ERLÄUTERUNGEN zur geologischen Themenkarte RADIONUKLIDE IN GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS 1: 500 000

RUDOLF BERKA, CHRISTIAN KATZLBERGER, RUDOLF PHILIPPITSCH, GERHARD SCHUBERT, MARTIN KORNER, CLAUDIA LANDSTETTER, KLAUS MOTSCHKA, HERBERT PIRKL, JOHANNES GRATH, ASTRID DRAXLER & THOMAS HÖRHAN

37 Abbildungen, 23 Tabellen



Geologische Bundesanstalt

Wien 2014

Anschriften der Autorinnen und Autoren

Mag. Rudolf Berka Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Hydrogeologie Neulinggasse 38, 1030 Wien rudolf.berka@geologie.ac.at

Mag. ASTRID DRAXLER
Umweltbundesamt, Abteilung Organische Analysen
Spittelauer Lände 5, 1090 Wien
astrid.draxler@umweltbundesamt.at

DI JOHANNES GRATH
Umweltbundesamt GmbH
Abteilung Grundwasser
Spittelauer Lände 5, 1090 Wien
johannes.grath@umweltbundesamt.at

DI THOMAS HÖRHAN
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft – Sektion VII – Wasser
Marxergasse 2, 1030 Wien
thomas.hoerhan@lebensministerium.at

Dr. Christian Katzlberger
Österreichische Agentur für Gesundheit und
Ernährungssicherheit GmbH
Fachbereich Strahlenschutz, Abteilung Strahlenschutz
und Radiochemie
Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien
christian.katzlberger@ages.at

Martin Korner
Österreichische Agentur für Gesundheit und
Ernährungssicherheit GmbH
Fachbereich Strahlenschutz, Abteilung Strahlenschutz
und Radiochemie
Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien
martin.korner@ages.at

Dr. Claudia Landstetter
Österreichische Agentur für Gesundheit und
Ernährungssicherheit GmbH
Fachbereich Strahlenschutz, Abteilung Strahlenschutz
und Radiochemie
Spargelfeldstraße 191, 1220 Wien
claudia.landstetter@ages.at

Mag. Klaus Motschka Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Geophysik Neulinggasse 38, 1030 Wien klaus.motschka@geologie.ac.at

Dr. HERBERT PIRKL GeoÖko Technisches Büro für Geologie Plenergasse 5/27, 1180 Wien Herbert.Pirkl@a1.net

Dr. Rudolf Philippitsch
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft – Sektion VII – Wasser
Marxergasse 2, 1030 Wien
rudolf.philippitsch@lebensministerium.at

Dr. Gerhard Schubert Geologische Bundesanstalt Fachabteilung Hydrogeologie Neulinggasse 38, 1030 Wien gerhard.schubert@geologie.ac.at

Zitiervorschlag:

Berka, R. Katzlberger, Ch., Philippitsch, R., Schubert, G., Korner, M., Landstetter, C., Motschka, K., Pirkl, H., Grath, J., Draxler, A. & Hörhan, Th. (2014): Erläuterungen zur geologischen Themenkarte Radionuklide in den Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., Wien.

ISBN: 978-3-85316-075-6

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien office@geologie.ac.at – www.geologie.ac.at Technische Redaktion: Christoph Janda Lektorat: Christian Cermak

> Verlagsort: Wien Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm Druck: "agensketterl" Druckerei GmbH, A 3001 Mauerbach Wien, im Juni 2014

Vorwort

Gelegentlich sorgen Analysenergebnisse betreffend Radionuklide in Grund- und Trinkwasser für Schlagzeilen. Es ist deshalb ein Anliegen der Sektion Wasser, die Relevanz solcher Meldungen zu überprüfen. Sie hat im Jahr 2009 die Geologische Bundesanstalt in Zusammenarbeit mit der Österreichischen Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH beauftragt, die österreichweit vorliegenden Wasseranalysen mit Gesteinsanalysen von natürlichen Radionukliden zu vergleichen und darzustellen.

Die vorliegende hydrogeologische Themenkarte bietet erstmalig eine Zusammenführung der bisher in den einzelnen Institutionen erhobenen Daten hinsichtlich natürlicher Radioaktivität in Untergrundgesteinen, Sedimenten, Grund- und Trinkwässern, kombiniert mit den Erhebungen aus der Aeroradiometrie.

Die Ergebnisse zeigen, dass die Gehalte der untersuchten natürlichen Radionuklide in den Grundwässern in Bereichen liegen, die einer Nutzung als Trinkwasser nicht entgegenstehen und keine gesundheitliche Gefährdung auf Grund ihrer Radioaktivität darstellen. Hinsichtlich einzelner Parameter, nämlich Radium-228, Blei-210 und Polonium-210, ist allerdings die Datenlage noch nicht ausreichend erhoben.

Darüber hinaus ist festzustellen, dass als Trinkwasser genutzte Grundwässer in Österreich – wie zu erwarten – nicht durch künstliche Radioaktivität, die z.B. durch Kernwaffentests oder durch Unfälle in nukleartechnischen Anlagen freigesetzt wurden, belastet sind.

Einen Spezialfall stellt Uran dar, da hier die toxischen Eigenschaften als Schwermetall weit bedeutender sind, als die der radiotoxischen Wirkung auf Grund seiner relativ geringen Radioaktivität. Der Grenzwert der Trinkwasserverordnung für Uran ist in einigen Grundwässern in bestimmten, bekannten Regionen lokal überschritten. Dies ist zumeist durch den geologischen Untergrund erklärbar. Ob in speziellen Fällen andere Ursachen, wie z.B. anthropogener Eintrag vorliegen könnten, wird in weiterführenden Studien bereits näher untersucht.

Wien, im April 2014



Sektionschef DI WILFRIED SCHIMON Leiter der Sektion VII – Wasser Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Inhalt

		ıng (R. Рнирттясн)	
Zι	ısam	menfassung (G. Schubert & R. Philippitsch)	8
4	Noti	ürliche Strahlung – physikalische Grundlagen und ihre Bedeutung für den Menschen (Сн. Катzlberger)	-1-1
1		Radioaktivität	
	1.1	1.1.1 Entdeckung	
		1.1.2 Strahlungsarten	
	12	Natürliche Radioaktivität	
	1.2	1.2.1 Entstehung.	
		1.2.2 Natürliche Zerfallsreihen	
		1.2.3 Eigenschaften und Vorkommen der Radionuklide der natürlichen Zerfallsreihen	
		Uran (U)	
		Thorium (Th)	
		Radium (Ra)	
		Radon (Rn)	
		Blei (Pb) und Polonium (Po)	
		1.2.4 Radionuklide außerhalb der Zerfallsreihen	15
		1.2.5 Kosmogene Radionuklide	
	1.3	Strahlenwirkung und Strahlenexposition	
		1.3.1 Aktivität und Dosisgrößen	
		1.3.2 Strahlenwirkung	
		1.3.3 Strahlenexposition	
		Äußere Strahlenexposition	
		Interne Strahlenexposition	
		Strahlenexposition der Bevölkerung in Österreich	
		Exposition durch natürliche Radionuklide in Grund- und Trinkwasser	18
2		kunft der verwendeten Messdaten, Analysemethoden	
	2.1	Radionuklide im Grundwasser	
		2.1.1 Radionuklid-Daten der AGES (C. Landstetter & M. Korner)	19
		2.1.2 Radionuklid-Daten der bundesweiten Gewässerzustandsüberwachung und	
		des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung (G. Schubert, J. Grath & A. Draxler)	
	2.2	Das Aeroradiometriesystem der Geologischen Bundesanstalt (K. Motschka)	
		2.2.1 Gammastrahlen-Spektrometer	
		2.2.2 Koordinatenerfassung und Navigation	
		2.2.3 Flughöhenbestimmung	
		2.2.4 Datenspeicherung und Messwertkontrolle	
		2.2.5 Erfassung und Auswertung der Spektren	
		2.2.6 Korrekturen der Messdaten	
		2.2.7 Messgebiete 1982 bis 2012	
		2.2.8 Anwendungsmöglichkeiten des Systems	
		Geologische Kartierung	
	0.0	Strahlenschutz	
	2.3		
		2.3.1 Programm-/Projektorganisation	
		2.3.2 Labor-Analytik	
	2.4	Gesteinschemie (R. Berka, G. Schubert & R. Philippitsch)	
	2.4	Gesteinschemie (n. Berka, G. Schubert & n. Philippinsch)	40
3	Die	kartografische Darstellung (R. Berka)	43
4	Der	geologische Hintergrund	15
+		Geologische und geochemische Grundlagen (R. Berka)	
	7.1	4.1.1 Zur primären Verteilung von Uran und Thorium in geologischen Prozessen	
		4.1.2 Die wichtigsten uran- und thoriumhaltigen Minerale und ihre typischen Vorkommen in Gesteinen	
		4.1.3 Übersicht zu den Uran- und Thoriumgehalten von Gesteinen	

	4.2 Uran und Thorium in der Lagerstättenkunde (R. Berka)	51
	4.2.1 Zu den Uran-Mineralisationen in Österreich	51
	4.2.2 Uranerze im globalen Kontext – uranhaltige Phosphatdünger	52
	4.3 Uran- und Thoriumgehalte in Bachsedimenten, Gesteinsproben und aus radiometrischen M	√lessungen 55
	4.3.1 Uran- und Thoriumgehalte in Bachsedimenten (G. Schubert)	55
	4.3.2 Uran- und Thoriumgehalte in Gesteinsproben (R. Berka)	60
	4.3.3 Uran- und Thoriumgehalte aus geophysikalischen Messungen (G. Schubert)	76
5	S Radionuklide im Grundwasser	8 ¹
	5.1 Zum Verhalten der Radionuklide im Wasser (R. Berka)	
	5.2 Radionuklide in den Grundwässern Österreichs – regionale Verteilung und Interpretation	
	(G. Schubert, R. Berka, Ch. Katzlberger & R. Philippitsch)	82
	5.3 Hinweise zu den Radonquellen in der Themenkarte (R. Berka)	
6	S Vorkommen und Verteilung von natürlichen Radionukliden in Österreich – eine Zusammenscha	
	aus geologischer Sicht (R. Berka)	95
	6.1 Festgesteinsgebiete mit Vorherrschaft von mesozoischen Sedimentgesteinen	96
	6.2 Para- und Orthogesteinsgebiete der Zentralalpen und der Böhmischen Masse	97
	6.3 Becken- und Tallandschaften mit jungen Sedimenten – Lockergesteinsgebiete	100
7	Quellenverzeichnis	103
	7.1 Literatur	103
	7.2 Rechtsmaterialien und Gesetze	109

Einleitung

(R. PHILIPPITSCH)

Vorrangiges Ziel der österreichweiten Darstellung natürlich vorkommender Radionuklide im Grund- und Quellwasser sowie Gesteinen ist es, insbesondere die heimische Bevölkerung über die natürliche Verteilung, Eigenschaften und ein allfälliges Risiko dieser Elemente grundlegend zu informieren.

Natürliche Radionuklide, wie z.B. die festen Elemente Uran und Thorium mit deren radioaktiven Zerfallsprodukten, sind natürliche Bestandteile unseres Planeten, wobei diese sehr schweren chemischen Elemente einst aus besonders gewaltigen Sternenexplosionen (Supernovae, Kollisionen von Neutronensternen) hervorgegangen sind. Aufgrund ihrer besonderen Entstehung sind diese auch relativ selten gegenüber den meisten anderen gesteinsbildenden Elementen am Aufbau der Erde beteiligt. Eine ihrer wesentlichen Eigenschaften liegt im permanenten Zerfall zu leichteren Elementen (z.B. Radon, Radium...) bei gleichzeitiger Abgabe von radioaktiver Strahlung. Neben den mehr oder weniger risikobehafteten, natürlichen Strahlungseigenschaften dieser Elemente, sind auch noch die möglichen chemisch-giftigen bzw. toxischen Eigenschaften zu berücksichtigen.

