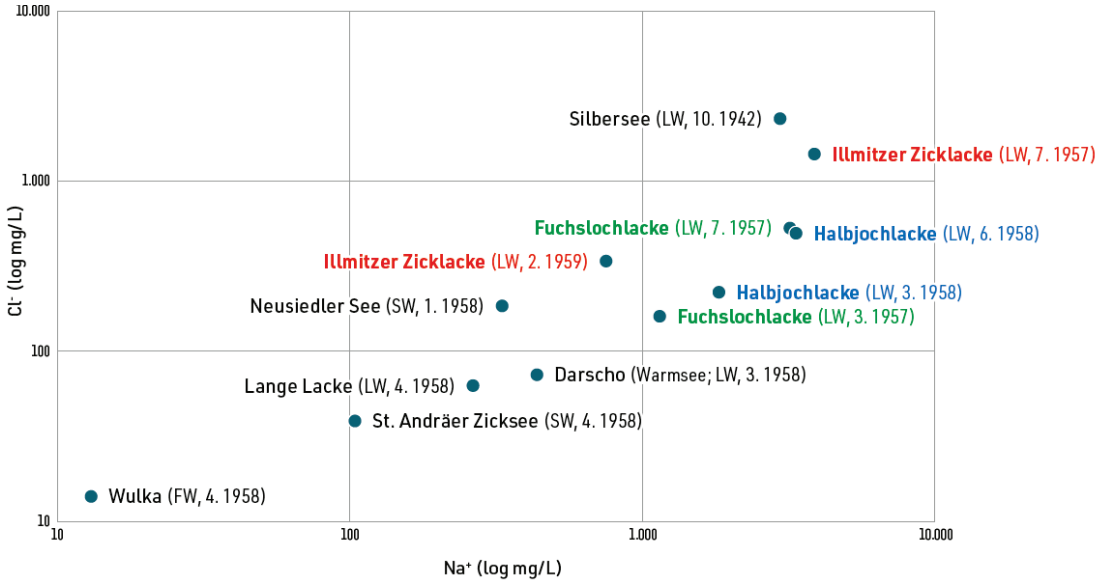

Abb. 39: Konzentrationsdiagramm Natrium/Chlorid der Wulka (FW = Flusswasser) und des Neusiedler Sees (SW = Seewasser) im Vergleich mit Oberflächenwässern ausgewählter Zicklacken (LW = Lackenwasser) des Seewinkels nach SCHROLL (1959) und KNIE (1959b).

Noch stärker fiel die Natrium-Anreicherung in der **Darscholacke** aus. So betrug nach KNIE (1959b: 122) der Natriumwert des Oberflächenwassers dieser Lacke in der Probe vom 5. August 1958 ~600 mg/L und der Chloridwert 100 mg/L. Nach einer Trockenperiode und einer Probenahme am 28. August 1962 betrug die Natriumkonzentration nach KNIE & GAMS (1962: Tab. 9), ohne Angabe des entsprechenden Chloridwertes, >11.800 mg/L, was fast einer Steigerung um das Zwanzigfache entsprach. Der Trend dieser saisonalen Konzentrationsänderungen ist auch deutlich im Natrium-Chlorid-Diagramm für die **Fuchslochlacke**, die **Halbjochlacke** und die **Illmitzer Zicklacke** ersichtlich (Abbildung 39).

Von nicht perennierenden Zicklacken beschrieb TAUBER (1965: 296) die Mineralien weißer Salzausblühungen. Es waren dies neben etwas Kochsalz, Kalziumkarbonaten und Magnesiumkarbonaten vor allem ein Gemisch der Sulfate und Karbonate des Natriums, wie Thenardit (Natriumsulfat), Soda (Natriumkarbonat) und Trona (Natriumhydrogenkarbonat). Bei Vergleichsmessungen der Wässer von noch nicht ausgetrockneten Salzlacken des westlichen Seewinkels am 5. September 2008 variierte nach GÖTZINGER & PRISTACZ (2009) die elektrische Leitfähigkeit zwischen 6,58 mS/cm (Illmitzer Zicklacke) und 28,9 mS/cm (Oberer Stinkersee). In einer systematischen Untersuchung der Salzminerale wiesen CSAPLOVICS (2014) und CSAPLOVICS et al. (2018) in den Salzlacken des Seewinkels neben Halit (Kochsalz) und Sylvin (Kaliumchlorid) zahlreiche weitere Mineralphasen nach. Dass die Salzlacken keine einheitliche Salinität aufweisen, ist lange bekannt. In einigen Lacken dominiert Sulfat, in anderen herrscht (Hydrogen-) Karbonat vor.

Fazit: Die Salzausblühungen auf ausgetrockneten Lackenböden entsprechen dem Pauschchemismus der unter den Salzlacken befindlichen schwebenden Grundwasserkörper. Sie spiegeln damit generell den Chemismus der während des Riß/Würm-Interglazials verdunsteten Wässer wider, deren Salze im salzführenden Horizont angereichert wurden. Die ganz unterschiedlichen Werte von Deuterium und Sauerstoff-18 in den schwebenden Grundwässern werden im folgenden Subkapitel diskutiert.

8.3.6 Zur Interpretation der Werte von Deuterium und Sauerstoff-18 in den schwebenden Grundwasserkörpern

Wie im hydrogeologischen Kapitel 2.3.2 erläutert, gelang in den 1990er-Jahren der Nachweis, dass österreichische Tiefengrundwässer im Seewinkel durch eiszeitliche Niederschlagswässer geflutet worden sind (BOROVICZÉNY et al., 1992). Von den Effekten der Isotopenfraktionierung des Niederschlags, nämlich: Kontinentaleffekt, Mengeneffekt, Höheneffekt, jahreszeitlicher Effekt, Breiteneffekt und Temperatur-/Klimaeffekt (MOSER & RAUERT, 1980; CLARK & FRITZ, 1997; GEYH, 2000, MOOK, 2001: 74) konnte im Osten Österreichs der Kontinentaleffekt vernachlässigt werden. Wie schon im Kapitel 5.3 über die isotopenhydrologischen Untersuchungen von Grundwässern in quartären Ablagerungen der Umgebung des Neusiedler Sees angeführt, konnte wegen der geringen mittleren Höhenlage des Einzugsgebietes des Neusiedler Sees im Quartär der Höheneffekt für eine Isotopenfraktionierung ausgeschlossen werden. Der jahreszeitliche Effekt und der Verdunstungseffekt der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 wurden bei der Berechnung der langjährigen Mittel des Niederschlages der Messstationen und der Gewässer berücksichtigt (RANK et al., 2016). Folglich wurden Grundwässer mit δ^{18}O-Werten von -10,5 ‰ bis -12,0 ‰ als eiszeitliche meteorische Wässer interpretiert (RANK, 1986b: 111). Einzige Ausnahme bildeten die ufernahen Quellen bei Purbach, die durch Winterniederschläge aus dem Leithagebirge gespeist wurden (RANK, 1986a: 177). Im jüngsten Neogen gelangten jedoch nach HÄUSLER (2010: 88) – vor der Entstehung der quartären Mitterndorfer Senke – Fließgewässer aus dem auch ehemals ~1.700 bis 2.000 Meter hoch gelegenen Einzugsgebiet zwischen „Hochwechsel“ und „Schneeberg“ in das damalige Gebiet des Seewinkels. Erst am Ende des Pannoniums kam es – vermutlich im Plio-/Pleistozän – zwischen Rosaliengebirge und Leithagebirge zur Ausbildung einer Wasserscheide zwischen den Quartärablagerungen der Mitterndorfer Senke und dem Becken des Neusiedler Sees. Dadurch entwässerten die Paläo-Pitten und Paläo-Schwarza nur mehr in Richtung Donau und die Paläo-Wulka entstand im ehemaligen Unterlauf der Paläo-Pitten mit einem stark verkleinerten und deutlich niedriger gelegenen Einzugsgebiet.

Wie in Kapitel 5.4 über die bis drei Meter tiefen hydrogeologischen Profile des Seewinkels angeführt, wurden in isolierten Grundwasserkörpern unter den Salzlacken sowohl δ^{18}O-Werte ermittelt, die mit dem langzeitlichen Jahresmittel aktueller Niederschläge vergleichbar sind als auch relativ niedrige und relativ hohe δ^{18}O-Werte (Tabelle 5). Der in der Bohrung ID 280 angetroffene Grundwasserkörper unter der Illmitzer Zicklacke (Abbildung 19) mit einem δ^{18}O-Wert von -9,56 ‰ kann ebenso wie das Quellwasser des Thomasbrunnens südöstlich Podersdorf mit einem δ^{18}O-Wert von -9,16 ‰ als aktuelles Niederschlagswasser interpretiert werden, für das RANK (1986a: 171) in den 1980er Jahren einen Jahresmittelwert von -9,5 ‰ angab. Sowohl für den Grundwasserkörper unter der Illmitzer Zicklacke, der in Profil ID 280 in 2,4 m Tiefe angetroffen wurde als auch für das Quellwasser des Thomasbrunnens beträgt der Deuteriumexzess (d) etwa +5 ‰ und gibt somit keinen Hinweis auf Verdunstung. Weitere Beispiele für Grundwässer unter Salzlacken, deren δ^{18}O-Werte mit dem Jahresmittel des Niederschlagswertes von -9,5 ‰ vergleichbar

sind, wurden in den Bohrungen ID 313 der Lettengrube (δ^{18}O-Wert: -9,16 ‰, d = +4,77 ‰; Abbildung 22) und in der Bohrung ID 261 der Lange Lacke (δ^{18}O-Wert: -9,52‰, d = +6,09 ‰) angetroffen.

In den isolierten Grundwasserkörpern unter dem Südlichen Silbersee (ID 302, ID 303, ID 310; Abbildung 20) variieren die δ^{18}O-Werte zwischen -1,94 ‰ und -3,36 ‰ und der Deuteriumexzess zwischen -10,99 ‰ und -16,32 ‰, was auf starke Verdunstungserscheinungen hinweist. Vergleichbare Werte wurden im Grundwasser unter der Arbesthaulacke südöstlich Apetlon angetroffen (ID 090; δ^{18}O-Wert -3,58 ‰; d = -12,08 ‰). In einigen Bohrungen der Illmitzer Zicklacke (ID 296, ID 297, ID 298; Abbildung 19) variieren die δ^{18}O-Werte der Grundwässer zwischen -4 ‰ und -4,8 ‰ und der Deuteriumexzess variiert zwischen -3 ‰ und -6 ‰, was wiederum auf Verdunstungserscheinungen zurückzuführen ist. Vergleichbare Werte wie für Grundwässer unter der Illmitzer Zicklacke wurden für Grundwässer unter dem Albersee westlich Illmitz (ID 295; δ^{18}O-Wert -4,04 ‰; d = -6,39 ‰), unter dem Xixsee nordöstlich Apetlon (ID 123; δ^{18}O-Wert -4,95 ‰; d = -4,03 ‰), unter der Oberen Hölllacke (ID 287, Abbildung 23; δ^{18}O-Wert -5,19 ‰; d = -3,23 ‰), unter der Podersdorfer Lacke (ID 273, Abbildung 24; δ^{18}O-Wert -5,02 ‰; d = -3,14 ‰) und unter der Kühbrunnlacke (Abbildung 25; ID 275: δ^{18}O-Wert -4,92 ‰; d = -3 ‰; ID 267: δ^{18}O-Wert -5,92 ‰; d = -3,58 ‰) berechnet. Die Verdunstungserscheinungen in diesen lokalen Grundwasserkörpern entsprechen nach dem Deuteriumexzess größenordnungsmäßig jenen, die in ehemaligen Baggerseen bei Frauenkirchen (Probenahme August 2013; ID 117, ID 118; δ^{18}O-Werte -4,90 ‰ und -4,70 ‰; d = -5,05 ‰ und -5,78 ‰) sowie im Neusiedler See bei Rust (Beprobung August 2010; ID 164; δ^{18}O-Wert -2,82 ‰; d = -6,61 ‰) ermittelt wurden. Wie in einigen schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken ließen auch die δ^{18}O-Werte lokaler Grundwässer in den Handbohrungen der östlichen Seerandzone des Neusiedler Sees, wie beispielsweise HB 12 bei Podersdorf und HB 13 bei Illmitz deutliche Verdunstungserscheinungen erkennen (RANK, 1986a: 175; DEÁK et al., 1989: 59; BOROVICZÉNY et al., 1992: 89). Die δ^{18}O-Werte in der Wassersäule von HB 12 belegen, dass ab 30 cm Tiefe keine Fraktionierung der stabilen Isotope durch Phasenumwandlung des Grundwassers in Wasserdampf stattfindet. Folglich können auch die höheren δ^{18}O-Werte und der negative Deuteriumexzess der lokalen Grundwasserkörper unter den Salzlacken nur auf einen Zufluss subaerisch stark verdunsteter Lackenwässer beziehungsweise auf an schweren Isotopen angereicherte Sommerniederschläge (RANK et al., 1991: 118) zurückgeführt werden. Im Gegensatz zu Verdunstungserscheinungen, die in Baggerseen und im Neusiedler Sees auftreten, kann es sich bei den schwebenden Grundwasserkörpern A1x in der ungesättigten Zone somit nicht um eine in situ-Verdunstung unter dezimeter- bis metermächtigen tonig-schluffigen Ablagerungen der Illmitz-Formation handeln.

Unter der Illmitzer Zicklacke wurde in der Nähe der oben beschriebenen Grundwässer mit höheren δ^{18}O-Werten und negativem Deuteriumexzess in der Bohrung ID 243 (Abbildung 19) in einer Tiefe von 1,2 m unter GOK auch ein Grundwasserkörper mit einem δ^{18}O-Wert von -10,66 ‰ und einem Deuteriumexzess von +9,96 ‰ angetroffen. Ein derart niedriger δ^{18}O-Wert kann einerseits als eiszeitliches meteorisches Wasser und andererseits als aktueller Winterniederschlag interpretiert werden, da die langjährigen Monatsdurchschnittswerte nach RANK et al. (1991: 118) in der Sammelstation Podersdorf von November bis April zwischen -10 ‰ und -14 ‰ variieren. Der δ^{18}O-Wert des Grundwasserkörpers von ID 243 von -10,66 ‰ ist größenordnungsmäßig sehr gut mit δ^{18}O-Werten von lokalen Grundwasserkörpern der Handbohrungen am Ostrand des Neusiedler Sees von BOROVICZÉNY et al. (1983: 9) vergleichbar, in denen δ^{18}O-Werte von -10,11 ‰ (Bohrung TU 3) und -11,64 ‰ (Bohrung TU 6) berechnet wurden (vgl. BOROVICZÉNY

et al., 1992: 83). Eine ^{14}C-Datierung des Grundwassers unter der Illmitzer Zicklacke (ID 243) ist jedoch noch ausständig.