Seit Anbeginn der Entwicklung des gesamten Lebens auf der Erde ist dieses – je nach Verteilung – den natürlich vorkommenden radioaktiven Elementen in Gestein, Wasser und Luft ausgesetzt. So haben sich Pflanzen, Tiere und Menschen über Jahrmillionen mit diesen natürlichen Verhältnisse arrangieren bzw. an die unterschiedlichen Verhältnisse anpassen müssen.

Mit der Entdeckung der charakteristischen Eigenschaften dieser Elemente im 19./20. Jahrhundert und dem darauffolgenden technischen Fortschritt, wurden sowohl die nutzbringenden Eigenschaften (Medizin/Krebsbekämpfung/Forschung), gleichzeitig aber auch das damit verbundene sehr hohe Gefahrenpotenzial für die gesamte Umwelt bei anderen technischen Anwendungen (Atombomben/Kernreaktorunfälle in Atomkraftwerken etc.) immer besser bekannt. Das größte Risiko geht dabei nicht von der natürlichen Verteilung dieser Elemente auf dem Erdplanten aus, sondern in erster Linie erst durch die technische Anreicherung bzw. Konzentration aus Erz führenden Gesteinshorizonten und anschließender Nutzung.

Das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW – Sektion VII – Wasser) hat im Jahr 2009 die Geologische Bundesanstalt (GBA) in Zusammenarbeit mit der Österreichischen Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH

(AGES), als bekannt fachspezifische Institutionen des Bundes, beauftragt, die österreichweit vorliegenden Wasseranalysen mit Gesteinsanalysen von natürlichen Radionukliden des jeweiligen geologischen Untergrundes zu vergleichen. Zudem wurden vom Umweltbundesamt (UBA) im Sommer 2013 österreichweit rund 2.000 staatliche Grundwassermessstellen nach der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) gezielt auf ihren Urangehalt hin untersucht und deren Ergebnisse in das gegenständliche Werk eingearbeitet. Diese Urananalysen werden gesondert auch im nächsten Jahresbericht zur Erhebung der Wassergüte in Österreich auf der Homepage des Lebensministeriums veröffentlicht werden (http://publikationen.lebensministerium.at/).

Es wurden die wichtigsten bzw. aussagekräftigsten zur Verfügung stehenden Datensätze der drei Organisationen (GBA, AGES und UBA) in eine einheitliche Projektdatenbank eingearbeitet, um diese räumlich in Beziehung bringen zu können, und damit Rückschlüsse auf die maßgeblichen Zusammenhänge zwischen dem Uran- und Thoriumgehalt der Gesteine in den geologischen Einheiten Österreichs und dem Auftreten der Radionuklide, insbesondere jenes von Radon, im Grundwasser schließen zu können.

Gleichzeitig werden die Ergebnisse aus jahrzehntelangen Untersuchungen der AGES in Umsetzung des Österreichischen Strahlenschutzgesetzes präsentiert, das eine konsequente Überwachung des Radioaktivitätsgehaltes in der Umwelt und auch den Schutz der Bevölkerung vor natürlichen radioaktiven Stoffen vorsieht. Und seit 2013 gibt es auch für Uran einen Grenzwert in der Österreichischen Trinkwasserverordnung, der nicht überschritten werden darf.

Es ist erstmalig, dass in dieser geologisch-hydrogeologisch-hydrochemischen und gleichzeitig auch gesundheitsbewertenden Form eine bundesweite Überblickskarte 1:500.000 mit Erläuterungen bzw. Dateninterpretationen von natürlichen Radionukliden veröffentlicht wird.

Dieses Werk stellt neben den in den letzten Jahren veröffentlichten Kartenwerken "Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000 (Schubert, 2003; Herausgeber: GBA/BMLFUW), "Hydrochemische Karte Österreichs 1:500.000" (Kralik et al., 2005; Herausgeber: UBA/BMLFUW) und "Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000" (Berka et al., 2009; Herausgeber: GBA/BMLFUW) einen weiteren wichtigen Eckpfeiler zur

bundesweiten Beschreibung der heimischen Grundwässer und ihrer Vorkommen in Verbindung mit der Geologie dar. Die in Vorbereitung befindlichen Kartenwerke und Erläuterungen zu "Thermalwässer in Österreich 1:500.000" (Herausgeber: GBA/BMLFUW) sowie "Mineral- und Heilwässer in Österreich 1:500.000" (Herausgeber: GBA/BMLFUW) werden das angestrebte Ziel einer bundesweiten geologisch-hydrogeologisch und hydrochemischen

Gesamtzusammenschau vervollständigen. Sämtliche Werke sind darüber hinaus ein wertvoller Beitrag, z.B. zur Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie, der EU-Trinkwasserrichtlinie, der EU-Strahlenschutzrichtlinie, des Österreichischen Wasserrechts- und Strahlenschutzgesetzes, der Trinkwasserverordnung, um einige wichtige Rechtsmaterien zu nennen.

Zusammenfassung

(G. SCHUBERT & R. PHILIPPITSCH)

Im Rahmen des vorliegenden Projekts wurden vor allem die österreichweiten Datensätze der AGES zu den natürlichen Radionukliden im Grundwasser (Uran-238, Radium-228, Radium-226, Radon-222, Blei-210 und Po-Ionium-210; 6.578 verortete Analysen) sowie eine aktuelle Uran-Messserie des UBA am GZÜV-Messnetz (1.977 Analysen) erstmals eingehend mit den Uran- und Thoriumgehalten des geologischen Untergrundes verglichen. Für die Charakterisierung der Gesteine wurden zum einen die Uran- und Thoriumwerte aus den an der GBA vorliegenden Datensätzen der Bachsedimentgeochemie (über 35.000 Proben) und Aeroradiometrie (über 2.000.000 Einzelmessungen) herangezogen. Zudem wurden für diesen Zweck auch aus diversen wissenschaftlichen Arbeiten Uran- und Thorium-Konzentrationen von ca. 2.000 Gesteinsproben in einer Datenbank zusammengestellt. Die im Bericht wiedergegebenen Tabellen und Abbildungen und vor allem die im Anhang beiliegende Karte im Maßstab 1:500.000 sind die wesentlichen Ergebnisse dieser Auswertungen. Bei der Kompilation der geologischen Ebene der Themenkarte wurde insbesondere der Urangehalt des Untergrundes berücksichtigt. Gesteine mit höherem Urangehalt - wie Orthogesteine, Sedimente des "Permoskyth" oder Hauptdolomit - wurden durch rötliche Farben hervorgehoben.

Beim Vergleich der Radionuklidgehalte des Grundwassers mit dem Urangehalt der Gesteine ergab sich nur beim Radon-222 ein signifikanter Zusammenhang. Besonders hohe Radon-222-Konzentrationen sind in der Hauptsache im Verbreitungsgebiet von Graniten und Granitgneisen (z.B. in der Böhmischen Masse oder den Hohen Tauern) zu beobachten, also in Gesteinen, die sich durch einen höheren Urangehalt auszeichnen.

Vor allem im Osten des Bundesgebietes sind im Grundwasser lokal und auch regional vermehrt auftretende höhere Urangehalte (über dem Grenzwert der Trinkwasserverordnung) zu verzeichnen, für die derzeit entsprechende geochemische und mineralogische Kenntnisse fehlen, um diese dem geologischen Untergrund zuordnen zu können. Mögliche Ursachen für diese erhöhten Werte könnten in der hier gegebenen geringeren Niederschlagshöhe und in den längeren Verweilzeiten dieser Grundwässer liegen; beides führt zu einer Aufkonzentration der Lösungsinhalte im Grundwasser. Inwieweit auch ein möglicher Eintrag durch Phosphatdüngung in der Landwirtschaft Einfluss haben könnte, kann gegenwärtig nicht fundiert beurteilt werden. Zur Klärung dieser noch offenen Fragestellung sollte das zurzeit laufende Forschungsprojekt der AGES und des Umweltbundesamtes über uranhaltige Düngemittel in Österreich beitragen können. Dabei werden u.a. auch Böden in den genannten Regionen mit intensiver Landwirtschaft untersucht.

Im Gegensatz dazu können die vereinzelt erhöhten Uran-Konzentrationen im Grundwasser in den Ötztaler Alpen, im Bereich der Hohen Tauern und im Nordosten der Böhmischen Masse der natürlichen Beschaffenheit des geologischen Untergrundes klar zugeordnet werden. Diese gehen – im Gegensatz zu den meisten hohen Urangehalten in den Grundwässern im Osten des Bundesgebietes – mit erhöhten Radonkonzentrationen (ein Indikator für den erhöhten Urangehalt im Gestein) und nicht mit erhöhten Nitratgehalten (ein Indikator für Landwirtschaft) einher.

Bei den Radionukliden Blei-210, Polonium-210 und Radium-228 waren die Konzentrationen im Grundwasser durchwegs so niedrig, dass in ihrer räumlichen Verteilung keine Muster festgestellt werden konnten. Beim Radium-226 war ein gehäuftes Auftreten von leicht höheren Werten nur im Horner Becken und in der Gmünder Bucht (österreichischer Anteil des Beckens von Třeboň) zu verzeichnen.

In der Österreichischen Trinkwasserverordnung (TWV, 2001 i.d.g.F.) wird einerseits bezüglich der **Radioaktivität** für den Indikatorparameter "Gesamtrichtdosis" – dieser umfasst nicht Tritium, Kalium-40, Radon und Radonzerfallsprodukte – ein Wert von 0,10 mSv/Jahr festgelegt und andererseits für Uran als **Schwermetall** seit 2012 ein Grenzwert von 15 µg/l definiert.

In Hinblick auf diese Trinkwasserricht- bzw. Trinkwassergrenzwerte ergibt sich aus den Datensätzen der AGES und des UBA folgendes: Hinsichtlich des Parameterwerts Uran (Schwermetall) sind vor allem im Weinviertel und dem Horner Becken in Niederösterreich sowie im Nordburgenland, aber auch im Umfeld der Ötztaler Alpen und der Hohen Tauern in Tirol, Salzburg und Kärnten bei mehreren Messstellen Überschreitungen zu verzeichnen. Hingegen ist aufgrund der vorliegenden Strahlungsaktivitäten von Radium-226, Radium-228 und Uran-238 (hinsichtlich eines erwachsenen Menschen unter der Annahme eines jährlichen Wasserkonsums von 730 I) bei der Gesamtdosis keine Richtwertüberschreitung festzustellen.

Die vorliegende Studie vermittelt erstmals einen fundierten österreichweiten Überblick zum Thema Radionuklide im Grundwasser und Untergrund. Sie zeigt auch bestehende Wissenslücken auf und bildet somit eine gute Grundlage für zukünftige Detailuntersuchungen.

Zusammenfassend kann auf Basis der zur Verfügung stehenden Analysedaten und deren Auswertung sowie Kartendarstellung festgestellt werden, dass die natürlich vorkommenden Radionuklide für den Gebrauch des Grundwassers als Trinkwasser nach wie vor kein flächenhaft signifikantes Problem darstellen.

1 Natürliche Strahlung – physikalische Grundlagen und ihre Bedeutung für den Menschen

(Ch. KATZLBERGER)

1.1 Radioaktivität

1.1.1 Entdeckung

Radioaktivität wurde 1896 von Henri Becquerel (1852–1908) durch Zufall auf Grund der Schwärzung photographischer Platten durch Uranmineralien entdeckt. Ein Jahr zuvor wurde die Röntgenstrahlung erstmalig nachgewiesen und ein Jahr später wurde bei Untersuchungen zur Quantifizierbarkeit der ionisierenden Wirkung der "Becquerel-Strahlen" von Pierre Curie (1859–1906) und seiner Frau Marie (1867–1934) entdeckt, dass diese Strahlung dem Atomkern zugeschrieben werden kann und unabhängig von chemischer Zusammensetzung, Druck und Temperatur ist. In weiterer Folge konnte diese Strahlung auch bei anderen Elementen, wie z.B. thoriumhaltigen Mineralien, nachgewiesen werden.

Radioaktivität ist also eine Eigenschaft der Atome. Radioaktiver Zerfall ist die Umwandlung von radioaktiven Isotopen (instabile Atomkerne) in stabile Atomkerne unter Freisetzung großer Energiemengen in Form von geladenen Teilchen (Alpha, Elektronen, Positronen), elektromagnetischen Wellen (Gamma), ungeladenen Teilchen (Neutronen) oder schweren Kernbruchstücken. Kernstrahlung kann auf Grund ihrer hohen Energie beim Auftreffen auf Materie Elektronen herausschleudern und chemische Bindungen brechen. Es entstehen elektrisch geladene Teilchen (= Ionen). Die Strahlung wird daher als ionisierende Strahlung bezeichnet.

1.1.2 Strahlungsarten

Als Alphastrahlung bezeichnet man Heliumkerne, die zweifach positiv geladen und einfach abschirmbar sind. Ihre Reichweite ist auf Grund der starken Wechselwirkung mit Materie gering, in Luft ist sie auf einige cm beschränkt und im menschlichen Gewebe beträgt sie weniger als 1 mm. Beispiele: Uran-238, Radium-226, Polonium-210.

Betastrahlung besteht aus hochenergetischen Elektronen (negativ geladen) oder Positronen (positiv geladen) mit kontinuierlicher Energieverteilung. Ihre Reichweite ist abhängig von ihrer Maximalenergie, typischer Weise im Bereich einiger cm bis weniger m in Luft.

Gammastrahlung besteht aus Photonen (oder elektromagnetischen Wellen), die beim Übergang vom angeregten

Zustand in den Grundzustand eines Atomkerns ausgesendet werden. Sie ist von gleicher Natur wie sichtbares Licht, jedoch wesentlich energiereicher. Angeregte Atomkerne können durch Alpha- oder Beta-Zerfall entstehen, daher tritt Gammastrahlung meist gemeinsam mit Alpha- oder Betastrahlung auf.

1.2 Natürliche Radioaktivität

1.2.1 Entstehung

Natürliche radioaktive Stoffe sind in unserer gesamten Umwelt enthalten. Sie sind entweder primordial – d.h. sie waren bereits bei der Entstehung des Sonnensystems (bzw. in Folge von Supernova-Explosionen) vorhanden – und aufgrund ihrer langen Halbwertszeiten noch immer existent bzw. Folgeprodukte von primordialen Radionukliden oder sie werden durch die kosmische Strahlung in den obersten Schichten der Atmosphäre ständig erzeugt. Kosmische Strahlung ist überwiegend galaktischen Ursprungs (z.T. auch solar) und sie wird durch die Erdatmosphäre abgeschwächt.

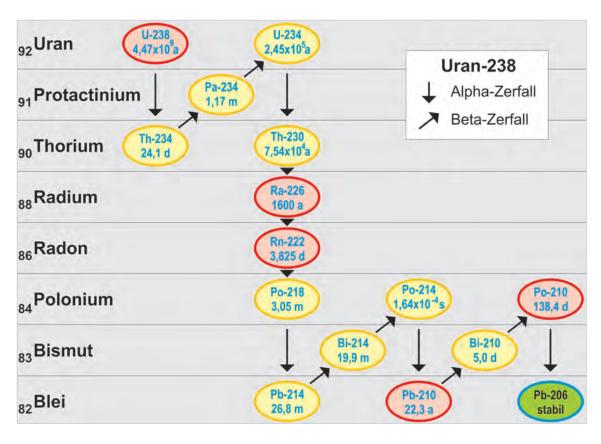
Natürlichen Radionuklide lassen sich demnach in drei Gruppen einteilen:

- Radionuklide der natürlichen Zerfallsreihen.
- Primordiale Radionuklide außerhalb von Zerfallsreihen.
- Radionuklide, erzeugt durch die kosmische Strahlung.

1.2.2 Natürliche Zerfallsreihen

Die meisten natürlichen Radionuklide entstammen einer der drei Zerfallsreihen, an deren Anfang jeweils ein primordiales (sehr langlebiges) Radionuklid (Mutternuklid) steht. Die Halbwertszeiten (t_{1/2}) der Töchternuklide sind relativ kurz, wodurch sich im Laufe der Zeit ein radioaktives Gleichgewicht (gleiche Aktivität der Radionuklide innerhalb der Zerfallsreihe) einstellen konnte. Durch chemische Abtrennungen (z.B. unterschiedliches Lösungsverhalten bei Kontakt der Gesteine mit Grundwasser bzw. Fällungsprozesse bei chemischen Veränderungen im Grundwasser) können Ungleichgewichte auftreten.

Am häufigsten sind die Nuklide der Uran-Radium-Reihe (Uran-238 [$t_{1/2}$ = 4,5 x 10 9 Jahre] \rightarrow Radium-226 \rightarrow Radon-222 \rightarrow Blei-210 \rightarrow Polonium-210 \rightarrow Blei-206



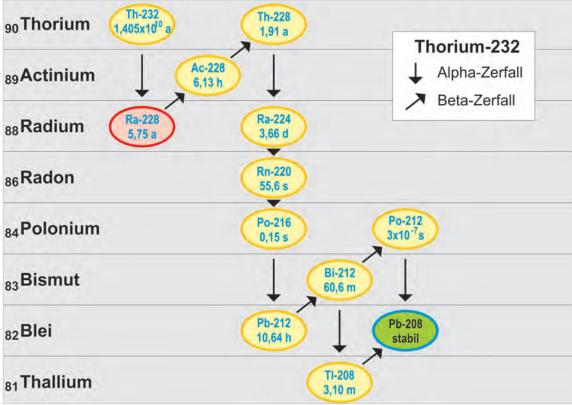


Abb. 1.1.

Uran-Radium- und Thorium-Zerfallsreihe (inklusive Halbwertszeiten: a = Jahre, d = Tage, h = Stunden, m = Minuten, s = Sekunden; Halbwertszeiten nach Hollemann et al., 1985).

Grün: stabiles Isotop; rot: Radionuklide, die hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf den Menschen von besonderer Bedeutung sein können.

[stabil]) und der Thorium-Reihe (Thorium-232 [$t_{1/2}$ = 14 x 10° Jahre] \rightarrow Radium-228 \rightarrow \rightarrow Radon-220 \rightarrow \rightarrow Thallium-208 \rightarrow Blei-208 [stabil]), von geringerer Bedeutung ist die Uran-Actinium-Reihe (Uran-235 [$t_{1/2}$ = 0,7 x 10° Jahre] \rightarrow \rightarrow Blei-207 [stabil]). Das natürliche Verhältnis der spezifischen Aktivitäten zwischen Uran-235 und Uran-238 beträgt in etwa 1:22.

Abbildung 1.1 zeigt die Zerfallsschemen der beiden wichtigsten Zerfallsreihen inklusive der Halbwertszeiten der einzelnen Radionuklide.

1.2.3 Eigenschaften und Vorkommen der Radionuklide der natürlichen Zerfallsreihen

Uran (U)

Uran ist ein in den Gesteinen der Erdkruste natürlich vorkommendes Schwermetall mit einem mittleren Gehalt von 2 bis 4 g pro Tonne Gestein. Höhere Gehalte sind z.B. in Graniten (4 g pro Tonne) aber auch in Ton- und Sandsteinen zu finden.

Natürliches Uran ist radioaktiv und setzt sich aus den drei Isotopen Uran-238 (Häufigkeit 99,3 %, Halbwertszeit 4,5 x 10⁹ Jahre), Uran-235 (Häufigkeit 0,7 %, Halbwertszeit 7,0 x 10⁸ Jahre) und Uran-234 (Häufigkeit 0,005 %, Halbwertszeit 2,5 x 10⁵ Jahre) zusammen. Alle drei Isotope sind Alphastrahler. Wie oben beschrieben bilden Uran-238 und Uran-235 jeweils das Mutternuklid einer radioaktiven Zerfallskette, so dass bei Anwesenheit von Uran auch die ebenfalls radioaktiven Tochternuklide (z.B. Radium-226, Radon-222, Blei-210, Polonium-210) vorkommen können.

In der Natur tritt Uran überwiegend in der +4- oder +6-wertigen Form auf. Unter sehr sauren sowie stark reduzierenden Bedingungen ist vierwertiges Uran dominierend. Bei pH-Bedingungen von 4,5 bis 8,5 ist vierwertiges Uran nahezu unlöslich. Sechswertiges Uran ist dagegen sehr gut wasserlöslich, wobei es sehr stabile Komplexe bildet.

Maßgeblich für die Wasserlöslichkeit von Uran VI-Verbindungen im pH-Bereich von 6,8 bis 8,5 ist das Vorhandensein von gelöstem Sauerstoff. Unter diesen Bedingungen kann Uran bis zu einigen hundert μg/l im Wasser enthalten sein. Ein vermehrtes Vorkommen von Uran kann aber auch durch organische Liganden (z.B. Huminstoffkolloide) unter Bildung stabiler Komplexe beobachtet werden. Aus diesem Grund sind vielfach erhöhte Urangehalte in anmoorigen Gebieten im Quartär anzutreffen.

Uranlagerstätten können primär oder sekundär entstanden sein. In primären Vererzungen ist die Herkunft des Urans an saure Gesteinsschmelzen gebunden. Daher findet man es bevorzugt in Graniten mit ihren Gangfüllungen bzw. granitischen Gesteinen (z.B. Granitgneisen). In diesen primären Vererzungen liegt Uran im Wesentlichen in vierwertigen, unter normalen Bedingungen in Wasser nur schwer löslichen Verbindungen vor.

Die sekundären Vorkommen sind exogenen Ursprungs und entstehen durch Verwitterungs- und/oder Umlagerungsprozesse aus primär uranhaltigen Gesteinen bzw. Ablagerungen. In oxidierter sechswertiger Form ist Uran leicht löslich und kann in Lösung transportiert werden.

Durch Reduktion von der sechswertigen zur vierwertigen Stufe kann Uran Lösungen wieder entzogen werden (z.B. durch Organismen, kohlige Substanzen, Bitumina und Kohlen). Auch die Adsorption von Uran aus Lösungen ist von großer Bedeutung (Tone, Bentonite), ebenso wie Fällungsprozesse (z.B. durch Phosphate). Dieses so der Lösung entzogene Uran besitzt jedoch die Fähigkeit, durch Änderung seiner Wertigkeit schnell wieder in Lösung zu gehen (L. FRIEDMANN et al., 2007).

In der Vergangenheit wurde die Radiotoxizität von Uran höher eingestuft als seine chemische Toxizität. Weitergehende Untersuchungen ergaben jedoch, dass die chemische Toxizität als Schwermetall von primärer Bedeutung ist. Uranverbindungen, die über das Trinkwasser aufgenommen werden (in gelöster Form) werden im menschlichen Organismus vor allem zu Leber, Knochen und Niere transportiert, die Resorption erfolgt im Magen-Darm-Trakt (ca. 2 %), die Ausscheidung v.a. über die Niere.