Fazit: Alle von BOROVICZÉNY et al. (1992: 83) und BOROVICZÉNY et al. (1983: 9) angeführten Bohrungen in der östlichen Seerandzone erschließen oberflächennahe Grundwasserkörper, deren Flurabstand nach BOROVICZÉNY et al. (1992: 69) unter zwei Metern beträgt und die in den Grundwassercluster-1 mit Schwankungen des Grundwasserstandes von weniger als einem Meter fallen. In schwebenden Grundwasserkörpern unter den Salzlacken wurden sowohl $\delta^{18}O$-Werte ermittelt, die mit dem langzeitlichen Jahresmittel aktueller Niederschläge vergleichbar sind, als auch relativ sehr hohe $\delta^{18}O$-Werte, die auf das Einsickern verdunsteter Lackenwässer hinweisen. Eine eindeutige Interpretation des sehr niedrigen $\delta^{18}O$-Wertes im isolierten Grundwasserkörper ID 243 unter der Illmitzer Zicklacke – Winterniederschlag oder doch eiszeitliches Restwasser – ist ohne ^{14}C-Datierung nicht möglich. Die Isotopenwerte der in Flachbohrungen unter den Salzlacken angetroffenen Grundwässer weisen große Unterschiede auf, was in Verbindung mit den unterschiedlichen pH-Werten und elektrischen Leitfähigkeitswerten sowie der unterschiedlichen Hydrochemie gegen einen einheitlichen und zusammenhängenden oberflächennahen Grundwasserhorizont spricht. Folglich wurden in dieser Zone auch keine Messstellen nach der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) eingerichtet. Im anschließenden Diskussionskapitel wird nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen im Seewinkel noch die Entstehung der Salzlacken diskutiert.

8.4 Entstehung der Salzlacken im Seewinkel

BOROS (2013: 38ff.) beschrieb in Ungarn neben der Salzlackenbildung in ausgewehten Senken („deflation beds“) jene durch Lösungserscheinungen in lössähnlichen Sedimenten („suffosion“). Weitaus am häufigsten tritt jedoch die Lackenbildung in pleistozänen und holozänen alluvialen Ablagerungen der Flüsse Donau, Theiß und Maros auf, die als „steppe pan beds“ bezeichnet werden. Wohl in Anlehnung an die von RIEDL (1965) aufgestellte Pingo-Hypothese wurden von SÜMEGI & BOROS (2013b: 33): ”*According to certain theories*, ...” auch im Hanság kleine Salzlacken als ”Pingo origin soda pans” beschrieben.

Da die Pingo-Hypothese in der Literatur und im Internet immer noch gerne zitiert wird, werden hier nochmals die Argumente zusammengefasst, warum sie heute als obsolet zu bezeichnen ist. Wie kam es zu dieser tradierten Vorstellung? Vergleicht man beispielsweise Satellitenbilder von Permafrostgebieten der arktischen Tundra mit dem farbkodierten Laser-Höhenmodell des Seewinkels, so gleichen die ovalen bis rundlichen Salzlacken auffällig den Permafrostseen kollabierter Eislinsen des hohen Nordens. Die zuletzt wieder von TRIEBL & WEGLEITNER (2016: 123) abgebildeten, spektakulären Eisaufbrüche in der Tundra veranlassten schon RIEDL (1965) frühzeitig, die rundlichen Salzlacken des zentralen Seewinkels als kollabierte Pingos zu bezeichnen. Die Anlage der Salzlacken des zentralen Seewinkels geht nach dieser Hypothese auf die Entstehung von Eislinsen in den Seewinkelschottern zurück, nach deren Kollabieren Feinsedimente oberflächliche Senken aufgefüllt haben sollen. Da rezent keine schmalen und länglichen Pingos bekannt waren, interpretierte Helmut Riedl die Salzlacken des westlichen Seewinkels als jüngere Lacken-Generation, die er als abgeschnürte Lagunen (= Haffe) eines Paläo-Neusiedler Sees bezeichnete (RIEDL, 1965). Die Profilaufnahmen von Flachbohrungen in Salzlacken des Seewinkels in Kapitel 5.1 haben jedoch gezeigt, dass die Lacken sowohl im westlichen als auch im zentralen Seewinkel von Sedimenten unterlagert werden, die lateral und vertikal einem raschen lithologischen Wechsel unterliegen. Die feinklastischen Lockergesteinsböden unter den Salzlacken entstanden somit nicht in Kiesen als Ablagerungen rundlicher Seen, die sich nach einem

Kollaps von Eislinsen gebildet hatten, sondern wurden primär als feinkörnige fluviatile Sedimente der Illmitz-Formation abgelagert. Bei diesen Überlegungen ist somit auch die zeitliche Anlage der Salzlacken zu berücksichtigen. Für die Lackenbildung des zentralen Seewinkels nach der Pingo-Hypothese wird das Kollabieren von Eislinsen im auftauenden Permafrostboden mit nachfolgenden Seeablagerungen während einer spätglazialen oder postglazialen Wärmephase angenommen, was der stratigraphischen Einstufung der Salzlacken-Sedimente widerspricht. Auch wenn bisher nur relativ wenige ^{14}C-Datierungen von Pflanzenresten vorliegen, belegen sie in Bohrtiefen um 1,50 m eine lang dauernde Sedimentation von Tonen und Schluffen, sandigen Schluffen, feinkiesigen Schluffen, Grobsand und feinkiesigem Grobsand unter den Salzlacken im Zeitraum von ~37.000 bis ~8.000 Jahren BP (HÄUSLER et al., 2021: 10). Dabei handelt es sich beispielsweise um die Datierung von Pflanzenresten in Flachbohrungen in der Badelacke südlich von St. Andrä am Zicksee (~ 37.000 BP), in der Lettengrube südwestlich von Podersdorf (~12.000 BP) und in der Hölllacke südwestlich von Podersdorf (~8.000 BP), die eine Lacken-Sedimentation von der Würm-Eiszeit bis ins Holozän belegen (HÄUSLER et al., 2021: 9).

Fazit: Die Verbreitung aller Salzlacken im Seewinkel geht, wie schon erwähnt, auf die Ablagerung überwiegend feinkörniger fluviatiler Sedimente der Illmitz-Formation zurück. Eine Ablagerung der Lackensedimente in Mulden kollabierter großer oder kleinerer Eislinsen (Pingos oder Palsas) am Ende der Würm-Eiszeit nach TRIEBL & WEGLEITNER (2016) kann aufgrund der ^{14}C-datierten Lackenprofile ebenso ausgeschlossen werden wie eine Ablagerung in Thermokarstseen zur Zeit des letzten Gletschermaximums, wie dies von DRAGANITS et al. (2022) postuliert wird. Abschließend wird noch diskutiert, wie im Seewinkel aus den Salzböden Alkaliböden entstanden sind.

8.5 Theorie der Alkalibodenbildung

BERNHAUSER (1962: 154) hält eine Herkunft der Salzböden durch Eindampfung von Niederschlägen und Wasser der Wulka unter heutigen semi-humiden Verhältnissen, mit ~9,3° C mittlerer Jahrestemperatur und durchschnittlich 600 mm Niederschlag, für unwahrscheinlich. Er lässt jedoch dabei außer Acht, dass bei einem Eindampfungsfaktor von 14-28 beispielsweise der Salzgehalt des Neusiedler Sees nach SCHROLL (1959: 61) grundsätzlich durch Verdunstung des Wassers salzarmer Zuflüsse, wie beispielsweise der Wulka, erklärt werden kann. Außerdem kann die Herkunft der Halogenide des Neusiedler Sees aus den pannonischen Sedimenten des Wulka-Einzugsgebietes stammen. Wie oben angemerkt, führten SÜMEGI & BOROS (2013b) die Bildung von sodahaltigen Böden in der Großen Ungarischen Tiefebene auf eine warme und trockene Klimaphase (eines Würm-Interstadials) mit starker Verdunstung der Fließgewässer zurück. Ähnliche Verdunstungsprozesse werden ja auch für die Ablagerung des salzführenden Horizontes im Seewinkel angenommen (HÄUSLER et al., 2021). Auch wenn in Ostungarn keine neuen Untersuchungen zur Alkalibodenbildung vorliegen, erscheint nach SCHERF (1935) die Akkumulation von Sodasalzen in Gerinnen eines blauen, tonig-sandigen Leithorizontes in der warmen Klimaperiode des Riß/Würm-Interglazials als sehr plausibel. Obwohl SCHERF (1935) die Theorie der Alkalibodenbildung in einer zweisprachigen Arbeit der Ungarischen Geologischen Anstalt veröffentlichte (Abbildung 40), sind darüber bisher kaum Details bekannt geworden. Anhand einer Originalabbildung von SCHERF (1935: Tafel 1) wird diese Theorie nachfolgend kurz erläutert.

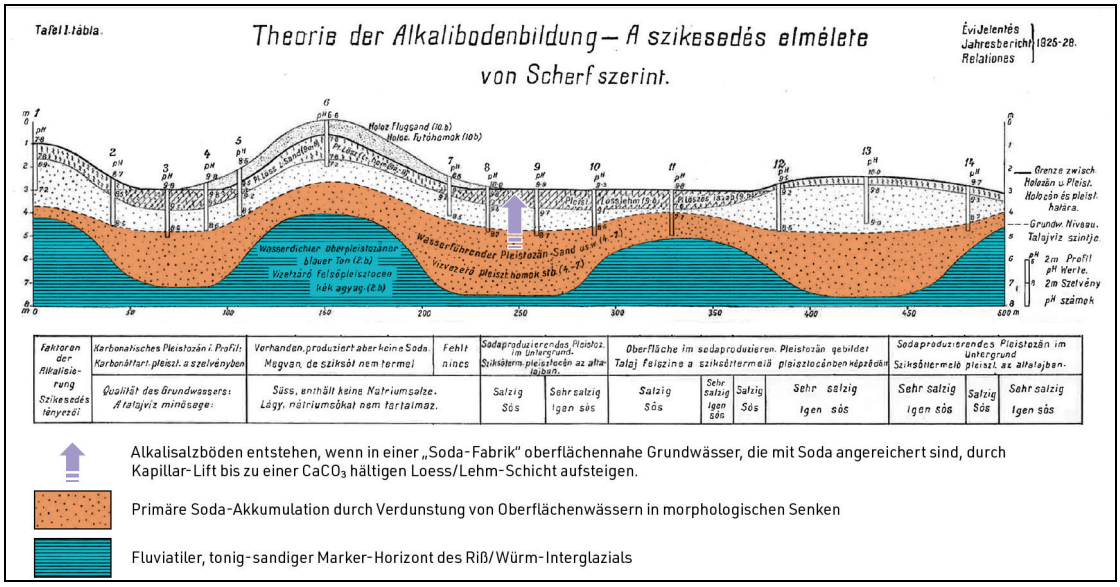

Abb. 40: Theorie der Alkalibodenbildung nach SCHERF (1935: Tafel 1).

Die Basis eines aus vielen Bohrprofilen östlich von Debrecen zusammengesetzten geologischen Profils bildet ein impermeabler, blauer oberpleistozäner Ton. Durch fluviatile Erosion entstand ein Relief aus Kuppen und Senken, das mit pleistozänen Sanden aufgefüllt wurde. In den mehrere Meter tiefen Mulden kam es durch Verdunstung von Oberflächengewässern zu einer Anreicherung von Natriumsalzen. Dadurch nahm auch der Salzgehalt des Grundwassers in den wannenartig vertieften Senken stark zu, was in den gering mächtigen Sandlagen über den morphologischen Kuppen nicht der Fall war. In der Folge wurden die grundwasserführenden Sedimente von karbonatreichem Löss und Lösslehm überlagert. Zur Bildung von Alkaliböden wie Solontschak und Solonetz kam es, als bei starker Verdunstung mit Natrium angereichertes Grundwasser in die karbonathaltige Deckschicht aufstieg, sodass Sodasalze entstehen konnten. Diesen Kapillarhub eines durch Natrium versalzten Grundwassers bis zur kalkführenden Löss- und Lösslehmschicht bezeichnete SCHERF (1935) als „Sodafabrik".

Fazit: Die Salzlacken des Seewinkels entstanden nach dem Ablagerungsmodell eines anastomosierenden Flusses (Abbildung 30) auf Überflutungsflächen („floodplains") zwischen den kanalisierten Fließgewässern. Vergleichbar mit der Entstehung eines salzführenden Horizontes im Riß/Würm-Interglazial in Ostungarn (SCHERF, 1935) dürften auch im Seewinkel geomorphologische und klimatische Verhältnisse geherrscht haben, die zum Aufstieg natriumhaltiger Grundwässer durch karbonatreiche Löss- und Lösslehmablagerungen und damit zur nachfolgenden Alkalibodenbildung geführt haben (HÄUSLER et al., 2021).

8.6 Resümee

In diesem Schlusskapitel werden die wichtigsten Ergebnisse der einzelnen Kapitel 8.1 bis 8.5 nochmals zusammengefasst (a-e). Anhand von ^{14}C-Datierungen und von Analysen stabiler Isotope in Grundwässern des Seewinkels wird noch einmal die frühere Aszendenz-Hypothese der heutigen Vorstellung eiszeitlich gespülter („geflushter") Tiefengrundwässer gegenübergestellt (a). In der Großen Ungarischen Tiefebene wurde postuliert, dass chloridreiche Tiefengrundwässer zur Versalzung des oberflächennahen Grundwassers und von Talböden geführt haben. Trotz einer Vielzahl von geophysikalischen und geochemischen Untersuchungen im Nationalpark von Kelemenszék überzeugt das

„Basement and basin origin of salts“-Konzept nicht (b). Daher wird vom Autor die quartäre Salzbodenentstehung in Ungarn ebenso nach der Verdunstungstheorie erklärt wie die Entstehung der Salzböden im Seewinkel im Riß/Würm-Interglazial (c). Die Vorstellung über die Entstehung der Alkaliböden im Seewinkel wurde wesentlich von der Theorie der in Ungarn publizierten Alkalibodenbildung beeinflusst (d). Die vorliegende Arbeit über die Hydrogeologie der schwebenden Grundwasserkörper unter den Salzlacken lässt jedoch die Frage nach der Herkunft besonders chloridreicher Porengrundwässer in den Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1 offen (e).

a) Höhenbedingt müssen für das Einzugsgebiet des Neusiedler Sees im Pannonium und im Quartär unterschiedliche **Isotopen-Fraktionierungsprozesse des Niederschlages** angenommen werden. Bis zum Ende des Pannoniums entwässerten Flüsse im Südlichen Wiener Becken und im Bereich des Neusiedler Sees ein durchschnittlich 2.000 m hohes Paläo-Einzugsgebiet (zwischen „Hochwechsel“ und „Schneeberg“). Mit der bruchtektonischen Einsenkung der Mitterndorfer Senke am Beginn des Pleistozäns bildete sich zwischen dem Südlichen Wiener Becken und dem Neusiedler See eine Wasserscheide aus und die durchschnittliche Höhe des neuen hydrologischen Einzugsgebietes zwischen Leithagebirge und Rosaliengebirge überstieg kaum mehr 700 m. Radiokarbondatierungen belegen für Grundwässer im Seewinkel mittlere Verweilzeiten von bis über 40.000 Jahren. Aufgrund der Interpretation der Isotopenfraktionierung durch den Temperatur-/Klimaeffekt werden in quartären Ablagerungen ^{14}C-datierte Grundwässer bzw. Grundwässer mit $\delta^{18}O$-Werten von -10,5 ‰ bis -12,0 ‰ als kaltzeitlich infiltrierte meteorische Wässer interpretiert. Theoretisch können jedoch Grundwässer in oberpannonen (pontischen) Ablagerungen sowohl eiszeitlichen als auch pannonen Ursprungs sein. In letzteren Fall müssten dann auch andere klimatische Verhältnisse berücksichtigt werden (vgl. LUEGER, 1979, 1980).

b) Eiszeitliche meteorische Wässer müssen somit durch einen mehrere 100 bis ~1.000 m mächtigen Schichtstapel von durchlässigen, halbdurchlässigen bis gering durchlässigen Aquiferen geflossen sein und die fossilen Porengrundwässer in neogenen Ablagerungen verdrängt und ersetzt haben. Eine derartige **Infiltration kaltzeitlich meteorischer Wässer** in tiefe neogene Aquifere erfordert damit genau jenen Fließvorgang in entgegengesetzter Richtung, wie er früher in der Aszendenz-Hypothese für aufsteigende Tiefengrundwässer postuliert wurde.