Uran in Düngemitteln

Uran kommt wie oben beschrieben in verschiedenen Bodentypen in unterschiedlich hohen Gehalten vor. In landwirtschaftlich genutzten Flächen kann es allerdings auch über mineralische Phosphordünger in den Boden gelangen.

Im Rahmen einer Erhebung wurden durch die AGES Bodenproben von fast allen Ackerbaugebieten auf Urangehalte untersucht. Die Werte lagen zwischen 0,78 mg pro Kilo und 2,36 mg pro Kilo und entsprechen den in der Literatur bekannten Gehalten unbelasteter Böden. Die höheren Werte wurden geologisch bedingt im Wald- und Mühlviertel gefunden.

Zur Frage der Urananreicherung durch Phosphordünger wurden Archivbodenproben der ältesten österreichischen Dauerfeldversuche untersucht. Nach 45-jähriger mineralischer Phosphordüngung mit 100 kg P₂O₅/ha und Jahr (was deutlich über den aktuell geltenden Düngeempfeh-

lungen von ca. 50 kg pro Hektar und Jahr liegt) wurde der Urangehalt in der Bearbeitungsschicht bis 25 cm um etwa 0,10 mg pro Kilo angehoben. Diese Steigerung ist statistisch nicht signifikant. Eine Verlagerung von Uran in den Unterboden (Bodenschicht von 45–50 cm) war auf keinem der drei unterschiedlichen Versuchsstandorte im Marchfeld, im Alpenvorland und im Waldviertel feststellbar, auch nicht bei noch weit höheren mineralischen Phosphor-Gaben. Der Einsatz von mineralischen Phosphor-Düngern trägt daher nach diesen ersten experimentellen Erhebungen nicht zu einer Verlagerung von Uran ins Grundwasser bei.

In den vergangenen Jahren wurden insgesamt ca. 500 Düngemittelproben untersucht. Die relevanten Radionuklide sind alle natürlichen Ursprungs. Hervorzuheben sind hier v.a. Radionuklide aus der natürlichen Uran-Radium-Zerfallsreihe, wie z.B. Uran-238, Radium-226, Blei-210, die insbesondere in phosphathaltigen Düngemitteln vorkommen. In Kaliumdüngern ist auch Kalium-40 vorhanden, ein natürliches Kaliumisotop, dessen Aktivitätskonzentration jedoch im menschlichen Körper durch Stoffwechselprozesse weitgehend konstant gehalten wird. Die ermittelten Aktivitätskonzentrationen variieren je nach Düngemitteltyp und Radionuklid stark. Generell weisen Düngemittel mit hohen Phosphatgehalten wie z.B. Tripelphosphat- und Tripelsuperphosphatdünger höhere Gehalte an Uran und Radium auf (Maximalwerte bis zu 3 Bq/g, das entspricht ca. 240 µg/g Uran, und 0,8 Bq/g Radium).

Die Messergebnisse wurden für Modellrechnungen herangezogen, in denen der Eintrag von Uran und Radium aus der Verwendung von Phosphatdüngemitteln in das Grund-/Trinkwasser abgeschätzt wird. Demnach sind auch bei sehr konservativen Annahmen (ausschließliche Verwendung jenes Düngemittels mit den höchsten Gehalten, aufgebrachte Düngemittelmenge weit über den Empfehlungen für Normalböden, komplette Löslichkeit des aufgebrachten Radionuklides) keine gesundheitsrelevanten Gehalte im Trinkwasser zu erwarten. Die Bewertung von Uran in Trinkwasser erfolgte hierbei auf Grund seiner Schwermetall-Toxizität, da bei der Aufnahme von Uran aus dem Trinkwasser nicht die radiologische Belastung im Vordergrund steht.

Der Uraneintrag durch Düngemittel ist im Vergleich zum bereits im Boden vorhandenen Uraninventar sehr gering. So sind in einem Hektar Boden bis zu einer Bearbeitungstiefe von 30 cm durchschnittlich ca. 6 bis 9 kg Uran natürlich vorhanden.

Die zusätzlich mit dem Dünger eingebrachte Uranmenge bei einer Auftragsmenge von z.B. 60 kg Phosphat pro Hektar (entspricht der ausreichenden Phosphordünge-

menge für Österreich) mit der höchsten Uranbelastung beträgt ca. 40 g, das sind ca. 0,5 % des Gesamtinventars im Boden. Auch wenn das im Dünger vorhandene Uran vorübergehend leichter pflanzenverfügbar sein kann, so ist mit einer relevanten Mehraufnahme von Uran durch Pflanzen und einer düngemittelbedingten gesundheitlich bedenklichen Akkumulation von Uran in der Nahrung bei einem verantwortungsbewussten Einsatz von Düngemitteln nicht zu rechnen. Generell sind jedoch Maßnahmen, die einen nicht notwendigen Eintrag von Schadstoffen in Umwelt und Nahrung verringern, zu begrüßen.

Die behördliche Kontrolle von Düngemitteln hinsichtlich ihres Gehaltes an Radioaktivität ist in Österreich im Strahlenschutzgesetz (BGBl. Nr. 227/1969 i.d.g.F.) geregelt. Die AGES führt im Auftrag des BMLFUW regelmäßig Messungen durch und berichtet darüber an das zuständige Ressort (www.ages.at).

2013 wurde an der Österreichischen Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit in Zusammenarbeit mit dem Umweltbundesamt, dem Bundesamt für Wasserwirtschaft. Institut für Kulturtechnik und Bodenwasserhaushalt und dem Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, LFZ Raumberg-Gumpenstein ein Projekt mit dem Titel "Verhalten von Uran aus Phosphat haltigen Düngern im System Boden-Wasser-Pflanze" gestartet. Dieses Projekt soll unter anderem Aufschluss über den Urangehalt landwirtschaftlich genutzter Böden in Österreich geben und eine Abschätzung des Risikos einer Gefährdung des Grundwassers sowie einer Anreicherung in der Nahrungskette. Zusätzlich soll in diesem Projekt ein Vorschlag für einen möglichen Richtwert von Uran in Phosphat-haltigen Düngemitteln erarbeitet werden.

Thorium (Th)

In der Erdkruste kommt Thorium in Mengen zwischen (1,2) 7 und 13 (17) g pro Tonne vor; damit ist es etwa doppelt bis dreimal so häufig wie Uran. Aufgrund seines lithophilen Charakters ist es in geringen Mengen in fast allen silikatischen Gesteinen vertreten. Sechs Thorium-Isotope (-227, -228, -230, -231, -232 und -234) sind natürlichen Ursprungs, wobei das langlebige Thorium-232 (Halbwertszeit 14 x 10° Jahre und Mutternuklid der nach ihm benannten Zerfallsreihe) das mengenmäßig häufigste ist. In der Natur kommt Thorium nur vierwertig und in schwerlöslichen Verbindungen vor. Aufgrund der sehr geringen Wasserlöslichkeit (insbesondere des sehr häufigen ThO₂) kommt Thorium im Grund- und Trinkwasser so gut wie nicht vor. Seine chemische Toxizität wird aus demselben Grund als sehr gering eingestuft.

Radium (Ra)

Radium ist ein Erdalkalielement und damit in seinen chemischen Eigenschaften ähnlich dem Barium oder Kalzium. Es kann daher nach Aufnahme über die Nahrung in die Knochen eingebaut werden. Das Element wurde 1898 von Pierre und Marie Curie nach Abtrennung aus Uranerz entdeckt und aufgrund seiner ausgeprägten Strahlung mit Radium benannt.

Im Grundwasser können prinzipiell alle natürlich vorkommenden Isotope vorhanden sein, von Bedeutung ist jedoch v.a. Radium-226 (aus der Uran-Radium-Reihe, Halbwertszeit 1.600 Jahre) und in geringerem Ausmaß Radium-228 und Radium-224 (aus der Thorium-Reihe, Halbwertszeit 5,6 Jahre bzw. 3,7 Tage). Im Gegensatz zu Thorium, das wie erwähnt in Wasser extrem schlecht löslich ist, weist Uran unter oxidierenden Bedingungen eine gute Löslichkeit auf. Uran kann so im Grundwasser transportiert und in Bereichen mit reduzierenden Bedingungen in Form von Sekundärmineralen wieder ausgefällt werden. In solchen Bereichen liegen die Radium-226-Gehalte auch deutlich über den Radium-228- und Radium-224-Konzentrationen.

Aufgrund der viel geringeren Halbwertszeit von Radium-228 bzw. Radium-224 (5,8 Jahre bzw. 3,7 Tage), im Vergleich zu Radium-226 (1.600 Jahre), können Radium-228 und Radium-224 in langsam zirkulierenden Grundwässern zudem auch nicht auf längere Zeit akkumuliert werden.

Hinsichtlich der Strahlenexposition durch Ingestion (Aufnahme durch die Nahrung) ist Radium-226 von Bedeutung.

Radon (Rn)

Radon ist ein radioaktives Edelgas und somit chemisch fast nicht reaktiv. Es ist unter Normalbedingungen farbund geruchlos. Radonisotope treten in allen drei natürlichen Zerfallsreihen als Zerfallsprodukte auf, von Bedeutung im Grundwasser ist jedoch lediglich Radon-222, das aus dem Zerfall von Radium-226 entsteht und eine Halbwertszeit von 3,8 Tagen aufweist. Radon ist in Wasser relativ gut löslich, Wasser ist deshalb ein gutes Transportmedium. In den seltensten Fällen ist jedoch im Wasser gelöstes Radium-226, die Mutter von Radon im Grundwasser, vielmehr wird Radon aus dem umgebenden Gestein in das Grundwasser aufgenommen. An der Oberfläche diffundiert Radon wieder aus dem Wasser. Daher enthält Oberflächenwasser nur wenig Radon (einige mBq/l bis ca. 50 mBq/l), Grundwasser in radonexhalierenden Böden kann hingegen Werte bis 1.000 Bg/l und mehr enthalten. Besonders hohe Konzentrationen werden in Radonbädern bei speziellen Indikationen therapeutisch verwendet.

Als Edelgas ist Radon besonders mobil und kann deshalb relativ leicht aus dem Trägermaterial (Boden) entweichen (Emanation), in die freie Atmosphäre und in Wohnräume gelangen und dort durch Inhalation zu einer Strahlenexposition des Menschen führen. Kommt es zur Anreicherung von Radon in der Atemluft, wie etwa in schlecht ventilierten Innenräumen, kann diese Strahlenexposition ein beträchtliches Ausmaß erreichen. Radon-222 ist gemeinsam mit seinen Folgeprodukten für den größten Teil der natürlichen Strahlenbelastung verantwortlich.

Blei (Pb) und Polonium (Po)

Blei-210 und Polonium-210 sind relativ langlebige (Halbwertszeit 22 Jahre bzw. 138 Tage) Zerfallsprodukte von Radon-222 und somit – gemeinsam mit dem kurzlebigen Bismut-210 – die letzten radioaktiven Nuklide in der Uran-Radium-Zerfallsreihe. Blei-210 ist ein beta-strahlendes Nuklid, das auch zur Datierung von Sedimenten eingesetzt werden kann.

Polonium-210 ist ein Alphastrahler, das zum stabilen Blei-206 übergeht. Beide Radionuklide können aufgrund ihrer hohen Dosiskonversionsfaktoren hinsichtlich der Strahlenexposition bei der Ingestion von Trinkwasser von Bedeutung sein. Der Dosiskonversionsfaktor für die Ingestion in der Einheit Sievert/Becquerel ermöglicht es, die Dosis bei der Aufnahme einer bestimmten Aktivität zu berechnen.

1.2.4 Radionuklide außerhalb der Zerfallsreihen

Von den natürlichen primordialen Radionukliden außerhalb der Zerfallsreihen ist lediglich Kalium-40 von Bedeutung. Kalium-40 kommt zu etwa 0,012 % im natürlichen Kalium vor und hat eine Halbwertszeit von 1,28 Milliarden Jahren. Kalium ist ein essentielles Element und wird über die Nahrung in den Körper aufgenommen. Es ist Bestandteil jeder Zelle, wobei das Muskelgewebe und das rote Knochenmark besonders reich an Kalium sind. Der Körper eines Erwachsenen enthält ca. 130 g Kalium und damit etwa 4.000 Bq Kalium-40. Kalium-40 ist insofern von keiner radiologischen Bedeutung, da der Kalium-(und somit der Kalium-40)-Gehalt im Körper durch Stoffwechselprozesse nahezu konstant gehalten wird.

1.2.5 Kosmogene Radionuklide

Durch Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit den Atomen der äußersten Atmosphärenschichten entstehen ständig radioaktive Nuklide (kosmogene Radionuklide), die teilweise auch in die unteren Schichten der Atmosphäre und von dort in die gesamte Biosphäre gelangen. Durch die dauernde, im Wesentlichen gleichmäßige Neubildung und den radioaktiven Zerfall stellt sich ein stationärer Zustand ein, sodass die Gesamtmenge dieser Radionuklide konstant bleibt.

Die wichtigsten kosmogenen Radionuklide sind Tritium (Halbwertszeit 12,3 Jahre), Kohlenstoff-14 (Halbwertszeit 5.736 Jahre) und Beryllium-7 (Halbwertszeit 53,4 Tage). Kohlenstoff-14 wird in organisches Material eingebaut und gelangt so in die Nahrungskette. Dies gilt auch für Tritium. In Form von tritiiertem Wasser (HTO) nimmt Tritium auch am Wasserkreislauf teil.

Das derzeit in der Biosphäre befindliche Tritium ist jedoch nur zu einem geringen Teil kosmogen. Der weitaus überwiegende Teil stammt aus den oberirdischen Kernwaffentests der Fünfziger- und Sechzigerjahre. Bei diesen Tests entstand auch Kohlenstoff-14, wobei die entstandene Menge weit unter der natürlich vorhandenen Menge an Kohlenstoff-14 lag (DITTO & CERNOHLAWEK, 2012).

1.3 Strahlenwirkung und Strahlenexposition

1.3.1 Aktivität und Dosisgrößen

Aktivität A

Die SI-Einheit der Aktivität eines radioaktiven Stoffes ist Becquerel [Bq]. Die Aktivität gibt die Anzahl der Atomkerne an, die pro Sekunde radioaktiv zerfallen.

Dosis

Die Dosis ist ein Maß für die Strahlungswirkung.

Absorbierte Dosis

Die absorbierte Dosis gibt die Strahlungsenergie an, die durch Absorption an eine bestimmte Materiemenge übertragen wird. Die Einheit der Dosis ist Joule pro Kilogramm (J/kg).

Äquivalentdosis H

Ist die absorbierte Dosis multipliziert mit einem Strahlungs-Wichtungsfaktor, welcher die Strahlenart (z.B. Gamma, Alpha) und deren unterschiedliche biologische Wirkung berücksichtigt. Die Einheit ist das Sievert (Sv).

Effektive Dosis E

Ist die Summe der Äquivalentdosen H aller Organe multipliziert mit einem Gewebe-Wichtungsfaktor, welcher die unterschiedliche Strahlensensibilität der verschiedenen Organe und Gewebe berücksichtigt. Sie wird auch als gewichtete Ganzkörperdosis E bezeichnet und lässt sich sowohl für eine externe wie interne Bestrahlung (bei Inkorporation) berechnen. Die Einheit ist das Sievert (Sv).

Effektive Folgedosis E₅₀

Ist die effektive Dosis E, die als Folge einer Aufnahme eines Nuklids in den Körper (Inkorporation) im Verlauf von 50 Jahren akkumuliert wird. Dabei werden die biologische und die physikalische Halbwertszeit des aufgenommenen Nuklids berücksichtigt. Die Einheit ist das Sievert (Sv).

1.3.2 Strahlenwirkung

Der Mensch steht seit jeher unter der Einwirkung der Strahlung von natürlichen radioaktiven Stoffen und der kosmischen Strahlung. Zu dieser natürlichen Strahlenexposition kommt seit einiger Zeit eine zivilisatorisch bedingte Exposition durch Strahlenquellen nicht natürlichen Ursprungs hinzu (künstliche Radioaktivität). Diese wird derzeit hauptsächlich durch die Anwendung ionisierender Strahlung in der Medizin bewirkt.

Die Wirkung ionisierender Strahlung beruht auf der Energieabsorption im Gewebe. Energiereiche Teilchen (und Photonen) geben ihre Energie an Moleküle ab, die dabei angeregt bzw. ionisiert werden und in weiterer Folge zur Bildung von Radikalen beitragen. Bedingt durch die viel höhere Konzentration sind nicht die wenigen direkten Treffer an den Makromolekülen, sondern weit überwiegend die Bildung von Radikalen des Gewebewassers von Bedeutung. Die Radikale oxidieren wichtige zelluläre Makromoleküle und stören deren Funktion.

Strahlenschäden an Biomolekülen wie Proteinen und Lipiden können problemlos ertragen werden; ihre Auswirkungen auf die Zellfunktionen sind minimal. Dagegen führen Radikalreaktionen mit der DNA (Erbsubstanz) manchmal zum Zelltod oder zur Mutation, die Reparaturmechanismen nur begrenzte Kapazität haben. Die Chromosomen im Zellkern sind das Hauptziel der biologischen Strahlenwirkung.

Folge von unreparierten DNA-Schäden sind Störungen der Zellfunktion, Mutation, oder Tod der betroffenen Zelle. Die meisten Strahlenfolgen sind erst ab einer gewissen Mindestdosis nachweisbar, d. h. Strahlung in der Größenordnung der natürlichen Hintergrundstrahlung gilt in dieser Beziehung als ungefährlich. Da theoretisch eine einzelne mutierte Zelle zum Krebs heranwachsen oder eine embryonale Fehlbildung verursachen kann, gibt es für diese sogenannten stochastischen Strahlenschäden keine bekannte Mindestdosis. Man nimmt gegenwärtig eine dosisunabhängige lineare Dosis-Wirkungs-Beziehung an.

1.3.3 Strahlenexposition

Äußere Strahlenexposition

Bei der Exposition durch externe Strahlung ("Bestrahlung von außen") ist insbesondere die Gammastrahlung aufgrund ihrer großen Reichweite von Bedeutung. Der wichtigste Beitrag wird dabei durch die natürlichen Radionuklide (siehe auch Abbildung 1.2) verursacht.

Die externe Exposition kann über die Messung der Ortsdosisleistung ("Geigerzähler") oder mittels Personendosimeter bestimmt werden.

Interne Strahlenexposition

Die Aufnahme (Inkorporation) von Radionukliden kann entweder durch Ingestion (Verschlucken von Radionukliden z.B. mit der Nahrung), durch Inhalation und durch Permeation (Aufnahme über die Haut bzw. Wunden) erfolgen. Im Unterschied zur externen Strahlung erfolgt bei der Inkorporation von Radionukliden eine nach der Aufnahme weiter anhaltende Strahlenexposition. Dauer und Ausmaß dieser Exposition hängen neben der Aktivität (angegeben in Becquerel), von der Art und chemischen Form der inkorporierten Radionuklide sowie von deren Verteilung und Verweildauer im Körper ab.

Die Abnahme der Radioaktivität im Körper ist einerseits abhängig von der physikalischen Halbwertszeit, der Retention im Körper und der Ausscheidung aus dem Körper. Diese biologische Halbwertszeit (Kombination aus

physikalischer Halbwertszeit und Ausscheidung aus dem Körper) ist oft wesentlich kleiner als die physikalische Halbwertszeit. Die biologische Wirkung von inkorporierten Radionukliden ist daher auch von der biologischen Halbwertszeit abhängig. Abhängig von Aufnahme-, Transport- und Ausscheidungsprozessen werden in den einzelnen betroffenen Organen des Körpers unterschiedliche Dosisleistungen und somit Folge-Äquivalentdosen erzeugt. Die Berechnung der Folgedosis bezieht sich üblicherweise auf 50 Jahre.

Strahlenexposition der Bevölkerung in Österreich

Die durchschnittliche effektive Dosis der österreichischen Bevölkerung beträgt derzeit rund 4,2 mSv pro Einwohner und Jahr (Abb. 1.2), wobei die bei weitem überwiegenden Beiträge auf natürliche Strahlenquellen und medizinische Expositionen zurückzuführen sind. Im Vergleich dazu waren die Dosisbeiträge der übrigen Strahlenquellen sehr gering.

Die mittlere effektive Dosis aufgrund der natürlichen Strahlenexposition beträgt ca. 2,8 mSv pro Einwohner und Jahr, wobei das radioaktive Edelgas Radon über die Inhalation im Mittel mehr als die Hälfte dazu beiträgt. Die natürliche Strahlenexposition ist jedoch – hauptsächlich aufgrund unterschiedlicher Radonwerte – erheblichen Schwankungsbreiten unterworfen. So gibt es Gebiete mit besonderen geologischen Bedingungen, in denen wegen hoher Radonkonzentrationen die mittlere Dosis bei weitem überschritten wird.

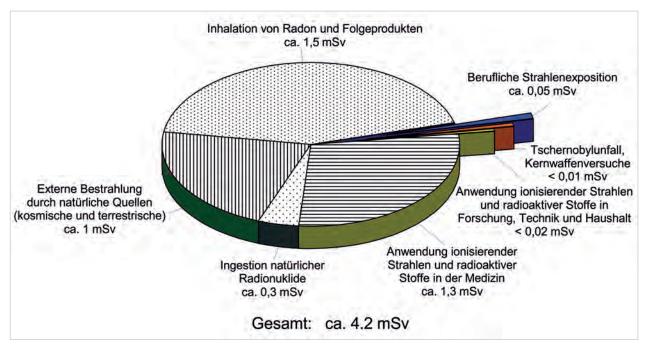


Abb. 1.2.

Durchschnittliche Strahlenexposition der Bevölkerung in Österreich in den Jahren 2009 und 2010 nach H. FRIEDMANN et al., 2007 (effektive Dosis pro Einwohner und Jahr).

Die zivilisatorische Strahlenexposition ist zum überwiegenden Teil durch die Anwendung radioaktiver Stoffe und ionisierender Strahlung in der Medizin - insbesondere in der Röntgendiagnostik - bedingt und führte im Berichtszeitraum zu einer mittleren effektiven Dosis von ca. 1,3 mSv pro Einwohner und Jahr. Mit weniger als 0,01 mSv pro Jahr war im Vergleich dazu die sich aus den Auswirkungen des Reaktorunfalls von Tschernobyl (heute Ukraine) im Jahr 1986 für die österreichische Bevölkerung ergebende Strahlendosis gering. Nachweisbar ist hier vor allem noch das künstliche Radionuklid Caesium-137 mit einer Halbwertszeit von 30 Jahren. Neben Caesium-137 ist in Österreich auch noch das künstliche Radionuklid Strontium-90 mit 28,8 Jahren Halbwertszeit in Spuren zu finden. Strontium-90 stammt allerdings überwiegend noch aus den oberirdischen Kernwaffentests der 1950erund 1960er-Jahre.