c) In der **Großen Ungarischen Tiefebene** wurde die Salzbodenbildung in den Flussniederungen zwischen Donau und Theiß durch Migration salzhaltiger Tiefengrundwässer beschrieben. Im **„Basement and basin origin of salts“-Konzept** wurde die Auspressung NaCl-haltiger Formationswässer aus 1.000 bis >2.000 m Tiefe entlang transpressiver Störungen postuliert. Die hydrochemischen Analysen oberflächennaher und tieferer Grundwässer im Bereich des Nationalparks von Kelemenszék belegen nach Auffassung des Autors aus folgenden fünf Gründen jedoch nicht das „Basement and basin origin of salts“-Konzept von SIMON et al. (2011). Erstens treten in der Großen Ungarischen Tiefebene keine Thermalwasserquellen aus, die eine hydrochemische Verbindung zu den konzentrierten Formationswässern der ungarischen Tiefbohrungen nahelegen würden. Zweitens liegen die Chloridwerte des Grundwassers in der 355 m tiefen Referenzbohrung Izsák Reference Saline (IRS) mit 370 mg/L größenordnungsmäßig im Bereich der Chloridwerte des regional obersten Aquifers. Auch wenn sich ein Tiefengrundwasser vom NaCl-Typ beim Durchströmen neogener Ablagerungen hydrochemisch verändert haben soll, sollte Chlorid in den so genannten “hydraulischen Fenstern” der Flussniederungen nicht mehr nur “sporadisch” enthalten sein. Drittens ist bekannt, dass die Tiefengrundwässer der Großen Ungarischen Tiefebene als eiszeitlich infiltrierte meteorische Wässer datiert worden sind. Daraus

ergibt sich eine zeitliche Diskrepanz zwischen der postpannonen, plio-/pleistozänen und bis heute andauernden hypothetischen Auspressung chloridreicher Tiefengrundwässer in die Donauniederung und einem durch Schwerkraft bedingten, abwärts gerichteten Fließen eiszeitlicher Niederschlagswässer bis in den präneogenen Untergrund. Als wichtiges Kriterium für die Migration chloridreicher Tiefengrundwässer zählt nach dem „Basement and basin origin of salts"-Konzept viertens die Interpretation der (piezometrischen) Grundwasserdruckflächen in den ungarischen Tiefbohrungen („hydraulic heads"). Dieses Kriterium trifft aber nach Meinung des Autors nicht für eine Aszendenz von Tiefengrundwässern zu, da die gemessenen überhydrostatischen Drücke in Bohrlöchern nur die potentielle Aufstiegshöhe unter Druck stehender, jedoch sonst stagnierender oder höchstens langsam fließender Tiefengrundwässer anzeigen. Diese Forderung tektonisch ausgepresster Tiefengrundwässer trifft somit für das „Basement and basin origin of salts"-Konzept im Zwischenstrombereich der Flüsse Donau und Theiß nicht zu. Eine lokale Interaktion zwischen eiszeitlich infiltrierten meteorischen Wässern und einer lokalen Migration von Tiefengrundwässern durch halbdurchlässige Aquifere („leaky aquifer") kann jedoch theoretisch nicht ausgeschlossen werden. Fünftens sei darauf hingewiesen, dass die Höhenunterschiede von wenigen Zehnermetern zwischen den Flüssen Donau und Theiß und dem Zwischenstrombereich das Zufallsergebnis der jüngsten Erosion sind, da sich beide Flussläufe aufgrund neotektonischer Prozesse während des Quartärs jeweils um 70-80 km in westliche Richtung verschoben haben. Es erscheint daher nicht plausibel, dass Salzböden in den heutigen Flussniederungen durch NaCl-reiche Tiefengrundwässer und die etwas höher gelegenen Salzböden durch Verdunstung von Oberflächengewässern entstanden sein sollten.

c) Sowohl für die Entstehung der **Salzböden in den Flussniederungen der Donau und Theiß** als auch der Salzseen in der Großen Ungarischen Tiefebene wird daher vom Autor eine durch Evaporation verursachte Salzanreicherung favorisiert. Wie MOLNÁR & MURVAI (1975) und SÜMEGI et al. (2011a, 2013b) belegten, sind die zahlreichen Salzseen im Zwischenstrombereich der Flüsse Donau, Theiß und Maros (nordöstlich von Szeged) in einem semiariden Klima eines Würm-Interstadials bzw. im Holozän durch die starke Verdunstung meteorischer Wässer entstanden.

d) Das Modell der von SCHERF (1935) in Ostungarn anhand von Bohrungen in jungquartären Ablagerungen detailliert untersuchten **Alkalibodenbildung** kann 1:1 auf die Entstehung der Alkaliböden im Seewinkel übertragen werden.

e) Das von KREJCI-GRAF et al. (1957) und SCHRÖCKENFUCHS (1975) im Nördlichen Wiener Becken erkannte Phänomen, dass die Chloridkonzentration von Tiefengrundwässern nicht direkt mit dem Alter der marinen bis brackischen Ablagerungen korreliert, trifft möglicherweise auch – trotz völlig anderer geologischer Verhältnisse im Beckenuntergrund – auf das westliche Donaubecken zu. Die unterschiedliche Salinität in pannonen Ablagerungen des Seewinkels kann somit einerseits auf kaspibrackische Verhältnisse und andererseits auf die Migration chloridreicher Tiefengrundwässer zurückgeführt werden. Die hohe **Chloridkonzentration von 5.000 bis 6.000 mg/L** in Aquiferen des oberen Pannoniums der **Bohrungen Rust-1 und Mörbisch-1** wirft noch folgende Fragen auf:

- Könnten diese hohen Chloridkonzentrationen durch eine kurzfristig dauernde marine Ingression mit nachfolgender Verdunstung östlich des Ruster Höhenzuges im oberen Pannonium entstanden sein?
- Könnte es zu einer lokalen Chloridanreicherung durch vulkanische Exhalationen gekommen sein?

- Könnten kurzfristig hoch konzentrierte neogene Tiefengrundwässer durch starke Methan-Emanationen entlang von offenen Klüften bis ins obere Pannonium mitgerissen worden sein?
- Könnten analog zu den heute bekannten, natürlichen Thermalwasseraustritten an Randspalten des Leithagebirges auch am Ostrand des Ruster Höhenzuges chloridreiche Thermalwässer ausgetreten sein?
- Könnten im Seewinkel Tiefengrundwässer in einem transpressiven tektonischen Regime entlang von Störungen oder in einem halbdurchlässigen Aquifer („leaky aquifer“) bis in Horizonte des oberen Pannoniums gelangt sein? Dazu nachfolgende Überlegungen.

Prinzipiell ist für diese hohen Chloridkonzentration in Aquiferen der Bohrung Rust-1 und Mörbisch-1 keine dieser fünf Möglichkeiten von vornherein auszuschließen. Aus den bisher bearbeiteten Faunen pannoner Ablagerungen und Analysen stabiler Isotope kann eine marine Ingression im oberen Pannonium (der Zonen E und F) zwar ausgeschlossen werden, starke Verdunstungserscheinungen in kaspibrackischen Oberflächengewässern der „Blauen Serie“ und der „Gelben Serie“ sind jedoch denkbar. Wie MICHEL (1997: 211) allgemein argumentierte, könnte auch östlich des Ruster Höhenzuges ein in der Saumzone der Küste infiltriertes Meerwasser zu einer erhöhten Mineralisation des Grundwassers in Aquiferen des oberen Pannoniums geführt haben. Denkbar ist auch eine Salzanreicherung in tonreichen Ablagerungen, die nach TAUBER (1965: 288) ein Vielfaches konzentrierter sein kann als die Konzentration des Meerwassers selbst. Weiters kann die Bildung von Montmorillonit-haltigen Tonen von Oggau auf die Verwitterung vulkanischer Aschen und Tuffe zurückgeführt werden (vgl. JASMUND & LAGALY, 1993). Hohe Konzentrationen an Montmorillonit wurden von BLOHM (1974) auch im Schlamm des Neusiedler Sees festgestellt, sodass auf eine größere Verbreitung von Montmorillonit im Einzugsgebiet des Neusiedler Sees geschlossen werden kann. Vergleichsweise zeigen auch ältere Seeablagerungen östlich von Oggau am Neusiedler See und zwischen Oggau am Neusiedler See und Donnerskirchen neben einer mittleren bis hohen Illitkonzentration und geringen Mengen an Chlorit einen hohen Smektitanteil (vermutlich Montmorillonit; DOBER & GRITZMANN, 2014). Höhere Chloridwerte in oberflächennahen Grundwässern von Oggau am Neusiedler See und in Purbach am Neusiedler See könnten somit auf chloridreiche Porenwässer in Montmorillonit-führenden Tonen zurückgeführt werden. Wie das Beispiel eines „Gaslifts“ hoch konzentrierter Solewässer im „Salt Springs State Park“ in Pennsylvania zeigt, können starke Emanationen von Methan chloridreiche Solewässer bis an die Geländeoberfläche mitreißen (WARNER et al., 2012). Da auch vor Rust Methangas-Emanationen bekannt sind, könnten theoretisch kurzfristige Gasausbrüche im oberen Pannonium vor Rust und Mörbisch zu einem „Gaslift“ chloridreicher Tiefengrundwässer geführt haben. Die andeutungsweise Interpretation von positiven „flower structures“ im Untergrund des Neusiedler Sees (LOISL et al., 2018) erlaubt theoretisch auch eine Auspressung von Tiefengrundwässern am Ostrand des Ruster Höhenzuges entlang von „strike-slip“-Störungen. Entlang transpressiver Störungen zwischen Ruster Höhenzug und Leithagebirge könnte auch die relative Hochzone östlich des tektonischen Grabens von Rust und Mörbisch entstanden sein. Jene thermisch im Beckenuntergrund aufgeheizten Wässer, die an den Rändern des unterostalpinen Grundgebirges entlang von Spalten im Kristallin und in verkarsteten Formationen als Mischwässer austreten (oder ausgetreten sind) weisen jedoch (heute) keine anormal erhöhten Chloridwerte auf.

Fazit: Nach den bisherigen Untersuchungen kann die Frage nach der Herkunft der hohen Chloridkonzentration in oberpannonen Aquiferen der Bohrung Rust-1 (der Zone F) mit ~5.000 mg/L und der Bohrung Mörbisch-1 (in Zone F) mit ~6.000 mg/L **nicht eindeutig entschieden** werden. Vergleicht man einerseits die Salinität der kaspibrackischen Ablagerungen östlich des Ruster Höhenzuges mit dem heutigen Salzgehalt des Kaspisees, so wären lokal auch Chloridgehalte von ~5.500 mg/L in oberpannonen Ablagerungen nicht außergewöhnlich. Andererseits belegt die Mörbischer Störung („Fertő-Lineament") in Verbindung mit den geophysikalisch ermittelten Einengungsstrukturen in Schützen am Gebirge (SCHEIBZ, 2006; HÄUSLER, 2010: 111) tektonische Einengungen im höheren Pannonium, wodurch eine Migration chloridreicher Tiefengrundwässer bis in oberpannone Ablagerungen bei Rust und Mörbisch initiiert worden sein könnte.

9. Dank

Für die finanzielle Unterstützung von Projekten zur Datierung von Formationen im Seewinkel danke ich dem langjährigen Leiter des Amtes der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft, Herrn WHR Dipl.-Ing. Julius Marosi (1957-2013). Für die Genehmigung der Geländearbeiten im Jahr 2014 danke ich dem Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abteilung 5, HR III, Naturschutz und Landschaftspflege, der Abteilung 5/Anlagenrecht, Umweltschutz und Verkehr und der Abteilung 9/Wasser- und Abfallwirtschaft. Für ihre organisatorische Unterstützung danke ich ferner dem früheren Direktor des Nationalparks Neusiedler See – Seewinkel, Herrn Kurt Kirchberger (Apetlon) und dem früheren Leiter des Informationszentrums Neusiedler See – Seewinkel, Herrn Alois Lang (Illmitz). Für die Analytik der Wasserproben aus schwebenden Grundwasserkörperkörpern unter den Salzlacken danke ich Herrn Gerhard Hobiger (GeoSphere Austria, Wien). Für zahlreiche Diskussionen über die Salzboden- und Alkalibodenbildung im Seewinkel danke ich Herrn Otmar Nestroy (Universität Graz). Wertvolle Diskussionen über Kohlenwasserstoff-Lagerstätten verdanke ich Herrn Godfrid Wessely (früher OMV) und Herrn Ludwig Wagner (früher RAG). Für Hinweise und Ergänzungen zur Hydrogeologie des Seewinkels danke ich Herrn Ralf Benischke (Technische Universität, Graz) und Herrn Martin Kralik (Universität Wien). Für zahlreiche Diskussionen über die Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedler See und die Isotopenhydrogeologie des Seewinkels danke ich Herrn Dieter Rank (Wien). Weiters danke ich Herrn József Deák (Ground Water Isotope Studies Ltd., Vesprém, Hungary) und Herrn László Palcsu (Institute of Nuclear Physics of Hungarian Academy of Sciences) für die gemeinsame Planung eines bilateralen, ungarisch-österreichischen Forschungsprojektes über eine regionale Grundwassermodellierung im Pannonischen Becken. Für ihre methodische Unterstützung und Diskussion im Rahmen von Masterarbeiten an der Universität Wien danke ich vor allem Frau Susanne Gier (Tonmineralogie), Herrn Wilfried Körner (Hydrochemie) sowie Frau Andrea Bichler und Herrn Christian Müllegger (Messung stabiler Isotope).

10. Literatur

ALBERT, R. (2006): Physiologische Anpassungen von Pflanzen und Tieren an Salzstandorte: Terrestrische Pflanzen. – Salzlebensräume in Österreich, 35-46, Abb. 16-19, Wien (Umweltbundesamt).

ALBERT, R., WERNER, V., POPP, M., FISCHER, M.A. & NIKLFELD, H. (2020): Botanische Kostbarkeiten vor unserer Haustür: Die Salzpflanzen im Gebiet des Neusiedler Sees, Burgenland (Österreich). – Acta ZooBot Austria (Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien), **157**, 115-143, 8 Abb., 3 Tab., Wien.

ALMÁSI, I. (2003): Evaluation of the possible mechanisms able to generate and maintain the overpressured regime in the Pannonian Basin, Eastern Hungary. – Journal of Geochemical Exploration, **78-79**, 139-142.

ANONYM (1999): Wasser unter dem See. Europas größte Mineralwasserlagerstätte wurde im Nordburgenland nachgewiesen. – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **1999** (3), 1-2, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

ANONYM (2000): Seife aus den Lacken. Die Sodafabriken von Illmitz – Seesalz als Rohstoff. – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **2000** (4), S. 2, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

ANONYM (2012): Die Lacke mit dem sonderbaren Namen … und auch sonst birgt die Einsetzlacke Interessantes. – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **2012** (4), S. 4, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

ANONYM (2014): Von der Landschaft zum Imageträger. Wie der Seewinkel über die Jahrzehnte gewachsen ist. – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **2014** (2), S. 1-2, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

BALASKO, R. (1999): Bad Sauerbrunn. Ortschronik in drei Teilen. 318 S., Gemeinde Bad Sauerbrunn.