Auch im Normalbetrieb von Kernanlagen gelangen geringe Mengen an Radionukliden in die Umgebung. Allerdings sind die Auswirkungen auf die Bevölkerung praktisch ohne Bedeutung, so dass sie in der Abbildung 1.2 gar nicht dargestellt werden können.

Im Jahr 2011 wurden aufgrund des Reaktorunfalls von Fukushima (Japan) die von dort freigesetzten Radionuklide Iod-131, Caesium-134 und Caesium-137 auch in der österreichischen Luft in geringsten Spuren nachgewiesen (BMLFUW, 2012). Die bewirkte Strahlendosis aufgrund des Fukushima-Unfalls für die österreichische Bevölkerung ist vernachlässigbar gering und wurde mit max. 0,0001 mSv abgeschätzt.

Exposition durch natürliche Radionuklide in Grundund Trinkwasser

Natürliche Radionuklide aus den wasserführenden Gesteinsschichten können durch Auswaschungs- und Lösungseffekte in das Grundwasser gelangen. Die Gehalte (Aktivitätskonzentrationen in Bq/l) sind dabei von vielen Parametern – wie z.B. Entnahmetiefe des Wassers, Radionuklidgehalt des Gesteins, Löslichkeit der Radionuklide, physikochemische Parameter des jeweiligen Grundwassers – abhängig. Natürliche Radionuklide von radiologischer Bedeutung sind jene aus den Zerfallsreihen, insbesondere Radium-226, Radon-222, Blei-210, Polonium-210 und Radium-228.

Kalium-40, das prinzipiell mit ca. 0,17 mSv/Jahr den relativ größten Beitrag zur Ingestionsdosis (Ingestion = Aufnahme durch Nahrung) liefert, ist insofern von keiner radiologischen Bedeutung, da der Kalium- (und somit der Kalium-40) -Gehalt im Körper durch Stoffwechselprozesse nahezu konstant gehalten wird.

Wird Grundwasser als Trinkwasser verwendet, muss es auch hinsichtlich der Radioaktivität den Anforderungen

der österreichischen Trinkwasserverordnung (TWV, 2001 I.D.G.F.), die eine Umsetzung des Gemeinschaftsrechts (Richtlinie 98/83/EG des Rates der Europäischen Union) darstellt, entsprechen. Radionuklide werden dabei gemäß ihrer gesundheitlichen Relevanz im Rahmen der Gesamtdosis reguliert (daneben gibt es einen Richtwert für Tritium von 100 Bq/l). Der Richtwert für die Gesamtdosis (Gesamtrichtdosis) ist dabei 0,1 mSv/Jahr. Ausgenommen dabei sind jedoch Radon-222 und Folgeprodukte (Blei-210 und Polonium-210). Für diese Radionuklide gibt es Richtwerte in der EU Empfehlung aus 2001 (2001/928/ Euratom). Da nur die Dosis geregelt ist, jedoch keine Aktivitätskonzentrationsangaben in der Verordnung gemacht werden, wird zur Durchführung der Trinkwasserkontrolle die ÖNORM S 5251 (2005) herangezogen. Die Beziehung zwischen Aktivitätskonzentration eines Radionuklids und der daraus erhaltenen Dosis wird durch den s.g. Dosiskonversionsfaktor (Sv/Bq) beschrieben. Je höher dieser Faktor, desto dosiswirksamer ist ein Radionuklid d.h. bereits geringe Konzentrationen bewirken eine relativ hohe Dosis. Dabei wird in verschiedene Bevölkerungsgruppen differenziert (z.B. Säuglinge < 1 Jahr, Kinder 1-2 Jahre, 2-7 Jahre, 7-12 Jahre und Jugendliche von 12-17 Jahren, Erwachsene). Besonders dosiswirksame Radionuklide, die im Trinkwasser vorkommen können sind z.B. Blei-210, Polonium-210 und auch Radium-228. Die Aktivitätskonzentration, die einer jeweiligen Dosis von 0,1 mSv/Jahr entsprechen würde (Erwachsene, Verzehrsrate 730 l pro Jahr) ist für Radium-226 500 mBg/l und für Radium-228 200 mBq/l. Die Richtwerte aus der Radon-Empfehlung der EU sind für Radon-222 100-1.000 Bq/l (je nach Schüttmenge), für Blei-210 200 mBq/l und für Polonium-210 100 mBq/l.

Die Konzentrationsbegrenzung von Uran erfolgt auf Grund der chemischen Toxizität des langlebigen Isotops Uran-238. In der Trinkwasserverordnung wurde in der geltenden Fassung vom 30.10.2012 ein Grenzwert von 15 μg/l eingeführt (entspricht 185 mBq/l). Der durch die Radioaktivität begründete Richtwert (entsprechend einer Dosis von 0,1 mSv/Jahr) würde 3.000 mBq/l bzw. 242 μg/l betragen. Der Grenzwert ist abgeleitet vom Leitwert der WHO, der jedoch 2012 auf Basis epidemiologischer Studien auf 30 μg/l angehoben wurde (WHO, 2012).

2 Herkunft der verwendeten Messdaten, Analysemethoden

2.1 Radionuklide im Grundwasser

2.1.1 Radionuklid-Daten der AGES

(C. LANDSTETTER & M. KORNER)

Die vorliegende Studie greift auf die Daten mehrerer Projekte und Studien zurück. Die jüngsten Daten der AGES stammen aus einer Schwerpunktaktion A-044-12 "Bestimmung von natürlichen Radionukliden in Wasserproben kleiner Wasserversorgungsanlagen (≤ 100 m³/d bzw. Versorgung von ≤ 500 Personen)" im Jahr 2012 und dem darauffolgenden Projekt "Blei-210 und Polonium-210 in Wässern aus kleinen Wasserversorgungsanlagen" (LANDSTETTER et al., 2013), das vom Bundesministerium für Gesundheit finanziert wurde. Im Rahmen der Schwerpunktaktion erfolgte die Untersuchung des Wassers von kleinen Wasserversorgungsanlagen auf Radium-226, Radium-228, Uran-238 und Radon-222. Diese aus dem Netz beim Verbraucher gezogenen Proben konnten in dem darauffolgenden Projekt für die Bestimmung von Blei-210 und Polonium-210 herangezogen werden.

In den Jahren 2008–2009 wurden zwei Projekte durchgeführt, von denen eines vom Bundesministerium für Gesundheit und eines vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft finanziert wurde. Für diese zwei Projekte "Erhebung der natürlichen Radioaktivität in österreichischen Grundwässern gemäß § 37 Strahlenschutzgesetz" (Katzlberger et al., 2008–2009a) und "Natürliche Radioaktivität in österreichischen Trinkwässern" (Katzlberger et al., 2008–2009b) wurden Grundwasserproben aus ganz Österreich gezogen und auf Tritium, Uran-238, Radium-226 und Radon-222 un-

tersucht. In einigen ausgewählten Proben, die höhere Werte von Uran, Radium oder Radon aufwiesen, erfolgte anschließend noch eine Untersuchung auf Radium-228, Blei-210 und Polonium-210 (LANDSTETTER & KATZLBERGER, 2005).

In den Jahren 2004–2006 wurden im Rahmen eines vom Land Oberösterreich finanzierten Projektes "Strahlenexposition durch Trinkwasser in Oberösterreich – 2004–2006" (Gruber et al., 2006) Wasserproben auf Tritium, Radium-226, Radium-228, Radon-222, Uran-238, Blei-210 und Polonium-210 untersucht.

Zusätzlich zu den Ergebnissen dieser Projekte sind noch Ergebnisse früherer Radon-222 und Radium-226 Messungen der damaligen Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung, Abteilung Radiochemie und Strahlenschutz, aus dem Bericht "Radon-222 im Grundwasser" (Ditto et al., 1999) enthalten.

Die Bestimmung der Radionuklide, mit Ausnahme von Uran-238, erfolgte mittels Flüssigszintillationsmessung (Abb. 2.1).

Das Uran wurde mittels ICP-MS (Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma) Messung bestimmt. Die mit suprapurer Salpetersäure angesäuerte Probe (0,1 M) kann gleich ohne Probenvorbereitung in das Messgerät injiziert werden. Die Probe wird zuerst mit einer internen Standardlösung, die Indium-115 enthält vermischt. Dieses Indium dient zur Bestimmung der Verluste während des Weges des Analyten (in diesem Fall Uran) durch das Messgerät. Zuerst wird eine Kalibriergerade mittels einer Uran-Standardreihe, die Konzentrationslösungen von 0,1 µg/l bis 20 µg/l enthält, erstellt. Dafür wird

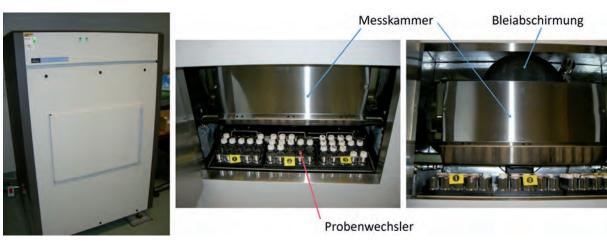


Abb. 2.1. Bilder des Flüssigszintillationsmessgerätes Quantulus 1220.

zu jeder hergestellten Konzentrationslösung die gemessene Zählrate aufgezeichnet. Nach der Probenmessung erfolgt die Umrechnung der gemessenen Zählraten in die Uran-Konzentration im Wasser in µg/l.

Bei der Verwendung der Flüssigszintillationsmessung als Messmethode wird eine mehr oder weniger komplexe Probenvorbereitung benötigt. Für die Bestimmung von Tritium werden 10 ml der Probe mit 10 ml des Szintillationscocktails Quicksafe 400™ vermischt. Der Szintillationscocktail wandelt die Energie der radioaktiven Strahlung (im Fall von Tritium der β-Strahlung) in Lichtstrahlung um. Diesen Vorgang der Umwandlung nennt man Szintillation. Diese kann von den Photomultipliern des Messgerätes aufgenommen und anschließend registriert werden. Die Abbildung 2.1. zeigt das Flüssigszintillationsmessgerät Quantulus 1220 mit dem die Messungen durchgeführt wurden. In diesem Messgerät befinden sich unter anderem die Messkammer und die Bleiabschirmung. Diese Bleiabschirmung umgibt die Messkammer. Sie wird benötigt um Strahlung von außen abzuschirmen, da diese sonst bei der Messung mitregistriert wird.

Um Radon-222 zu bestimmen werden 10 ml der Probe mit 10 ml NEN™ Szintillationscocktail gemischt. Dieser organische Cocktail mischt sich nicht mit dem Wasser, er nimmt aber das Radon-222 aus dem Wasser auf. Das Radon ist ein Edelgas, das im Wasser gelöst ist. Deshalb

darf die Probe nicht angesäuert werden, da das Radon sonst aus dem Wasser austritt. Außerdem ist es wichtig, dass die Probenflasche dicht verschlossen ist, damit kein Luftpolster in der Flasche ist und die Probe gekühlt wird, da sonst das Radon aus der Probe entweicht.