BARANYI, S., BOROVICZÉNY, F., DEÁK, J., DREHER, J., MAJOR, P., NEPPEL, F., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J. (1985): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe von Geochemie und Geophysik. 1980-1984. – Forschungsbericht **6**, 80 S., 20 Abb., Wien (Institut für Hydraulik, Gewässerkunde & Wasserwirtschaft der Technischen Universität Wien).

BARANYI, S., DEÁK, J., DREHER, J., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J. & SCHMALFUSS, R. (1994): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe von Geochemie und Geophysik. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn. – Teil 2, 419-435, 11 Abb., 2 Tab., 1 Tafel-Beilage, Wien-Bécs.

BARTH, A. (2008): Erstellung eines hydrogeologischen Modells im Raum des Zicksees, Burgenland. – Diplomarbeit, Universität Wien, 66 S., 38 Abb., 14 Tab., Wien, (Department für Umweltgeowissenschaften).

BELOCKY, R. (1991): Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser im Seewinkel auf Basis von Isotopenanalysen. – Bericht der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, 9 S., 22 Beil., Wien (BVFA Arsenal).

BELOCKY, R., PAPESCH, W. & RANK, D. (1994): Hydrologie und Hydrogeologie des Gebietes Lange Lacke – Wörtenlacken unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser. – Unveröffentlichter Endbericht, 2 + 190 Blatt, Wien (Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal).

BELOCKY, R., HÜBL, G., PAPESCH, W., RANK, D. & RÖMER, A. (1997): Hydrogeologie des Gebietes Lange Lacke – Wörtenlacken (Seewinkel) unter besonderer Berücksichtigung der

Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser. – Arbeitstagung `97 der Geologischen Bundesanstalt, 27.-30.10.1997 Burg Schlaining, Motto: Wasser. Vorstellung der geologischen Gebietskarte Burgenland 1:200.000, 103-105, 1 Abb., Wien (Geologische Bundesanstalt).

BELOCKY, R., HÜBL, G., PAPESCH, W., RANK, D. & RÖMER, A. (1998): Zur Hydrologie und Hydrogeologie des Gebietes Lange Lacke – Wörtenlacken unter besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Lacken- und Grundwasser. – Unveröffentlichter Bericht, Endbericht, 70 S., 23 Abb., 9 Tab., 98 Beil., Wien (Österreichisches Forschungs- und Prüfzentrum Arsenal, Geologische Bundesanstalt).

BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A., & HÖRHAN, T., (2014): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Radionuklide in den Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., zahlr. Abb. und Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt). http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasserqualitaet/karte_radionuklide.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

BERNHAUSER, A. (1962): Zur Verlandungsgeschichte des Burgenländischen Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **29,** (Naturwissenschaften, 1961–1962), 143–171, Anhang I–II, Eisenstadt.

BLOHM, M. (1974): Sedimentpetrographische Untersuchungen am Neusiedler See/Österreich. – Unveröffentlichte Dissertation der Naturwissenschaftlichen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karl-Universität Heidelberg, 85 S., 32 Abb., 3 Tab., Heidelberg.

BÖCHZELT, B. (2012): St. Martins Therme und Lodge in Frauenkirchen: Die Produktionssonde Seewinkel Thermal 1 im nördlichen Burgenland (Geotechnisches Konzept der Thermalwassererschließung – Exkursionspunkt 1. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 92 (Transenergy – Öffentliches Symposium & Exkursion), 57-61, 2 Abb., Wien.

BOROS, E. (2013): Definitions, types and survey methods of soda pans. – In: BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (eds.)(2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 34-54, Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

BOROS, E., V.-BALOGH, K., VÖRÖS, L. & HORVÁTH, Zs. (2017): Multiple extreme environmental conditions of intermittent soda pans in the Carpathian Basin (Central Europe), Limnologica, **62**, 38-46, http://dx.doi.org/10.1016/j.limno.2016.10.003.

BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (2013a): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 551 p., Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

BOROS, E., VÖRÖS, L. & V.-BALOGH, K. (2013b): Hydrological and limnological features. – In: BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (eds.) (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 65-79, Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

BOROVICZÉNY, F., DREHER, J., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J. (1983): Hydrogeologische Untersuchungen am Ostufer des Neusiedlersees. Ein Zwischenbericht. – BFB-Bericht, **47**, 5-23, 7 Abb., 1 Tab., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

BOROVICZÉNY, F., DEÁK, J., LIEBE, P., MAHLER, H., NEPPEL, F., PAPESCH, W., PINCZÉS, J., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J., SCHMALFUSS, R. & TAKÁTS, T. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980 – 1990. – Forschungsbericht **16**, 214 S., zahlr. Abb. und Tab., Wien (Institut für Hydraulik, Gewässerkunde & Wasserwirtschaft der Technischen Universität Wien).

BUCHTA, H. (1993): Bildung und Geochemie von Kohlenwasserstoffen sowie deren Anreicherung zu nutzbaren Lagerstätten: Lagerstättenwässer. – In: BRIX, F. & SCHULTZ,

O. [Hg.] (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, Vollständig überarbeitete und erweiterte 2. Auflage, 33-35, Abb. 20, Tab. 6, Wien (Naturhistorisches Museum) und Horn (F. Berger).

CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwasser von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. – 643 S., 14 Abb., 1402 Analysentabellen, 15 Karten, Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft).

CHAPMAN, R.E. (1983): Petroleum Geology. – Developments in Petroleum Science, **16**, 415 p., Elsevier Science Publishers, Amsterdam.

CLARK, I.D & FRITZ, P. (1997): Environmental Isotopes in Hydrogeology, 328 p., Boca Raton, Florida (CRC Press).

CRAIG, H. (1961): Isotopic variations in meteoric waters. – Science, **133** (3465), 1702-1703, https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702

CRANTZ, H.J. von (1777): Gesundbrunnen der österreichischen Monarchie. – 306 S., Wien (Gerold).

CSAPLOVICS, A. (2014): Die Salzminerale der Salzlacken im Seewinkel, Burgenland. – Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Universität Wien, 53 S., 33 Abb., Wien.

CSAPLOVICS, A., GÖTZINGER, M.A. & LENGAUER, C.L. (2018): Die Salzminerale der Salzlacken im Seewinkel, Burgenland. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **164**, 55-64, 2 Abb., Wien.

CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. (1998): The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. – Tectonophysics, **297**, 51-71.

CUCULIĆ, V., FRANČIŠKOVIĆ-BILINSKI, S., BILINSKI, H., MALDINI, K., TOMAS, D. & TOMAŠIĆ, N. (2016): Multi-methodological approach to evaluate trace elements and major components in wetland system with subsaline and freshwater characteristics. – Environmental Earth Sciences, **75,** 1351, 18 p., https://doi.org/10.1007/s12665-016-6156-6.

CZAUNER, B., MÁDL-SZŐNYI, J., ERŐSS, A. & VOJNITS, A. (2008): Mapping vegetational and salinization phenomena to evaluate the extent of Lake Kelemenszék, Hungary. – Central European Geology, **51** (3), 231-240, https://doi.org/10.1556/CEuGeol.51.2008.3.5

DEÁK, J. (1979a): Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. – IAEA-SM-228/13, 221-249, 14 fig., 7 tab., Vienna.

DEÁK, J. (1979b): Investigation of the supplying and draining process of a regional groundwater flow system, using environmental isotopes. – The hydrology of areas of low precipitations – L´hydrologie des régions a faibles précipitations (Proceedings of the Canberra Symposium, December 1979; Actes du Colloque de Canberra, décembre 1979), IAHS-AISH publication, **128**, Oxfordshire, UK (International Association of Hydrological Sciences).

DEÁK, J. (1995): Groundwater recharge studies on the Great Hungarian Plain by environmental isotope data. – VITUKI Report, Budapest (in Hungarian) (cited by SIMON, 2010).

DEÁK, J., STUTE, M., RUDOLPH, J. & SONNTAG, C. (1987): Determination of the flow regime of Quaternary and Pliocene layers in the Great Hungarian Plain (Hungary) by D, 18O, 14C and noble gas measurements. – IAEA-SM-299/39, 335-350, Vienna.

DEÁK, J., KURCZ, I., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D. & SCHWARZ, U. (1989): Zur Versickerung und Verdunstung im Neusiedler See-Gebiet. Messung der Isotopenverhältnisse in der ungesättigten Bodenzone. – BFB-Bericht, **71**, 53-60, 8 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

DEÁK, J., FÓRIZS, I., DESEO, É. & HERTELENDI, E. (1993): Origin of groundwater and dissolved ammonium in SE Hungary: evaluation by environmental isotopes. – IAHS Publication,

215 (Tracers in Hydrology), 117-124, Oxfordshire, UK (International Association of Hydrological Sciences.

DELI, M.-T. (2017): Hydrogeologische Untersuchungen von Quellen am Südrand des Hackelsberges (Nordburgenland). – Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Universität Wien, 31 S., 13 Abb., 3 Tab., Wien.

DICK, G. (1994): Was ist Ramsar? – In: DICK, G., DVORAK, M., GRÜLL, A., KOHLER, B. & RAUER, G. [Hg.] (1994): Vogelparadies mit Zukunft, Ramsar-Bericht 3: Neusiedler See – Seewinkel, 13-15, Abb.1, Wien (Umweltbundesamt).

DICK, G., DVORAK, M., GRÜLL, A., KOHLER, B. & RAUER, G. [Hg.] (1994): Vogelparadies mit Zukunft. Ramsar-Bericht 3: Neusiedler See – Seewinkel. – 356 S., Anhang 1-7, zahlr. Abb. und Tab., 3 Beilagen 1:50.000, Wien (Umweltbundesamt).

DOBER, G. & GRITZMANN, R. (2014): Hydrogeologische, sedimentologische und tonmineralogische Untersuchungen im Gebiet des Neusiedler Sees. – Masterarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, 246 S., 56 Abb., 28 Tab., Anhang 1-8, Department für Umweltgeowissenschaften, Wien.

DOBESCH, H. & NEUWIRTH, F. (1979): Water balance. – In: LÖFFLER, H. [ed.] (1979): Neusiedlersee: The limnology of a shallow lake in Central Europe, Monographiae Biologicae, **37**, 79-84, Dordrecht (Kluwer).

DRAGANITS, E., WEISSL, M., ZÁMOLYI, A. & DONEUS, M. (2022): Lake Neusiedl area: a particular landscape at the boundary between Alps and Pannonian Basin. – In: EMBLETON-HAMANN, C. [ed.] (2022): Landscapes and landforms of Austria, World Geomorphological Landscapes, 207-222, Cham (Springer Nature).

DREHER, J. & REITINGER, J. (1984): Grundwasserzonen im Seewinkel, Darstellung eines Teilaspektes des Grundwasserhaushaltes im Seewinkelgebiet. – BFB-Bericht, **51**, 49-59, 6 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

DRESCHER, R. (1988): Geschichte des Heidebodens: Comitatus Mosoniensis. – 128 S., zahlr. Abb., Geologische Karte aus dem Jahr 1886, Ansbach/Deutschland (Selbstverlag).

DVORAK, M. (1994): Kurzcharakteristik des Neusiedler See-Gebietes – In: DICK, G., DVORAK, M., GRÜLL, A., KOHLER, B. & RAUER, G. [Hg.] (1994): Vogelparadies mit Zukunft. Ramsar-Bericht 3: Neusiedler See – Seewinkel. – 17-20, Wien (Umweltbundesamt).

ECSEDI, Z. & BOROS, E. (2013): Description of the surveyed natural soda pans. – In: BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (eds.) (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 163- 481, Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

EITEL, B. & FAUST, D. (2013): Das Geographische Seminar: Bodengeographie. – 296 S., Braunschweig (Westermann).

EITZINGER, J., KUBU, G., FORMAYER, H., HAAS, P., GERERSDORFER, T. & KROMP-KOLB, H. (2009): Auswirkungen einer Klimaänderung auf den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees. – Endbericht im Auftrag des Amtes der Burgenländischen Landesregierung, Landeswasserbaubezirksamt Schützen am Gebirge. BOKU Met Report-1, 80 S., 70 Abb., 13 Tab., Universität für Bodenkultur, Wien.

ELSTER, D. (2018a): Frauenkirchen. – In: ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018b): Österreichs Mineral- und Heilwässer, Teil I: Vorkommen & Hydrogeologie, Teil II: Ultraspuren & Hydrochemie, S. 41, Abb. 8, Wien (Geologische Bundesanstalt).

ELSTER, D. (2018b): Hydrochemische Analysen und Isotopenanalysen von einzelnen Vorkommen im Burgenland. – In: ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018b): Österreichs Mineral- und Heilwässer, Teil I: Vorkommen & Hydrogeologie, Teil II: Ultraspuren & Hydrochemie, 291-307, Tab. 83-90, Wien (Geologische Bundesanstalt).

ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – 296 S., 161 Abb., 4 Taf., Wien (Geologische Bundesanstalt), https://www.geologie.ac.at/onlineshop/textpublikationen/erlaeuterungen/erlaeuterungen-themenkarte (zuletzt abgerufen am 30. März 2023)

ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018a): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Mineral- und Heilwässer in Österreich. Hydrogeologie und Ultraspuren 1:500.000. – 635 S., 249 Abb., 128 Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt), https://www.geologie.ac.at/onlineshop/textpublikationen/erlaeuterungen/erlaeuterungen-themenkarte (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018b): Österreichs Mineral- und Heilwässer, Teil I: Vorkommen & Hydrogeologie, Teil II: Ultraspuren & Hydrochemie. – 442 S., 251 Abb., 128 Tab., Kartenbeilage 1:500.000, Wien (Geologische Bundesanstalt), https://info.bml.gv.at/themen/wasser/wasserqualitaet/grundwasser/mineral_heilwaesser.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

ENGELHARDT, W. v. (1960): Der Porenraum der Sedimente. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. – 207 S., 83 Abb., Berlin (Springer).

ERDÉLYI, M. & GÁLFI, J. (1988): Subsurface and surface mapping in hydrogeology. – 384 p., Chichester (John Wiley & Sons), Budapest (Akadémiai Kiadó).

FALLY, J., FISCHER, M. A., WEINZETTL, J., WEISS, S. & PACHSCHWÖLL, C. (2015): Die Landschaften des Burgenlandes mit besonderer Berücksichtigung der botanisch bemerkenswerten Stellen. – In: FISCHER M.A. et al. [Hg.](2015): Burgenlandflora – Die Pflanzenwelt des Burgenlands Online, Eisenstadt (Naturschutzbund Burgenland), https://www.burgenlandflora.at/geographie/landschaften/ (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

FEICHTINGER, F. & SPÖRKER, H. [Hg.] (1996): ÖMV – OMV: Die Geschichte eines österreichischen Unternehmens. – 352 S., 226 Abb., 36 Tab., Horn (Tabellarium).

FINK, J. (1979): Stand und Aufgaben der österreichischen Quartärforschung. – Innsbrucker Geographische Studien, **5** (Festschrift zum 60. Geburtstag von Adolf Leidlmair), 79-104, 7 Abb., 3 Tab., Innsbruck.

FIRBAS, F. (1949): Spät - und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. – Band 1, Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb., Jena (Gustav Fischer).

FÓRIZS, I., SZABÓ, V.R., DEÁK, J., HAŁAS, S., PELC, A., TREMBACZOWSKI, A. & LORBERER, A. (2019): The origin of dissolved sulphare in the thermal waters of Budapest inferred from stable S and O Isotopes. – Geosciences, **9**, 433, 13 p., 5 fig., 4 tab., https://doi.org/10.3390/geosciences9100433

FRANZ, H. (1960): Feldbodenkunde als Grundlage der Standortbeurteilung und Bodenwirtschaft mit besonderer Berücksichtigung der Arbeit im Gelände. – 583 S., 12 Bodenprofile, 54 Textabb., Wien (Georg Fromme & Co).

FRANZ, H. & HUSZ, G. (1961a): Hackelsberg – Neusiedl a. See – Podersdorf – Illmitz. – (In): H. FRANZ & G. HUSZ: Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C). – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 57-67, Wien.

FRANZ, H. & HUSZ, G. (1961b): Die Salzböden und das Alter der Salzsteppe im Seewinkel. – In: H. FRANZ & G. HUSZ (1961): Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C), Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 67-75, Wien.

FRANZ, H., HÖFLER, K. & SCHERF, E. (1937): Zur Biosoziologie des Salzlachengebietes am Ostufer des Neusiedlersees. – Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien, **86/87**, 297-364, 2 Abb., 7 Tab., Wien.

FRIEDL, K. (1956a): Die Tiefenwässer der Gösting-Domung.– Erdöl und Kohle, **9** (8), 505-511, 3 Abb., 4 Taf., Hamburg.

FRIEDL, K. (1956b): Die österreichischen Erdölvorkommen. – Erdoel-Zeitschrift, **72** (6), 379-387, 9 Abb., 2 Tab., Wien.

FRITSCH, V. (1949): Grundzüge der angewandten Geoelektrik. – 412 S., 408 Abb., Wien (Manz).

FRITSCH, V. (1961): Die geoelektrische Untersuchung der Heilwässer in der Umgebung des Neusiedlersees im Burgenland. – Zeitschrift für Geophysik, **28** (3), 112-117, 2 Fig., Würzburg.

FRITSCH, V. & TAUBER, A.F. (1959): Die Mineralwässer des Neusiedlerseegebietes. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 34-39, Eisenstadt.

FROEHLICH, K., KRALIK, M., PAPESCH, W., RANK, D., SCHEIFINGER, H. & STICHLER, W. (2008): Deuterium excess in precipitation of Alpine regions – moisture recycling. – Isotopes in Environmental and Health Studies, **44** (1), 61-70, 6 fig., 1 tab., https://doi.org/10.1080/10256010801887208

FUCHS, R. & HAMILTON, W. (2006): New depositional architecture for an old giant: The Matzen Field, Austria. – In: GOLONKA, J. & PICHA, F.J. (eds.) (2006): The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources, AAPG Memoir, **84**, 205 - 219, 12 figs., 1 tab., American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, USA.

FUCHS, W. (Bearb.) (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch Altenburg – 109 Pamhagen. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

FUSSMANN, D., HOYNINGEN-HUENE, A.J.E., REIMER, A., SCHNEIDER, D., BABKOVA, H., PETITZKA, R., MAIER, A., ARP, G., DANIEL, R. & MEISTER, P. (2020): Authigenic formation of Ca-Mg carbonates in the shallow alkaline Lake Neusiedl, Austria. – Biogeosciences, **17**, 2085-2106, https://doi.org/10.5194/bg-17-2085-2020

GÁBRIS, G. & NÁDOR, A. (2007): Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube ans Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. – Quaternary Science Reviews, **26**, 2758-2782, 13 fig., 2 tab., https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.030

GAMERITH, W. (1991): Hydrogeologisches Gutachten über 2 Brunnen zur Beschickung des Zicksees. – 6 S., 3 Beilagen, Graz.

GARRISON, T. (2007): Oceanography – an invitation to marine science. – 6th edition, 588 p., Belmont, California, USA (Thomson Brooks/Cole).

GATTINGER, T. (1975): Das hydrogeologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, 331–346, Wien.

GATTINGER, T. (1979): The hydrology of Neusiedlersee and its catchment area. – In: LÖFFLER, H. [ed.] (1979): Neusiedlersee: the limnology of a shallow lake in Central Europe, Monographiae Biologicae, **37**, 21–32, The Hague (Dr. W. Junk bv publishers).

GEYH, M. [Hg.] (2000): Environmental Isotopes in the hydrological cycle. – Principles and applications, Vol. 4, Groundwater: saturated and unsaturated zone, 311-424, IAEA – UNESCO, http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/ihs_resources_publication_hydrocycle_en.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

GHOBADIAN, A. (1966): Salz- und Steppenböden des Seewinkels (Burgenland, Österreich): Charakteristik, Meliorationsergebnisse und bodenwirtschaftliche Aspekte. – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **10**, 1-61, 33 Abb., 16 Tab., Wien.

GOLDBRUNNER, J.E. (1993a): Die Heilwasserprovinz des Steirischen Beckens und der Landseer Bucht: Deutschkreutz. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. [Hg.] (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs, Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 218-219, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1993b): Die Mineralwässer und Säuerlinge der Neusiedlersee-Bucht des Pannonischen Beckens. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. [Hg.] (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 228-234, Wien (Springer).

GOLDBRUNNER, J.E. (1997): Vergleich von Isotopenuntersuchungen an Tiefengrundwässern des Steirischen Beckens und des Oberösterreichischen Molassebeckens. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **85**, 31-39, 6 Abb., Wien.

GOLDBRUNNER, J. (2003): Geologische Feasibility Studie „Seewinkeltherme“ für die Region Neusiedlersee. – Geoteam, Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H., 9 S., 11 Abb., 2 Tab, 9 Beil., Anlage 1, Gleisdorf.

GOLDBRUNNER, J. (2018a): Illmitz. – In: ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018b): Österreichs Mineral- und Heilwässer, Teil I: Vorkommen & Hydrogeologie, Teil II: Ultraspuren & Hydrochemie, 39-40, Abb. 6-7, Tab. 15, Wien (Geologische Bundesanstalt).

GOLDBRUNNER, J. (2018b): Bad Sauerbrunn. – In: ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018b): Österreichs Mineral- und Heilwässer, Teil I: Vorkommen & Hydrogeologie, Teil II: Ultraspuren & Hydrochemie, 43-45, Abb. 10-11, Tab. 18-20, Wien (Geologische Bundesanstalt).

GOLDBRUNNER, J.E. & ZÖTL, J. (1993): Die Heilwasserprovinz Südliches Wiener Becken. Die Mineralsäuerlinge von Bad Sauerbrunn im Burgenland. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. [Hg.] (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 264-266, Wien (Springer).

GÖTZINGER, M.A. & PRISTACZ, H. (2009): Die Salzminerale des Seewinkels, Burgenland. – In: GÖTZINGER, M.A. & HUBER, P. [Red.] (2009): Die Mineralien des Burgenlandes. Geologie, Mineralogie und mineralische Rohstoffe, Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **126**, 72-77, Eisenstadt.

GRANDE COVIÁN, R. (1971): Salt-affected soils in the Guadalquivir river delta (Seville, Spain). – In: SZABOLCS, I. [ed.] (1971): European Solonetz soils and their reclamation, 131-138, 4 fig., 2 tab., Budapest (Akadámiai Kiadó).

HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H., REITINGER, J. & SCHMALFUß, R. (1992): Grundwasserhaushalt Seewinkel. – Forschungsbericht **14**, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Technische Universität Wien, 62 S., AWien.

HAAS, P., MAHLER, H. & REITINGER, J. (1987): Spezialfragen zum Mechanismus des Grundwassers im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – BFB-Bericht, **63**, 5-14, 3 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

HAAS, P., REITINGER, J. & MAHLER, H. (1990): Zur Erforschung des zweiten Grundwasserhorizontes im Seewinkel. – BFB-Bericht, **74**, 9-16, 4 Abb., 1 Tab., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

HACKER, P. & ZÖTL, J. (1993a): Die Heilwasserprovinz Südliches Wiener Becken: Leithaprodersdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. [Hg.] (1993): Die Mineral- und

Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente, S. 267, Wien (Springer).

HACKER, P. & ZÖTL, J. (1993b): Die Heilwasserprovinz Südliches Wiener Becken: Mannersdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. [Hg.] (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 267-268, Wien (Springer).

HÄRDTL, A. (1862): Die Heilquellen und Kurorte des Österreichischen Kaiserstaates und Ober-Italien's. – 643 S., Wien (Braumüller).

HARLFINGER, O. & KNEES, G. (1999): Klimahandbuch der Österreichischen Bodenschätzung: Klimatographie Teil 1. – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **58**, 194 S., 88 Abb., 27 Tab., Anhang, Wien.

HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2005): Neogen des Wiener Beckens. – 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft Graz, 27.8.–2.9.2005, 42 S., Graz.

HARZHAUSER, M. & TEMPFER, M. (2004): Late Pannonian wetland ecology of the Vienna Basin on molluscs and lower vertebrate assemblages (Late Miocene, MN 9, Austria). – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **246**, 55–68, Frankfurt am Main.

HARZHAUSER, M., LATAL, C. & PILLER, W.E. (2007a): The stable isotope archive of Lake Pannon as a mirror of Late Miocene climate change. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **249**, 335-350, 6 fig., 1 tab., https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.006

HARZHAUSER, M., PILLER, W.E. & LATAL, C. (2007b): Geodynamic impact on the stable isotope signatures in a shallow epicontinental sea. – Terra Nova, **19**, 1-7, 4 fig., https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00755.x

HÄUSLER H. (2005): Feuer und Eis. Von Kochbrunnen, Eisspinnen und Gasmäusen auf dem Neusiedler See. – Geschnatter (Nationalparkzeitung) **2005 (**4), S. 1–2, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See-Seewinkel).

HÄUSLER, H. (2007) [Red.]: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu den Blättern 79 Neusiedl am See, 80 Ungarisch-Altenburg und 109 Pamhagen. – 88 S., 22 Abb., 6 Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt).

HÄUSLER, H. (2010) [Red.]: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zur Geologischen Karte 78 Rust. – 191 S., 65 Abb., 5 Tab., 2 Falttaf., Wien (Geologische Bundesanstalt).

HÄUSLER, H. (2015): Wie kam das Salz ins Grundwasser? – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **2015** (1), Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

HÄUSLER, H. (2019) [Red.]: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zur Geologischen Karte 77 Eisenstadt. – 211 S., 77 Abb., 11Tab., 2 Taf., Wien (Geologische Bundesanstalt).

HÄUSLER, H. (2020): Wie gelangte das Salz in die Salzlacken? – Zum Stand der Forschung über die Entstehung des "Salzführenden Horizontes" und der Salzböden des Seewinkels. – Acta ZooBot Austria (Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien), **157**, 145-157, 2 Abb., 1 Tab., Wien.

HÄUSLER, H. & TÓTH, T. (2007): Ist der Neusiedler See gestört? – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland (Der See: Begleitband zur Sonderausstellung im Landesmuseum Burgenland vom 20.4.-11.11.2007), **121**, 20-23, Eisenstadt.

HÄUSLER, H., PAYER, T. & SCHEIBZ, J. (2006): Hydrogeologische Untersuchungen zur Klärung des permanenten Wasserverlustes des Zicksees trotz Dotierung mit Grundwasser. – Projekt-Endbericht, 51 S., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

HÄUSLER, H., PAYER, T., SCHEIBZ, J., RANK, D., PAPESCH, W. & MARACEK, K. (2007a): The Zicksee paradox revealed? Contradictory results of the water balance of a shallow lake in the

Seewinkel region (Northern Burgenland, Austria). – European Geoscience Union, General Assembly 2007, 15.04.-20.04.2007, Vienna.

HÄUSLER, H., PAYER, T., TANZBERGER, A., RANK, D. & PAPESCH, W. (2007b): Thermal upwelling at Lake Neusiedl revised (Northern Burgenland, Austria). – European Geoscience Union, General Assembly 2007, 15.04.-20.04.2007, Vienna.

HÄUSLER, H., TÓTH, T., HODITS, B., HINSCH, R., GRASEMANN, B. & PAYER, T. (2007c): The Neusiedl Fault: results from ultra-high resolution seismics in Lake Neusiedl (Northern Burgenland, Austria). – Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, EGU2007-04841, Vienna.

HÄUSLER, H., SCHEIBZ, J., CHWATAL, W. & KOHLBECK, F. (2014): Coeval Lower Miocene subsidence of the Eisenstadt Basin and compression of its Austroalpine frame: Implications from high-resolution geophysics at the Oslip section (Northern Burgenland, Austria). – International Journal of Earth Sciences, **104** (2), 475–493, https://doi.org/10.1007/s00531-014-1084-8

HÄUSLER, H., TCHAIKOVSKY, A., KRALIK, M., MÜLLEGGER, C., BICHLER, A., IRRGEHER, J., MYKHAYLYUK, I. & PROHASKA, T. (2015): The use of stable isotopes $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $\delta^{18}O$ for characterizing recharge areas of groundwater bodies in the northern Burgenland (Austria). – 14th Austrian Stable Isotope Network Meeting, Tulln/Donau, November 26th-27th 2015, Program and Abstract-volume, p. 8, (Austrian Institute of Technology: Health & Environment Department; University of Natural Resources and Life Sciences: Department of Chemistry – VIRIS Laboratory, Tulln.

HÄUSLER, H., WILD, E.M. & STEIER, P. (2021): Alter und Fazies der quartären Ablagerungen in der Umgebung des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 5-28, 10 Abb., 3 Tab., Wien.

HEISCHMANN, J. (2006): Isotopenhydrogeologische Untersuchungen des nordöstlichen Leithagebirges (Nördliches Burgenland). – Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, Department für Umweltgeowissenschaften, Fakultät für Geologische Wissenschaften, Geographie und Astronomie, 29 S., 20 Abb., 3 Tab., Wien.

HERRMANN, H. & BUCKSCH, H. (2013): Wörterbuch GeoTechnik/Dictionary Geotechnical Engineering Deutsch-Englisch/German-English. – 2. Auflage, 2857 S., Barlin (Springer).

HERRMANN, P., PASCHER, G.A. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, 78 Rust. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

HERZIG, A. (2014): Der Neusiedler See – Limnologie eines Steppensees. – Denisia, **33** (zugleich Kataloge des oberösterrreichischen Landesmuseums, Neue Serie **163**), 101-114, Linz.

HERZIG, A., HORVATH, D., KRAUS, K. & NAUMANN, K. (2001): Renaturalization of parts of the National Park Neusiedler See Seewinkel/Fertö-Hansag by the aid of Laser Scanning. – Proceedings of the Conference on GIS and Remote Sensing with special emphasis on Monitoring World Heritage Sites. Organized by the University of West Hungary, College of Surveying and Land Management, 6. - 8. September 2001, 9 S., Sopron (CD-ROM), https://photo.geo.tuwien.ac.at/media/filer_public/40/a2/40a23ba6-d3ce-47d6-bc31-edb6fcd151e6/kn_sopron_01.pdf (zuletzt abgerufen am 30. März 2023)

HODITS, B. (2006): Interpretation hochfrequenter Seeseismik und 3-D Strukturmodellierung im Neusiedler See (Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie & Astronomie, Universität Wien, Institut für Geologische Wissenschaften, 71 S., 39 Abb., Wien.

HÖLTING, B. (1985): Gedanken zur Geohydraulik von Mineralwässern in Hessen. – Geologisches Jahrbuch Hessen, **113**, 145-150, 1 Taf., Wiesbaden.

HÖLTING, B. & COLDEWAY, W.G. (2009): Hydrogeologie: Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. – 7. neu bearbeitete und erweiterte Auflage, 383 S., 120 Abb., 90 Tab., Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

HRAŠKO, J. (1971): Salt-affected soils in Czechoslovakia and the problems of their utilization. – In: SZABOLCS, I. [ed.] (1971): European Solonetz soils and their reclamation, 49-60, 2 fig., 6 tab., Budapest (Akadámiai Kiadó).