Mit dem Flüssigszintillationsmessgerät (Abb. 2.1) besteht die Möglichkeit die α- und β-Strahlung getrennt zu messen. Obwohl das Radon schnell Folgeprodukte bildet, werden zusätzlich zu der α-Strahlung des Radons nur die zwei anderen α-Strahlungen, eine von dem Folgeprodukt Polonium-218 und eine von dem Folgeprodukt Polonium-214, im selben Spektrum gespeichert. Die von den Folgeprodukten gemessene β-Strahlung wird getrennt von der gemessenen a-Strahlung gespeichert. Da diese Folgeprodukte im radioaktiven Gleichgewicht mit Radon-222 sind, das bedeutet alle drei Radionuklide (Radon-222, Polonium-218 und Polonium-214) haben die gleiche Aktivität, kann das Radon aus dieser Messung ohne komplizierte Korrektur bestimmt werden. Um die Aktivität einer Probe zu bestimmen, werden die Proben mit der Messung einer Lösung, von der die Aktivität bekannt ist verglichen. Diese Lösung mit bekannter Aktivität wird Standardlösung genannt. Die Abbildung 2.2 zeigt ein Spektrum einer Radon-222 Standardlösung.

Das Radon-222 ist das direkte Folgeprodukt vom Radium-226. Deshalb ist eine Bestimmung des Radium-226

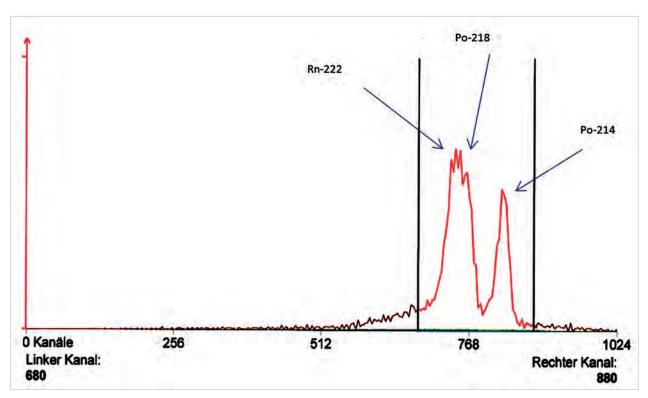


Abb. 2.2. Spektrum der Flüssigszintillationsmessung des Radon-222 mit den Töchtern Polonium-218 und Polonium-214. Als Szintillationscocktail wurden 10 ml NEN™ verwendet. Das Radon-222 überlappt mit dem Polonium-218 während das Polonium-214 schön zu sehen ist (Messung einer Standardlösung).

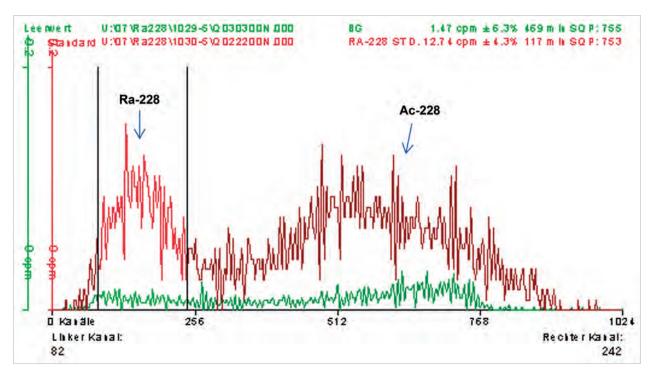


Abb. 2.3. Spektrum der Flüssigszintillationsmessung des abgetrennten Radium-228 (rot: Messung einer Standardlösung). Das Signal des Radium-228 liegt zwischen den schwarzen senkrechten Linien, die den Bereich der Auswertung definieren. Das grüne Spektrum ist die Messung eines Leerwertes. Der Leerwert entsteht durch die Signale des Szintillationscocktails und der Photomultiplier, wenn keine Probe und somit kein Radium-228 in der Messlösung vorhanden ist. Rechts neben dem Radium-228 befindet sich das Signal des Actinium-228. Das Actinium-228 ist das Tochternuklid des Radium-228, das mit 6,13 h schnell nach der Abtrennung nachwächst.

mit der vorher erwähnten Methode der Radon-222 Bestimmung möglich. Zuerst muss allerdings das ursprünglich in der Probe vorhandene Radon-222 entfernt werden. Das wird durch mehrmaliges schütteln und entlüften erreicht. Das Radon ist durch die Halbwertszeit von 3,8 Tagen erst nach ca. 4 Wochen im radioaktiven Gleichgewicht mit dem Radium-226. Deshalb muss für die Bestimmung mit dieser Methode nach dem Mischen mit dem Cocktail 4 Wochen gewartet werden, bevor man die Messung starten kann.

Für die Bestimmung des Radium-228, Blei-210 und Po-Ionium-210 ist eine komplizierte radiochemische Probenaufarbeitung nötig. Hierfür wird 1 Liter Probe eingedampft und anschließend das Blei-210, Polonium-210 und andere die Messung störende Radionuklide durch eine Fällung (Bildung eines festen Niederschlages in der Lösung) vom Radium abgetrennt. Dafür wurde eine Sulfidfällung verwendet, bei der man einen festen Blei- und Poloniumsulfid-Niederschlag bekommt. In der übrigen Lösung befindet sich das Radium. Der feste Niederschlag wird von der Lösung abgetrennt. Aus der Lösung erfolgt anschließend die Abtrennung des Radiums durch Mitfällung bei der Bildung des festen Niederschlages durch eine Bariumsulfatfällung. Dieser Niederschlag wird mit einer Ethylendiamintetraessigsäure-Lösung (= EDTA-Lösung) wieder aufgelöst und dann mit dem Szintillationscocktail Hisafe 3^{TM} vermischt. Durch die Trennung der α - und β -Strahlung bei der Messung kann jetzt das Radium-228 (β -Strahlung) und das Radium-226 (α -Strahlung) gleichzeitig bestimmt werden.

Abbildung 2.3 zeigt das Spektrum einer Radium-228 Messung.

Der schon bei der ersten Fällung übrig gebliebene feste Blei- und Poloniumniederschlag wird noch gelöst und dann mit dem Szintillationscocktail POLEX™ gemischt. Der Cocktail ist wie beim Radon ein organischer Cocktail, der sich nicht mit dem Wasser mischt. Er nimmt aber das Bismut-210 und das Polonium-210 auf. Dieser Vorgang wird Extraktion genannt. Das Bismut-210 ist das direkte Folgeprodukt des Blei-210. Es hat eine Halbwertszeit von 5 Tagen und ist nach ca. 4 Wochen im radioaktiven Gleichgewicht mit dem Blei-210. Deshalb wird die Extraktion des Bismut-210 und Polonium-210 erst nach 4 Wochen durchgeführt. Bei der Messung kann aufgrund der getrennten α- und β- Strahlung das Bismut-210 (β-Strahler) mit dem Polonium-210 (α-Strahler) gleichzeitig gemessen werden. Die Aktivität des Bismut-210 entspricht aufgrund des radioaktiven Gleichgewichtes der Aktivität des Blei-210. Abbildung 2.4 zeigt das Spektrum des Bismut-210. Für die Auswertung wird nur der Teil rechts der senkrechten Linie genommen, da bei der Verwendung von älteren Szintillationscocktails das Blei-210 mitextrahiert werden kann. Dieses liegt links der senkrechten Linie und kann somit bei der Auswertung abgeschnitten werden. Die Abbildung 2.5 zeigt das Spektrum des Polonium-210 derselben Lösung. Diese zwei Spektren sind durch die Trennung und Speicherung der α - und β - Strahlung in unterschiedlichen Spektren entstanden.

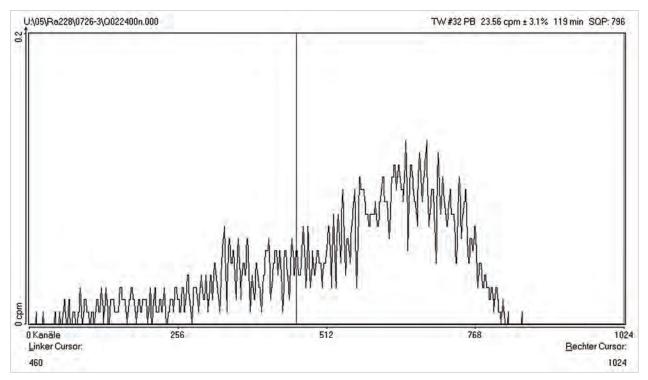


Abb. 2.4.

Spektrum der Flüssigszintillationsmessung des abgetrennten Bismut-210 (β-Strahler) (Messung einer Standardlösung). Der Bereich rechts der schwarzen Linie, also über dem Kanal 460, wird für die Auswertung verwendet.

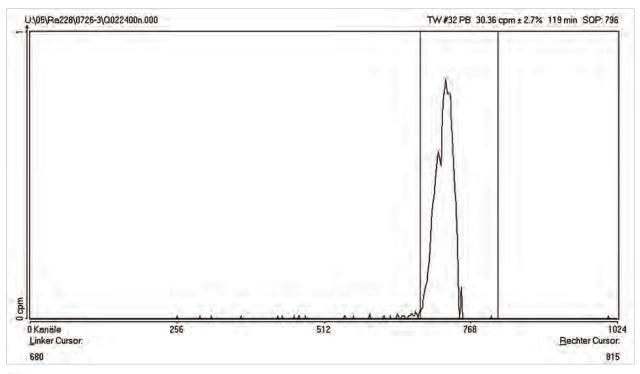


Abb. 2.5. Spektrum der Flüssigszintillationsmessung des abgetrennten Polonium-210 (α-Strahler) (Messung einer Standardlösung).

Bei diesen Probenaufarbeitungen ist es wichtig die Verluste der Analyten (in diesem Fall das Blei-210, Polonium-210 und Radium-228) zu bestimmen. Deshalb werden ganz zu Beginn eine definierte Menge an Barium und nicht radioaktiven Blei zugegeben. Das Barium verhält sich chemisch ähnlich dem Radium. Durch die Bestimmung des Bleies und des Bariums in der fertigen Messlösung am Ende kann ermittelt werden wie viel Verlust während der Aufarbeitung stattgefunden hat. Diese Messungen werden mit dem ICP-MS durchgeführt.

Ein Problem bei der Bestimmung von Blei-210 können höhere Konzentrationen von Radon in der Probe sein. Das Blei-210 ist ein Folgeprodukt des Radons. Da die Aktivitätskonzentrationen des Radons bei einigen Bq/l liegen können, die vom Blei aber meistens nur bei einigen mBq/l (also ¹/_{1.000} davon) liegen, muss die Probe am besten gleich nach der Probennahme eingedampft werden um das gasförmige Radon zu entfernen. Außerdem wird die Menge an Blei-210, die vom Radon während der Zeitspanne zwischen Probennahme und Eindampfen nachgewachsen ist, von dem gemessenen Blei-210 Wert abgezogen.

Diese Untersuchungen konnten alle aus nur 2 l Probe gemacht werden, wobei ein Liter davon mit Salpetersäure angesäuert wurde.

Die Nachweisgrenzen sind abhängig von der Messzeit, Wartezeit bis zur Messung, Probenvolumen und der Ausbeute. Die untenstehende Tabelle 2.1 enthält die erreichbaren Nachweisgrenzen mit diesen Methoden.

2.1.2 Radionuklid-Daten der bundesweiten Gewässerzustandsüberwachung und des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung

(G. Schubert, J. Grath & A. Draxler)

Im Jahr 2013 wurde im Rahmen des laufenden bundesweiten Überwachungsprogramms zur Umsetzung der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) österreichweit an 1.977 Messstellen Grundwasserproben entnommen und vom Umweltbundesamt auf Uran untersucht. Der Mittelwert betrug rund 2,1 µg/l und das Maximum 200 µg/l. Lediglich bei 33 Analysen (das sind 1,7 %) lag der Urangehalt über dem Trinkwassergrenzwert von 15 µg/l. Die Daten des Umweltbundesamtes wurden sowohl in die Karte 1:500.000 als auch in die Uran-Statistik im Kapitel 5.2 einbezogen. Eine weitergehende Interpretation der Daten erfolgt zurzeit durch das Umweltbundesamt und wird gemeinsam mit einer gesonderten Uran-Übersichtskarte veröffentlicht werden.