HÜBL, G., RÖMER.A., ARNDT, R. (1998): Bodengeophysikalische Messung im Rahmen naturraumpotenzialbezogener Untersuchungen (Rohstoffe, Hydrogeologie, Massenbewegungen). – Projekt ÜLG 35/97, Bericht 1997/1998, 58 S., 31 Abb., 3 Beil., 7 Tab. Wien (Geologische Bundesanstalt).

HUMER, F. [Red.] (2019): Uran im Grundwasser. Endbericht zum DaFNE-Forschungsprojekt Nr. 101204. – 190 S., 97 Abb., 31 Tab., Wien (Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus).

HUMER, F. & STADLER, E. [Red.] (2015): Uran in Grundwässern Österreichs. Bericht und Karte 1:500.000. – 62 S., 46 Abb., 12 Tab., Wien (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft).

HUSZ, G. (1962): Zur Bodenkartierung im Salzbodenbereich des Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **29** (Naturwissenschaften 1961-1962), 172-180, Profile, Bodenkarte, Eisenstadt.

HUSZ, G. (1965): Zur Kenntnis der quartären Sedimente des Seewinkelgebietes (Burgenland, Österreich).– Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **32**, 147-205, 32 Abb., 1 Tab., Eisenstadt.

JANOSCHEK, W.R., MALZER, O. & ZIMMER, W. (1996): Hydrocarbons in Austria: past, present and future. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (eds)(1996): Oil and gas in alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe, European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE) Special Publication Nr. 5, 43 - 63, 15 fig., London (The Geological Society).

JASMUND, K. & LAGALY, G. (Hrsg., 1993): Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt. – 490 S., Darmstadt (Steinkopff).

JUHÁSZ, A., TÓTH, T.M., RAMSEYER, K. & MATTER, A. (2002): Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. – Chemical Geology, **182**, 91-120, 12 fig., 4 tab. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00269-8

KÁZMÉR, M. (1990): Birth, life and death of the Pannonian Lake. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **79**, 171-188, 13 fig., 3 tab., https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90111-J

KNIE, K. (1959a): Über den Chemismus der Wässer im Seewinkel und des Neusiedlersees. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 65-68, Eisenstadt.

KNIE, K. (1959b): Über den Chemismus der Wässer im Seewinkel, der Salzlackensteppe Österreich. – Jahrbuch vom Wasser, **25**, 117-126, Weinheim.

KNIE, K. & GAMS, H. (1958): Zum Chemismus der artesischen Wässer des Seewinkels. – Wasser und Abwasser, **1958**, 238-269, 4 Abb., Wien.

KNIE, K. & GAMS, H. (1960): Zum Chemismus der Brunnenwässer im Seewinkel. – Wasser und Abwasser, **1960**, 56-81, Wien.

KNIE, K. & GAMS, H. (1962): Bemerkenswerte Wässer im Seewinkel, Burgenland. – Wasser und Abwasser, **1962**, 77-120, 7 Abb., 12 Tab., Wien.

KNÖDEL, K., KRUMMEL, H. & LANGE, G. [Hg.] (2005): Geophysik. – 2. überarbeitete Auflage. – 1102 S., 431 Abb., 57 Tab., Berlin (Springer).

KÖLBL, L. (1957): Die Lagerstättenwässer des Matzener Sandes. – Erdoel-Zeitschrift, **73** (9), 242-251, 6 Abb., 3 Taf., Wien.

KÖLBL, L. (1958): Die Tiefenwässer des Erdölfeldes Matzen. – Erdoel-Zeitschrift, **74** (12), 406-414, 3 Abb., 3 Tab., Wien.

KÖLBL, L. (1967): Entstehung und Diagenese von Tiefenwässern aus dem kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens. – Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, **83** (3), 72-80, 7 Abb., 4 Tab., Wien.

KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (1994): Hydrogeologische Stellungnahme zur Möglichkeit der Erschließung von Thermalwasser im Bereich Frauenkirchen. – In: KOLLMANN, W. (1994): Exkursionsführer 3. Österreichischer Hydrogeologentag 1994: Hydrogeologische Verhältnisse entlang eines Profils Mödling (Kalkalpen) – Frauenkirchen (Seewinkel) 30.9. – 1.10.1994, 96-100, Wien (Österreichische Geologische Gesellschaft).

KOPECNY, A. (2006): Isotopenhydrogeologische Untersuchungen im Südwestabschnitt des Leithagebirges. – Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, Department für Umweltgeowissenschaften, Fakultät für Geologische Wissenschaften, Geographie und Astronomie. – 30 S., 20 Abb., 1 Tab., Anhang 1-9, Wien.

KOPF, F. (1974): Der neue Wasserhaushalt des Neusiedler Sees. – Österreichische Wasserwirtschaft, **26** (7/8), 169-179, 12 Abb., Wien.

KOSAREV, A.N., KOSTIANOY, A.G. & ZONN, I.S. (2009): Kara-Bogaz-Gol Bay: Physical and chemical evolution. – Aquatic Geochemistry, **15**, 223-236, 5 fig., 2 tab., https://doi.org/10.1007/s10498-008-9054-z

KRACHLER, R., KRACHLER, R., MILLERET, E. & WESNER, W. (2000): Limnochemische Untersuchungen zur aktuellen Situation im Burgenländischen Seewinkel. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **2000** (1-2), 3–49, Eisenstadt.

KRACHLER, R., GEIGER, J. & KRACHLER, R. (2005): Wasserchemische Aspekte einer Dotierung des Neusiedlersees mit Donau-Uferfiltrat. – Burgenländische Heimatblätter, **67**, 105-116, 1 Abb., 2 Tab., Eisenstadt.

KRACHLER, R., KORNER, I., DVORAK, M., MILAZOWSZKY, N., RABITSCH, W., WERBA, F., ZULKA, P. & KIRSCHNER, A. (2012): Die Salzlacken des Seewinkels. Erhebung des ökologischen Zustandes sowie Entwicklung individueller Erhaltungskonzepte für die Salzlacken des Seewinkels (2008-2011). – 291 S., Anhang II: 124 S., Eisenstadt (Österreichischer Naturschutzbund).

KRALIK, M. (2017): Bestimmung der Wasseralter (Mittlere Verweilzeiten) mittels Isotopenmessungen ($^{18}O/^{2}H$, $^{3}H/^{3}He$, ^{14}C) an der Windener Quelle, am Brunnen 2 und dem Heidebrunnen. – Unveröffentlichtes Gutachten, 22 S., 10 Abb., 4 Tab., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

KRALIK, M., BRIELMANN, H., HUMER, F. & WEMHÖNER, U. (2014): Grundwasseralter ausgewählter Grundwasserkörper, 2010-2014: Eferdinger Becken, Hügelland Rabnitz, Ikvatal, Inntal, Seewinkel, Stremtal, Südl. Wr. Becken, Tullner Feld, Unteres Murtal, Vöckla-Ager-Traun-Alm, Weinviertel. – 229 S., 146 Abb., 59 Tab., Wien (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft) https://info.bml.gv.at/themen/wasser/wasserqualitaet/grundwasser/grundwasseralter.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023)

KRALIK, M., BENISCHKE, R., WYHLIDAL, S. & PHILIPPITSCH, R. (2015): Erläuterungen zur Wasserisotopenkarte Österreichs der Niederschlags-, Oberflächen-, Grundwasser- und Tiefengrundwasserstationen. – 30 S., 5 Abb., 1 Tab., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.

KRALIK, M., BENISCHKE, R., WYHLIDAL, S. & PHILIPPITSCH, R. (2017): First Water-Isotope-Map ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, ^{3}H) of Austria: Applications, extremes and trends. – Procedia Earth and

Planetary Science, **17** (15th Water-Rock Interaction International Symposium, WRI-15), 924-927, 2 fig., https://doi.org/10.1016/j.proeps.2017.01.021

KRALIK, M., BIEBER, G. & PAPP, E. (2019): Multi-isotope-measurements (18O/2H, 3H/3He, 13C/14C) confirm old ascending karst spring-water at the western border of the Pannonian Basin (Austria). – Geophysical Resarch Abstracts, Vol. 21, EGU2019-16984.

KREJCI-GRAF, K., HECHT, F. & PASLER, W. (1957): Über Ölfeldwässer des Wiener Beckens. – Geologisches Jahrbuch, **74**, 161-210, 5 Abb., 23 Tab., Hannover.

KREUTZER, N. (1993): Das Neogen des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. [Hg.] (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, Vollständig überarbeitete und erweiterte 2. Auflage, 232-248, Abb. 109-117, Tab. 12, Wien (Naturhistorisches Museum) und Horn (F. Berger).

KROMP-KOLB, H., EITZINGER, J., KUBU, G., FORMAYER, H., HAAS, P. & GERERSDORFER, T. (2005): Auswirkungen einer Klimaänderung auf den Wasserhaushalt des Neusiedler Sees. – Endbericht, 82 S., 70 Abb., 13 Tab., Universität für Bodenkultur, Institut für Meteorologie, Department für Wasser-Atmosphäre-Umwelt, Wien.

KUBU, G., KRÁMER, T. & SZILÁGY, J. (2014): 2.2 Hydrologie und Wasserwirtschaft. – In: WOLFRAM, G., DERI, L. & ZECH, S. [Red.] (2014): Strategiestudie Neusiedler See – Phase 1, 8-22, Abb. 2-12, Tab. 1-4, Wien, Szombathely (Österreichisch-Ungarische Gewässerkommission).

KÜMEL, F. (1957): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 107-108, Mattersburg-Deutschkreutz. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

KÜPPER, H. [Red.] (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreuz 1:50.000. – 67 S., Taf. I–XII, Wien (Geologische Bundesanstalt).

KÜPPER, H. (1961): Erläuterungen zur Aussicht vom Hackelsberg. – In: H. FRANZ & G. HUSZ (1961): Das Neusiedlerseebecken (Exkursion C), Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **6**, 53–55, Tafel II, Wien.

KÜPPER, H. (1977a): Über Thermen, Karst-, Formations- und Grundwasser im südlichen Wiener Becken. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977** (2), 105-120, Wien.

KÜPPER, H. (1977b): Über die Tektonik des westlichen Leithagebirges und die Stellung der Therme Leithaprodersdorf. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977** (3), 293-298, Wien.

KÜPPER, H., PRODINGER, W. & WEINHANDL, R. (1955): Geologie und Hydrogeologie einiger Quellen am Ostabfall des Leithagebirges. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **2**,133-141, 2 Abb., Wien.

LANG, A. (2006): „Lackensalz“ als Rohstoff für Menschen – die Sodafabriken von Illmitz. – In: OBERLEITNER, I., WOLFRAM, G. & ACHATZ, A. [Hg.] (2006): Salzlebensräume in Österreich, 27-28, Abb. 12-13, Wien (Umweltbundesamt).

LOISL, J., TARI, G., DRAGANITS, E., ZÁMOLYI, A. & GJERAZI, I. (2018): High-resolution seismic reflection data acquisition and interpretation, Lake Neusiedl, Austria, northwest Pannonian Basin. – Interpretation, **6** (1), p. SB77-SB97, 19 figs, SEG (Society of Exploration Geophysicists), Tulsa, Oklahoma, http://dx.doi.org/10.1190/INT-2017-0086.1

LÖFFLER, H. [ed.] (1979): Neusiedlersee: The limnology of a shallow lake in Central Europe. – Monographiae Biologicae, **37**, X + 559 p., 156 figs., 102 tab., Dordrecht (Kluwer).

LÖFFLER, H. (1982): Der Seewinkel – Die fast verlorene Landschaft. – 160 S., 25 Abb., 3 Tab., zahlr. Fotos, St. Pölten (Niederösterreichisches Pressehaus).

LÖFFLER, H. (2000): Anmerkungen zur Bezeichnung der Gewässer des Seewinkels (Burgenland). – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **142**, 315-328, Wien.

LUEGER, J.P. (1979): Klimaentwicklung im Pannon und Pont des Wiener Beckens aufgrund von Landesschneckenfaunen. – Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **189** (6), 137-149, 2 Abb., Wien.

LUEGER, J.P. (1980): Die Molluskenfauna aus dem Pannon (Obermiozän) des Fölligberges (Eisenstädter Bucht) im Burgenland (Österreich). – Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft, **73**, 95-134, 7 Abb., 4 Taf., Wien.

MÁDL-SZŐNYI, J. & TÓTH, J. (2009): A hydrogeological type section for the Duna-Tisza Interfluve, Hungary. – Hydrology Journal, **17**, 961–980.

MAGYAR, I. & GEARY, D.H. (2012): Biostratigraphy in a late Neogene Caspian-type lacustrine basin: Lake Pannon, Hungary. – In: BAGANZ, O.W., BARTOV, Y., BOHACS, K. & NUMMEDAL, D. (eds.) (2012): Lacustrine sandstone reservoirs and hydrocarbon systems, AAPG Memoir, **95**, 255–264. http://doi.org/10.1306/13291392M953142

MAHLER, H. & REITINGER, J. (1986): Die Grundwasserverhältnisse im Seewinkel. – BFB-Bericht, **58**, 109-125, 10 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

MAKASKE, B. (2001): Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. – Earth-Science Reviews, **53**, 149-196, 16 fig., 3 tab.,

MAKASKE, B., LAVOOI, E., DE HAAS, T., KLEINHANS, M.G. & SMITH, D.G. (2017): Upstream control of river anastomosis by sediment overloading, upper Columbia River, British Columbia, Canada. – Sedimentology, **64**, 1488-1510, 12 fig., 4 tab., https://doi.org/10.1111/sed.12361

MALÍK, P. [ed.](2000): Danube Region Environmental Geology Programme, Hydrogeological map 1:200.000 Danube region Vienna-Bratislava-Budapest. – Budapest (Magyar Állami Földtani Intézet, Geological Instititze of Hungary).

MALÍK, P., BOROVICZÉNY, F., SCHUBERT, G., JOCHA-EDÉLENYI, E. & ZSÁMBOK, I. (2000): Hydrogeological map 1:200.000. Danube Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory notes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142** (4), 521-533, Wien.

MARTON, L., ERDÉLYSZKY, Zs. & RAJNER, V. (1980): A környezeti izotópok vizsgálata Debrecen és a Nyírség rétegvizeiben. – Hidrológiai Közlöny, **2**, 85-94, Budapest.

MARTON, L., MIKÓ, L., RANK, D. & HERTELENDI, E. (1991): Isotopenhydrogeologische Untersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. [Red.] (1991): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1, 369-378, Wien (Geologische Bundesanstalt).

MÁTYÁS, J., BURNS, S.J., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. (1996): What can stable isotopes say about salinity? An example from the late Miocene Pannonian Pake. – Palaios, **11** (1), 31-39, 9 fig., 2 tab., https://doi.org/10.2307/3515114

MIALL, A.D. (1996): The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. – 582 p., 504 fig., 30 tab., Berlin (Springer).

MICHEL, G. (1997): Mineral- und Thermalwässer – Allgemeine Balneologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 7, 398 S., 104 Abb., 72 Tab., Berlin (Borntraeger).

MILJKOVIĆ, N. & PLAMENAC, N. (1971): Solonetz soils of Yugoslavia, their properties and possibilities of utilization. – In: SZABOLCS, I. [ed.] (1971): European Solonetz soils and their reclamation, 151-164, 9 fig., Budapest (Akadámiai Kiadó).

MILLERET, E. (1999): Untersuchungen zum Salzhaushalt von Lacken des burgenländischen Seewinkels. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, 129 S., Anhang: 83 Abb., 17 Tab., Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Wien.

MITTER, H. & SCHMID, E. (2021): Informing groundwater policies in semi-arid agricultural production regions under stochastic scenario impacts. – Ecological Economics, **180**, https://doi.org/10.1016/j.ecolecon.2020.106908

MITTEREGGER, B. (2008): Chemische Untersuchungen am St. Andräer Zicksee im burgenländischen Seewinkel. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, 168 S., 32 Abb., 58 Tab., 116 Diagramme, Fakultät für Chemie, Universität Wien.

MOLNÁR, B. (1971): „Abhandlung des Natrongewässer-Symposiums Tihany-Szeged-Szarvas" (29.9.-4.10.1969). Nr. 3: Entstehungsgeschichte der Sodaseen im Süd-Alföd (Ungarn). – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **179** (5-11), 183-191, 10 Abb., Wien.

MOLNÁR, B. (1975): Über die Gesetzmäßigkeiten der terrestrischen klastischen Sedimentation in der Ungarischen Tiefebene. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, **3** (10), 1349-1367.

MOLNÁR, B. & MUCSI, M. (1966): A kardoskúti Fehértó vízföldtana viszonyai (Hydrogeologische Verhältnisse des Fehértó bei Kardoskút. – (ungarisch mit deutscher Zusammenfassung), Hidrológiai Közlöny, **46** (9), 413-420.

MOLNÁR, B. & MURVAI, I.M. (1975): Geohistorical evolution and dolomite sedimentation of the natron lakes of Fülöpháza, Kiskunság National Park, Hungary. – Acta Mineralogica-Petrographica, **22** (1), 73-86, Szeged.

MOOK, W.G. [ed.] (2001): Environmental Isotopes in the hydrological cycle. – Principles and applications, vol. 1, 1-164, IAEA – UNESCO. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/ihs_resources_publication_hydrocycle_en.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).

MÖRTL, G. (2006): Hydrogeologische Untersuchungen im Gebiet Schützen am Gebirge (Nördliches Burgenland). – Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, 41 S., zahlr. Abb. und Tab., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

MOSER, H. & RAUERT, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, Band 8, 400 S., 227 Abb., 32 Tab., Berlin (Borntraeger).

MÜHLMANN, E.-M. (2015): Analyse der Wassertemperaturen und Hydrochemie ausgewählter österreichischer Quellen von 1992 bis 2013 und Interpretation der möglichen Beeinflussung durch den Klimawandel. – Masterarbeit, 137 S., 60 Abb., 44 Tab., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

MYKHAYLYUK, I. (2016): Isotopenhydrologische Untersuchung von Grundwässern im Bereich des Neusiedler Sees (Nördliches Burgenland, Österreich). – Masterarbeit, 79 S., 34 Abb., 12 Tab., Universität Wien, Department für Umweltgeowissenschaften, Wien.

NELHIEBEL, P. (1977): Die Bodenverhältnisse des Seewinkels. – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **18/19**, 83-102, Wien.

NELHIEBEL, P. (1980): Die Bodenverhältnisse des Seewinkels. – BFB-Bericht, **37**, 41-48, 1 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

NELHIEBEL, P. (1986): Erläuterungen zur Bodenkarte 1:25.000 Kartierungsbereich Neusiedl am See-Süd (KB 139). – 227 S., Wien (Bundesanstalt für Bodenwirtschaft).

NESTROY, O. (2015): Den Boden verstehen. – 216 S., Graz (Leopold Stocker).

NESTROY, O. (2019): Das Mosaik unter unseren Füßen. – Geschnatter (Nationalparkzeitung), **2019** (4), 1-3, Karte 1:100.000 der Bodenlandschaften der österreichischen Region östlich des Neusiedler Sees und südlich der Parndorfer Platte, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

NESTROY, O. & KUTTNER, M. (2022): Zur Kenntnis der Böden der österreichischen Region östlich des Neusiedler Sees und südlich der Parndorfer Platte. – BFB-Bericht, 95, 46 S., 38 Abb., 1 Tab., 4 Karten Bodenlandschaften 1:25.000, 1 Karte Bodenlandschaften 1:100.000, Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

NESTROY, O., AUST, G., BLUM, W.E.H., ENGLISCH, M., HAGER, H., HERZBERGER, E., KILIAN, W., NELHIEBEL, P., ORTNER, G., PECINA, E., PEHAMBERGER, A., SCHNEIDER, W. & WAGNER, J. (2011): Systematische Gliederung der Böden Österreichs – Österreichische Bodensystematik 2000 in der revidierten Fassung von 2011. – Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft, **79**, 98 S., Wien.

OBERLEITNER, I. & DICK, G. (1995): Österreichischer Ramsar-Plan. – Umweltbundesamt, Monographien, **58**, 66 S., zahlr. Abb., Wien (Umweltbundesamt).

PAPESCH, W. & RANK, D. (2000): Isotopenuntersuchungen an den Seekreiden aus den Bohrkernen Mondsee. – In: VAN HUSEN, D. [Hg.] (2000): Klimaentwicklung im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6-3) in den Ostalpen, 123-127, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).

PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39-41**, 1946-1948, 99-193, 7 Abb., 4 Tab., Wien.

PAPP, A. (1953): Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **44**, 1951, 85-222, 1 Abb., 27 Taf., Wien.

PASCHER, G. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – 1 Karte, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PHILIPPITSCH, R. & ELSTER, D. (2016): Zur Definition des Begriffes Thermalwasser sowie zu den gesetzlichen Grundlagen und einer nachhaltigen Nutzung (EU-Wasserrahmenrichtlinie, Wasserrechtsgesetz). – In: ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500.000, 8-11, 4 Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt).

PHILIPPITSCH, R. & HUMER, F. [Hg.] (2018): Isotopenzusammensetzung in natürlichen Wässern in Österreich – Grundlagen und Anwendungsbeispiele zur Wasserisotopenkarte Österreichs 1:500.000. – 154 S., 133 Abb., 11 Tab., Wasserisotopenkarte Österreichs 1:500.000, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Wien. https://www.researchgate.net/publication/326803312_PHILIPPITSCH_R_HUMER_F_Hrsg_2018_Isotopenzusammensetzung_in_naturlichen_Wassern_in_Osterreich_-_Grundlagen_und_Anwendungsbeispiele_zur_Wasser-Isotopenkarte_Osterreichs_1500000; https://secure.umweltbundesamt.at/webgis-portal/isotopen/ (beide zuletzt abgerufen am 30. März 2023)

PILLER, W. E. & HARZHAUSER, M. (2005): The myth of the brackish Sarmatian Sea. – Terra Nova, **17**, 450-455, 5 fig., https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00632.x

PUTZLAGER, K. (2007): Hydrogeologie der Grundwasseraustritte im Uferbereich des Neusiedlersees (Nördliches Burgenland). – Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, 33 S., 20 Abb., 3 Tab., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

RAJNER, V. & RANK, D. (1981): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik. Teil 2: Isotopenhydrologische Voruntersuchungen. – BFB-Bericht, **42**, 91-107, 8 Abb., 1 Tab., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

RANK, D. (1986a): Die Anwendung von Isotopenmethoden im Neusiedler See-Gebiet. – Österreichische Wasserwirtschaft, **38** (7/8), 170-179, 11 Abb., 2 Tab., Wien.

RANK, D. (1986b): Scheinbare Widersprüche zwischen Schlußfolgerungen aus Grundwasserschichtenplänen und Isotopenmessungen bei hydrologischen

Untersuchungen. – In: MORFIS, A. & PARASKEVOPOULOU, P. (eds.) (1986): Proceedings 5th International Symposium on Underground Water Tracing, 101-112, 9 Abb., Athens, Greece (Institute of Geology and Mineral Exploration).

RANK, D. & RAJNER, V. (1984): Isotopenhydrologische Voruntersuchungen am Westufer des Neusiedler Sees.– BFB-Bericht, **51**, 123-128, 7 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

RANK, D., RAJNER, V. & DREHER, J. (1985a): Der Grundwassermarkierungsversuch 1964 bei der Hölllacke (Seewinkel) aus Sicht des Wissenstandes 1984.– BFB-Bericht, **55**, 51-55, 4 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

RANK, D., TSCHULIK, M., PAPESCH, W. & DOLEZAL, P. (1985b): Untersuchungen an den Kochbrunnen im Neusiedlersee bei Rust. – BFB-Bericht, **45**, 45-49, 4 Abb., 2 Tab., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

RANK, D., PAPESCH, W., RAJNER, V. & STAUDNER, F. (1988): Zur Verweilzeit der Quell- und Grundwässer an der Westseite des Neusiedlersees. – BFB-Bericht, **68**, 91-108, 2 Abb., Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland, Illmitz.

RANK, D., PAPESCH., LUST, G., NUSSBAUMER, W. & RAJNER, V. (1991): Isotopenhydrologie in Österreich: Stand 1990. – Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft, **83** (Umweltgeologie), 109-124, 12 Abb., 3 Tab, Wien.

RANK, D., WYHLIDAL, S., HEISS, G., PAPESCH, W. & SCHOTT, K. (2016): Arsenal environmental-isotope laboratories 1964-2010 – more than 45 years production/application/interpretation of basic isotope-hydrological data for Central Europe. – Austrian Journal of Earth Sciences, **109** (1), 4-28, 38 fig., 4 tab., Vienna, https://doi.org/10.17738/ajes.2016.0001

RIEDL, H. (1965): Beiträge zur Morphogenese des Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **34**, 5–28, zahlr. Abb., Eisenstadt.

RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z., FODOR, L.I. & HORVÁTH, E. (2007): Neotectonics and Quaternary landscape evolution of the Gödöllő Hills, Central Pannonian Basin, Hungary. – Global and Planetary Change, **58**, 181-196.

SALCHER, B.C., MEURERS, B., SMIT, J., DECKER, K., HÖLZEL, M. & WAGREICH, M. (2012): Strike-slip tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin fault system inferred from Bouguer gravity derivates. – Tectonics, **31**, TC3004, 1-20, 12 fig., https://doi.org/10.1029/2011TC002979

SANFORD, W.E., RÉVÉSZ, K. & DEÁK, J. (2001): Inverse modelling using ^{14}C ages: Application to groundwater in the Danube-Tisza interfluvial region of Hungary. – In: SEILER, K.-P. & WOHNLICH, S. (eds.) (2001): New approaches characterizinng groundwater flow, Proceedings of the XXXI. Congress of International Association of Hydrologists, Munich, Germany, Sept. 2001, 401-404 (Swets & Zeitlinger Lisse).

SAUERZOPF, F. (1956): Das Werden des Neusiedlersees. – Burgenländische Heimatblätter, **18**, 1, 1–6, Eisenstadt.

SAUERZOPF, F. (1959a): Allgemeines. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee; Grundriss der Naturgeschichte des Großraumes Neusiedlersee), 5-18, Eisenstadt.

SAUERZOPF, F. (1959b): Die Oberflächenwässer des Neusiedlerseeraumes. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee; Grundriss der Naturgeschichte des Großraumes Neusiedlersee), 40-47, Eisenstadt.

SAUERZOPF, F. (1962): Die Mineralwässer der Freistadt Rust am See. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **29** (Naturwissenschaften 1961-1962), 124-131, 5 Abb., 4 Tab., Eisenstadt.

SCHEIBZ, J. (2006): Geologisch-geophysikalische Untergrunduntersuchungen im Gebiet Schützen am Gebirge (Nordburgenland). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie der Universität Wien, Department für Umweltgeowissenschaften, 147 S., 65 Abb., 7 Tab., Anhang, Wien.

SCHERF, E. (1935): Geologische und morphologische Verhältnisse des Pleistozäns und Holozäns der Grossen Ungarischen Tiefebene und ihre Beziehungen zur Bodenbildung, insbesondere der Alkalibodenentstehung. – Jahresberichte der Königlich Ungarischen geologischen Anstalt über die Jahre 1925-1928, 274-301, Budapest.

SCHMID, H. (1968a): Ein neues Bitterwasservorkommen bei Oggau am Neusiedlersee (Burgenland). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **40**, 5-16, 3 Abb., Eisenstadt.

SCHMID, H. (1968b): Zur Hydrogeologie der Kaliquellen des Neusiedlerseegebietes. Unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse um Rust. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **40**, 17-21, Eisenstadt.

SCHMID, H. (1970): Das Mineralwasservorkommen rund um den Neusiedlersee. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **44**, 50-57, Eisenstadt.

SCHRÖCKENFUCHS, G. (1975): Hydrogeologie, Geochemie und Hydrodynamik der Formationswässer des Raumes Matzen – Schönkirchen Tief. – Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, **91**, 299-321, 15 Abb., 3 Tab., Wien.

SCHRÖCKENFUCHS, G. (1993): Bildung und Geochemie von Kohlenwasserstoffen sowie deren Anreicherung zu nutzbaren Lagerstätten: Hydrostatik und Hydrodynamik. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. [Hg.] (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, Vollständig überarbeitete und erweiterte 2. Auflage, 35-37, Abb. 21-23, Wien (Naturhistorisches Museum) und Horn (F. Berger).

SCHROLL, E. (1959): Zur Geochemie und Genese der Wasser des Neusiedler Seegebietes. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23,** (Landschaft Neusiedlersee), 55–64, 5 Abb., 3 Tab., Eisenstadt.

SCHROLL, E. (1965): Zur Geochemie der Halogenide in Wässern des Neusiedlerseegebiets und anderer mineralisierter Wässer des Burgenlandes. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **30,** (Internationales Symposium für Angewandte Geowissenschaften, Eisenstadt 1961), 109-124, 6 Tab., Eisenstadt.

SCHROLL, E. (1979): Electron microcopic investigations of the mud sediments. – In: LÖFFLER, H. [ed.](1979): Neusiedlersee: The limnology of a shallow lake in Central Europe, Monographiae Biologicae, **37**, 145-149, 4 fig., Dordrecht (Kluwer).

SCHROLL, E. & WIEDEN, P. (1961): Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedler Sees. – Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Dritte Folge, **7**, 286-289, 1 Abb., Wien.

SCHUBERT, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich. – In: SCHUBERT, G. [Red.] (2015): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich, Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 11-69, 24 Abb., 25 Tab., Wien.

SEBE, K., CSILLAG, G., PAZONYI, P. & RUSZKICZAY-RÜDIGER, Z. (2019): Quaternary evolution of the river Danube in the central Pannonian Basin and its possible role as an ecological barrier to the dispersal of ground squirrels. – Historical Biology, **33** (1), 116-135, 11 fig., appendix 1-2, https://doi.org/10.1080/08912963.2019.1666838

ŠEFFEROVA STANOVA, V., VAJDA, Z. & JANAK, M. (2008): Management of Natura 2000 habitats, 6260 *Pannonic sand steppes. – Technical Report 2008 15/24, 20 p., 1 tab., European Commission.

SIMON, S. (2010): Characterization of groundwater and lake interaction in saline environment, at Kelemenszék Lake, Danube-Tisza interfluve, Hungary. – PhD, 167 p., appendix 1-8, Budapest (Eötvös Loránd University).

SIMON, S., MÁDL-SZŐNYI, J., MÜLLER, I. & ZSEMLE, F. (2009): Identification of near-surface saline water in the Lake Kelemenszék area, Danube-Tisza Interfluve, Hungary. – Central European Geology, **51** (3), 219-230. https://doi.org/10.1556/CEuGeol.51.2008.3.4

SIMON, S., MÁDL-SZŐNYI, J., MÜLLER, I. & POGÁCSÁS, G. (2011): Conceptual model for surface salinisation in an overpressured and superimposed gravity-flow field, Lake Kelemenszék area, Hungary. – Hydrogeology Journal, **19**, 701-717. https://doi.org/10.1007/s10040-011-0711-8

SOLAR, F. (1975): Der Stoffhaushalt von Rübenböden des Seewinkels unter besonderer Berücksichtigung des Disharmonitätsproblems. – Die Bodenkultur, **26**, 111-138, 8 Abb., 3 Tab., Wien.

SOLAR F. (1981): Bodenkarte Seewinkel. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **63**, S. 136, Eisenstadt.

SSYMANK, A. (2013): Die Steppenlebensräume im Natura 2000-Netzwerk der EU 27-Staaten. – In: BAUMBACH, H. [Hg.] (2013): Steppenlebensräume Europas: Gefährdung, Erhaltungsmaßnahmen und Schutz, 13-24, 6 Abb., 8 Tab., Erfurt (Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Forsten, Umwelt und Naturschutz).

STADLER, P. (2011): Isotopenhydrogeologische Untersuchung des überschobenen Karsts von Zeleni Vir (Äußere Dinariden, Kroatien). – Masterarbeit, 84 S., 34 Abb., 8 Tab., 19 Fotos, Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Wien.

STEINER, K.-H. (1994): Hydrogeologische Untersuchungen zur Beurteilung des Wasserhaushaltes ausgewählter Salzlacken im Seewinkel (Burgenland). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Wien, Institut für Geologie, 95 S., 39 Abb., 2 Tab., 5 Beil., Wien.

STEINER, K.-H. (2006): Hydrologie und Lackenwasserhaushalt im Seewinkel. – Salzlebensraume in Österreich, 59–70, Abb. 21–35, Wien (Umweltbundesamt).

STOJANOVIC, A., KOGELNIG, D., MITTEREGGER, B., MADER, D., JIRSA, F., KRACHLER, R. & KRACHLER, R. (2009): Major and trace element geochemistry of superficial sediments and suspended particulate matter of shallow saline lakes in Eastern Austria. – Chemie der Erde, **69**, 223-234, 7 fig., 4 tab., https://doi.org/10.1016/j.chemer.2009.03.001

SÜMEGI, P. & BOROS, E. (2013a): Origin and development of soda pans in the Carpathian Basin. – In: BOROS, E., ECSEDI, Z. & OLÁH, J. (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 23-33, Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

SÜMEGI, P. & BOROS, E. (2013b): Origin and development of soda pans in the Carpathian Basin. – In: BOROS, E., ECSEDI, Z., OLÁH, J. (eds.) (2013): Ecology and management of soda pans in the Carpathian Basin, 23-33, photo 21-29, Balmazúváros (Hortobágy Environmental Association).

SÜMEGI, P., LÓCSKAI, T. & HUPUCZI, J. (2011a): Late Quaternary palaeoenvironment and palaeoclimate of the Lake Fehér (Fehér-to) sequence at Kardoskút (South Hungary), based on preliminary mollusc records. – Central European Journal of Geosciences, **3** (1), 43-52, 5 fig., 3 tab., https://doi.org/10.2478/s13533-011-0007-5

SÜMEGI, P., MOLNÁR, M., JAKAB, G., PERSAITS, G., MAJKUT, P., PÁLL, D., GULYÁS, S., JULL, A.J.T. & TÖRCSIK, T. (2011b): Radiocarbon-dated paleoenvironmental changes on a lake and peat sediment sequence from the central Great Hungarian Plain (Central Europe) during the last 25,000 years. – Radiocarbon, **53** (1), 85-97, 4 fig., 1 tab., https://doi.org/10.1017/S0033822200034378

SZABOLCS, I. (1971a): European Solonetz soils and their reclamation. – 204 p., Budapest (Akadámiai Kiadó).

SZABOLCS, I. (1971b): Solonetz soils in Europe. Their formation and properties with particular regard to utilization. – In: SZABOLCS, I. [ed.] (1971): European Solonetz soils and their reclamation, 9-33, 14 fig., 4 tab., Budapest (Akadámiai Kiadó).

SZANTÓ, O., KOVÁČ, M., MAGYAR, I., ŠUJAN, M., FODOR, L., UHRIN, A., RYBÁR, S., CSILLAG, G. & TŐKÉS, L. (2016): Late Miocene sedimentary record of the Danube/Kisalföld Basin: interregional correlation of depositional systems, stratigraphy and structural evolution. – Geologica Carpathica, **67** (6), 525–542. https://doi.org/10.1515/geoca-2016-0033

TANZBERGER, A. (2005): Die „Kochbrunnen“ des Neusiedlersees. Ein kurzer Überblick über neue Untersuchungen. – Unveröffentlichte Bakkalaureats-Arbeit, 26 S., Universität Wien, Fakultät für Geowissenschaften, Geographie und Astronomie, Department für Umweltgeowissenschaften, Wien.

TAUBER, A.F. (1959a): Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes.– Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 18–24, 1 Abb., Eisenstadt.

TAUBER, A. F. (1959b): Zur Oberflächengeologie des Seewinkels. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 24-26, Eisenstadt.

TAUBER, A. F. (1959c): Grundzuge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 26–31, 11 Taf., Eisenstadt.

TAUBER, A.F. (1959d): 1. Teil: Hydrogeologie des Seewinkels. – In: TAUBER, A. F., KNIE, K., GAMS, H. & PESCHEK, E. (1959): Die artesischen Brunnen des Seewinkels im Burgenland, Wasser und Abwasser, **1958**, 228-237, Wien.

TAUBER, A. F. (1961a): Die Entstehung der Salzwasserseen. – In: KOENIG, O. [Hg.](1961): Das Buch vom Neusiedlersee, 226-228, Wien (Wollzeilen Verlag).

TAUBER, A. F. (1961b): Ein Dezennium praktische Geologie im Burgenland. – Burgenländische Heimatblätter, **23**, 188-194, Eisenstadt.

TAUBER, A. F. (1963): Neusiedlersee – Mineralwasser und Mineralwasserlagerstätte. – Allgemeine Landestopographie des Burgenlandes, II/2, 786–809, Eisenstadt.

TAUBER, A. F. (1965): Geologische Typologie und Genese der Mineralquellen und Mineralwässer im Neusiedlerseegebiet. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **34**, 259-304, Eisenstadt.

TAUBER, A. F., KNIE, K., GAMS, H. & PESCHEK, E. (1959): Die artesischen Brunnen des Seewinkels im Burgenland. – Wasser und Abwasser, **1958**, 226-279, Wien.

TCHAIKOVSKY, A., HÄUSLER, H., KRALIK, M., ZITEK, A., IRRGEHER, J. & PROHASKA, T. (2019): Analysis of *n*(87Sr)/*n*(86Sr), δ88Sr/86SrSRM987 and elemental pattern to characterise groundwater and recharge of saline ponds in a clastic aquifer in East Austria. – IEHS (Isotopes in Environmental and Health Studies), **55** (2), 179–198, 5 fig., 2 tab., https://doi.org/10.1080/10256016.2019.1577832

TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. – Band **3**, Gesamtübersicht, X + 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke).

TÓTH, J. (2009): Gravitational systems of groundwater flow. Theory, evaluation, utilization. – 297 p., Cambridge (University Press).

TÓTH, J. & ALMÁSI, I. (2001): Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. – Geofluids, **1**, 11-36.

TÓTH, O., SIPOS, G., KISS, T. & BARTYIK, T. (2017): Dating the Holocene incision of the Danube in southern Hungary. – Journal of Environmental Geography, **10** (1-2), 53-59, 5 fig., 1 tab., https://doi.org/10.1515/jengeo-2017-0006

TRIEBL, R. & WEGLEITNER, A. (2016): Die Lacken des burgenländischen Seewinkels (Lage – Namen – Etymologie). – Burgenländische Heimatblätter, **78** (3-4), 109-180, 28 Abb., Eisenstadt.

WACHTEL, D. (1859): Ungarns Kurorte und Mineralquellen. – 475 S., Ödenburg (Seyring & Hennicke). https://books.google.at/books?id=9vNZAAAAcAAJ&pg=PA304&dq=mineralquellen+ungarns&hl=de&sa=X&ved=2ahUKEwiUqqTOhcP4AhUNIcUKHYu7CLMQuwV6BAgHEAc#v=onepage&q&f=false (zuletzt abgerufen am 27. Juni 2022)

WAGNER, H. (1922): Lehrbuch der Geographie, Erster Band: Allgemeine Erdkunde, Zweiter Teil: Physikalische Geographie. – Zehnte, sorgfältig durchgesehene und ergänzte Auflage, zugleich fünfte Auflage der Neubearbeitung des Lehrbuchs der Geographie von GUTHE-WAGNER, 660 S., Hannover (Hahn), https://archive.org/details/lehrbuchdergeogr0102guthuoft/page/n3/mode/2up (zuletzt abgerufen am 28. September 2022)

WAGNER, S. (2006): Wasseruntersuchungen im Gebiet Schützen am Gebirge (Nördliches Burgenland). – Unveröffentlichte Bakkalaureatsarbeit, 34 S., zahlr. Abb. und Tab., Department für Umweltgeowissenschaften, Universität Wien.

WARNER, N.R., JACKSON, R.B., DARRAH, T.H., OSBORN, S.G., DOWN, A., ZHAO, K., WHITE, A. & VENGOSH, A. (2012): Geochemical evidence for possible natural migration of Marcellus Formation brine to shallow aquifers in Pennsylvania. – PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America), **109** (30), 11961-11966, https://doi.org/10.1073/pnas.1121181109

WEGLEITNER, A. (1974): Die geschichtliche Entwicklung der Gemeinde Illmitz mit besonderer Berücksichtigung der Siedlungs- und Wirtschaftsgeschichte. – Unveröffentlichte Dissertation, Philosophische Fakultät der Universität Wien, 372 S., zahlreiche Abbildungen und Karten, 8 Diagramme, 24 Tabellen, Anhang 20 Seiten, Quellen und Literaturverzeichnis 24 Seiten, Bildband 56 Seiten, Institut für Österreichische Geschichtsforschung der Universität Wien.

WEGLEITNER, A. (2000): Seife aus den Lacken. Die Sodafabriken von Illmitz – Seesalz als Rohstoff. – Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel), **2000** (4), S. 4, 1 Abb., Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

WEGLEITNER, A. (2014): Zurückgeschnattert 1: Alles Seewinkel – oder was? – Geschnatter (Nationalparkzeitung Neusiedlersee-Seewinkel), **2014** (4), S. 12, Illmitz (Nationalpark Neusiedler See – Seewinkel).

WEISS, K. (2015): Sedimentologische Untersuchungen der Seewinkel-Formation im Bereich der Salzlacken (Burgenland). – Masterarbeit, 119 S., Universität Wien, Department für Umweltgeowissenschaften, Wien.

WENDELBERGER, G. (1955): Die Restwälder der Parndorfer Platte in Nordburgenland. – Burgenländische Forschungen, **29**, 175 S., 27 Abb., Anlage, Eisenstadt.

WENDELBERGER, G. (1959): Die Vegetation des Neusiedler See-Gebietes. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, **168** (4-5) 305-314, Wien.

WENDELBERGER, G. (1993): Gedanken zur natürlichen Waldbedeckung des Seewinkels. – BFB-Bericht, **79**, 59-61, Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland).

WESSELY, G. (1993): Geowissenschaftliche Darstellung der österreichischen Erdöl- und Erdgasgebiete: III.7 Das Pannonische Becken einschließlich des Mattersburger Beckens

(Burgenland). – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. [Hg.] (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich, 2. Auflage, 371-378, Wien (Naturhistorisches Museum) und Horn (F. Berger).

WESSELY, G. (2003): Geologische Studie über die Erschließung von Warmwasser im nördlichen Burgenland. – In: GOLDBRUNNER, J. (2003): Geologische Feasibility Studie „Seewinkeltherme“ für die Region Neusiedlersee, Anlage 1, Gleisdorf (Geoteam, Technisches Büro für Hydrogeologie, Geothermie und Umwelt Ges.m.b.H.).

WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich. – 413 S., 655 Abb., 26 Tab., Wien (Geologische Bundesanstalt).

WHITE, D.E., HEM, J.D. & WARING, G.A. (1963): In: FLEISCHER, M. [ed.](1963): Data of geochemistry, Sixth edition. Chapter F: Chemical composition of subsurface waters, U.S. Geological Survey Professional Paper, **440-F**, F1-F67, Washington (U.S. Government Printing Office).

WIEDEN, P. (1959): Sediment-petrographische Untersuchung des Schlamms vom Neusiedlersee (Bgld.). – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **23** (Landschaft Neusiedlersee), 73-80, 2 Abb., Eisenstadt.

WILLNER, W. (2013): Pannonische Steppenrasen in Österreich. – In: BAUMBACH, H. [Hg.] (2013): Steppenlebensräume Europas: Gefährdung, Erhaltungsmaßnahmen und Schutz, 151-162, 10 Abb., Erfurt (Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Forsten, Umwelt und Naturschutz).

WOLFRAM, G. (2006): Bedeutung und Vorkommen von Salzlebensräumen. – In: OBERLEITNER, I., WOLFRAM, G. & ACHATZ, A. [Hg.] (2006): Salzlebensräume in Österreich, 13-26, Abb. 1-11, Foto S1-S2, Wien (Umweltbundesamt).

WOLFRAM, G., DERI, L. & ZECH, S. [Red.] (2014): Strategiestudie Neusiedler See – Phase 1. – 244 S., Wien, Szombathely (Österreichisch-Ungarische Gewässerkommission).

WURM, M. (2000): Hydrogeochemische Methodik zur Klärung von Interaktionsprozessen von Formations-, Mineral-, Tiefengrund- und oberflächennahen Grundwässern im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, 125 S., Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, Abteilung für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben.

ZÁMOLYI, A., SALCHER, B., DRAGANITS, E., EXNER, U., WAGREICH, M., GIER, S., FIEBIG, M., LOMAX, J., SURÁNYI, G., DIEL, M., ZÁMOLYI, F. (2016): Latest Pannonian and Quaternary evolution at the transition between Eastern Alps and Pannonian Basin: new insights from geophysical, sedimentological and geochronological data. – International Journal of Earth Sciences, **106**, 1695-1721 (2017), https://doi.org/10.1007/s00531-016-1383-3

ZETINIGG, H., DOMBERGER, G., EYBL, J., FERSTL, M., GOLDBRUNNER, J.E., HACKER, P., HERLICSKA, H., KANATSCHNIG, M., KAUFMANN, K., KNEIDINGER, C., KOLLMANN, W., MAURER, A., NACHTMANN, W., NEUMAYER, R.A., PHILIPPITSCH, R., RAKASEDER, S., RAUCH, P., SAMEK, M., SCHMID, C., SPÖRKER, T., SUETTE, G., VOLLHOFER, O., WEBER, L. & GAUL, A. (2010): Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen. – ÖWAV-Regelblatt **215**, 88 S., Wien.

ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente. – 324 S., Wien (Springer).

ZULKA, K.P., WOLFRAM, G. & MAZZUCCO, K. (2006): Bindung von Pflanzen und Tiere an Salzstandorte. – Salzlebensraume in Österreich, 29–33, Abb. 14-15, Wien (Umweltbundesamt).

ZÜNTERL, A., NEUHUBER, S., KOGELBAUER, I., OTTNER, F., DIETZEL, M. & HIPPLER, D. (2015): High-resolution SEM study of authigenic high-Mg calcite and (proto-) dolomite of Lake Neusiedl (Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **161**, p. 135, https://www.uibk.ac.at/mineralogie/oemg/161.html (zuletzt abgerufen am 30. März 2023).