Bezüglich der Methodik der Urananalytik kann laut Labor des Umweltbundesamtes folgendes zusammengefasst werden: Die Stabilisierung der Wasserproben (20 ml-Teilproben) erfolgte mit Salpetersäure (68 %, subboiled) auf pH < 2 (ÖNORM EN ISO 5667-3). Der Urangehalts wurde mittels einer ICP-MS (Perkin Elmer, DRC II) auf m/z 238 gemessen (ÖNORM EN ISO 17294-2). Hinsichtlich der Qualitätssicherung erfolgte bei jeder Messserie parallel zur Analyse der Proben die Analyse von zwei Referenzmaterialien (SLRS 5 und TMRAIN-04) mit zertifizierten Uran-Gehalten und die Analyse von Blindwerten. Darüber hinaus erfolgten pro 50 Proben die Bestimmung der Wiederfindungsrate einer aufdotierten Wasserprobe sowie mindestens drei Wiederfindungsmessungen von Qualitätskontrollstandards. Doppelbestimmungen wurden im Ausmaß von 5 % durchgeführt.

Radionuklid	Nachweisgrenze
²²² Rn	0,25 Bq/l
²²⁶ Ra (10 ml Probe)	46 mBq/l
³ H	1,3 Bq/l
238U	0,05 μg/l
²²⁶ Ra (1 I Probe)	1 mBq/l
²²⁸ Ra	7 mBq/l
²¹⁰ Pb	4 mBq/l
²¹⁰ Po	2 mBq/l

Tab. 2.1. Nachweisgrenzen zu den Radionukliden im Grundwasser.

2013 wurden zudem vom Amt der Steiermärkischen Landesregierung (Herrn Mag. Peter Rauch, Referat Gewässeraufsicht und Gewässerschutz) Radionuklid-Daten (Radon-222, Uran-238, Radium-226 und Radium-228) zu 50 Grundwassermessstellen zur Verfügung gestellt. Von diesen Daten wurden Radon-222-Werte in die vorliegenden Karten und Statistiken aufgenommen.

2.2 Das Aeroradiometriesystem der Geologischen Bundesanstalt

(К. Мотѕснка)

Die Geologische Bundesanstalt (GBA) betreibt seit 1982 ein komplexes aerogeophysikalisches Messsystem. Als Messplattform dient ein Hubschrauber der Type Agusta-Bell 212 des österreichischen Bundesheeres. Die gesamte Ausrüstung ist derzeit speziell an den Hubschrauber AB 212 (Kennzeichen 5DHU) angepasst. Für Einbau und Inbetriebnahme der gesamten im Folgenden beschriebenen Ausrüstung werden maximal 3 Stunden benötigt,

womit im Einsatzfall eine sehr rasche Verfügbarkeit gegeben ist. Neben verschiedenen Sensoren für die Messung der Bodentemperatur, der Bodenfeuchte sowie elektromagnetischer und magnetischer Parameter ist auch ein System für die Erfassung von Gammastrahlungsspektren im Bereich von 0,3 bis 3 MeV enthalten (Motschka, 2001).

Das aeroradiometrische System misst die Zählraten der natürlichen und anthropogenen radioaktiven Gammastrahlung. Diese Zählraten werden nach entsprechenden Korrekturen in Äquivalentkonzentrationen (für die Elemente Kalium, Uran und Thorium) bzw. Flächenaktivitäten (für Caesium) umgewandelt. Die Einsatzmöglichkeiten liegen im Bereich der geologischen Kartierung, der Exploration und des Strahlenschutzes.

2.2.1 Gammastrahlen-Spektrometer

Dieses Gerät (Abb. 2.6) dient zur Messung der Gammastrahlung im Energiebereich von 300 keV bis 3 MeV. Es besteht im Wesentlichen aus einem Verband von 9 einzelnen Natrium-Jodid-Kristallen mit je 4,2 I Volumen. Gam-

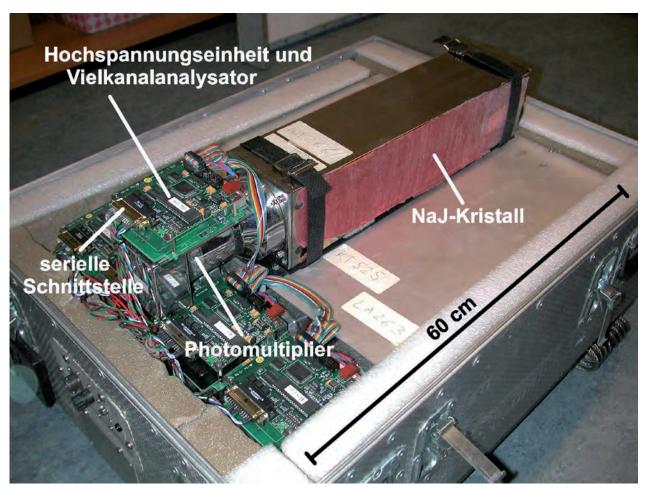


Abb. 2.6.

Geöffnetes NaJ-Detektor Paket. Die vier unten liegenden, verdeckten Detektoreinheiten sind baugleich zum oben liegenden Kristall mit Photomultiplier, Hochspannungseinheit, Auswerteelektronik und Ausgabeschnittstelle.



Abb. 2.7.

Arbeitsplatz im Helikopter. Die zwei Detektor-Packages beinhalten ein Detektorvolumen von insgesamt ca. 38 l. Die Messwertkontrolleinheit dient zur Steuerung der Messung und zur laufenden Kontrolle der Messergebnisse. Die GPS-Navigationseinheit zeigt dem Co-Piloten die Position und die Abweichung vom vorgegebenen Flugweg.

mastrahlen, die den Detektor-Kristall treffen, erzeugen darin Lichtblitze, die im angeschlossenen Photomultiplier zu weiterverarbeitbaren Spannungsimpulsen verstärkt werden. Da die Intensitäten der erzeugten Lichtblitze und somit auch die Spannungsimpulse proportional zur Energie der eingefallenen Gammaquanten sind, ergibt sich die Möglichkeit der Identifikation von radioaktiven Nukliden über ihre charakteristischen Gammalinien.

Der angeschlossene Vielkanalanalysator zählt die Detektionsereignisse in den jeweiligen Energiebereichen. Üblicherweise wird jede Sekunde ein gesamtes Spektrum mit 256 Kanälen aufgezeichnet, wobei ein Kanal jeweils einen Energiebereich von ca. 12 keV umfasst und ein Kanal die kosmische Strahlung im Bereich von 3 bis 6 MeV misst.

Temperaturabhängige Driften des Spektrums werden mittels Referenz-Peaks für jeden Kristall laufend soft-

waremäßig korrigiert. Das bei früheren Systemen notwendige Heizen der Kristalle auf eine konstante Temperatur entfällt somit, das System ist innerhalb weniger Minuten messbereit.

Eine Besonderheit des in Österreich verwendeten Systems ist, dass jeder der 9 Detektoren seine eigene vollständige Hochspannungs-, Stabilisierungs- und Auswerteeinheit mit serieller Ausgabeschnittstelle besitzt. Die einzelnen Detektor-Einheiten werden schließlich über einen sogenannten Konzentrator, der die einzelnen Schnittstellen verbindet, zusammengeführt. Über diese Konzentratoren ergibt sich die Möglichkeit beliebige Teilsysteme zusammenzustellen. So könnten etwa im Katastrophenfall für die schnelle Erzeugung von Übersichts-Strahlungsbelastungskarten drei Detektorsysteme mit je ca. 13 I Volumen eingesetzt werden.

2.2.2 Koordinatenerfassung und Navigation

Um ein vorgegebenes Messgebiet möglichst genau befliegen zu können, ist eine präzise Positionsbestimmung während des Fluges erforderlich. Diese Aufgabe übernimmt ein DGPS-Empfänger und zwar mit einer Genauigkeit von 1 m ohne weitere Korrekturen. Über eine nachträgliche Korrektur mit Hilfe einer Basisstation kann diese Genauigkeit der Positionsbestimmung sogar auf den Dezimeter-Bereich verbessert werden. Der Pilot kann mit Hilfe einer grafischen Anzeige die vorher festgelegten Messprofile mit den tatsächlich geflogenen Positionen vergleichen und somit sehr exakt navigieren.

Mit einer VHS-Videokamera wird während des gesamten Fluges der Flugweg digital aufgezeichnet. Dadurch ist eine nachträgliche Kontrolle der GPS-Koordinaten und bei Ausfall des Satellitensignals eine nachträgliche Positionsbestimmung an Hand einer topografischen Karte möglich.

2.2.3 Flughöhenbestimmung

Für die Berücksichtigung der Absorption der Gammastrahlung durch die Luftschicht zwischen Boden und Detektor benötigt man eine genaue Bestimmung der Flughöhe. Dafür wird ein Laserhöhenmesser mit einer Genauigkeit von 5 cm verwendet.

Da die Laserimpulse teilweise vom Boden (letzte Reflexion) bzw. Bodenbewuchs, als auch vom Laubdach (erste Reflexion) reflektiert werden (und damit eine um die Baumhöhe verminderte Flughöhe anzeigen), kann aus diesen Werten die Vegetationshöhe bestimmt werden.

2.2.4 Datenspeicherung und Messwertkontrolle

An Bord des Hubschraubers (Abb. 2.7) befindet sich zur Abspeicherung und laufenden Kontrolle der gemessenen Daten ein Industrie-PC mit LCD-Monitor. Die Software der gesamten Datenerfassung und Visualisierung wurde innerhalb der Fachabteilung Geophysik selbst entwickelt und kann daher jederzeit relativ schnell modifiziert werden.

2.2.5 Erfassung und Auswertung der Spektren

Mit dem Gammastrahlen-Spektrometer wird, wie bereits angesprochen, die in den Detektor einfallende Gammastrahlung in 255 Kanälen im Bereich zwischen 0,3 und 3,0 MeV gemessen. In einem zusätzlichen Kanal (3,0–6,0 MeV) wird die Gammastrahlung zusammengefasst, die von der kosmischen Höhenstrahlung herrührt. Abbildung 2.8 zeigt ein typisches Spektrum mit einigen charakteristischen Gammalinien.

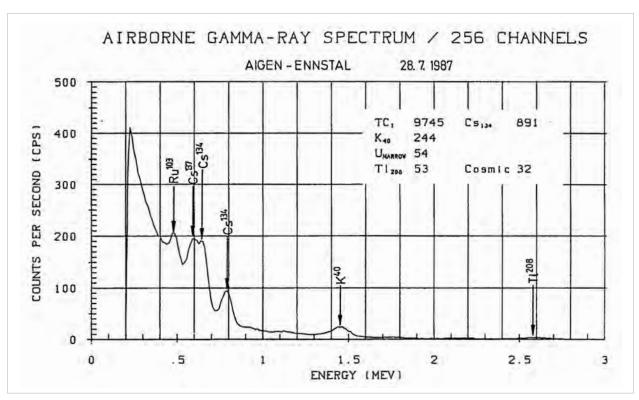


Abb. 2.8. Beispiel eines Gammastrahlenspektrums im Bereich des Flugfeldes Aigen im Ennstal.

Auf Grund der im Vergleich zu Halbleiterdetektoren niedrigeren Energieauflösung wird bei der Auswertung der Spektren von NaJ-Detektoren die sogenannte Fenster-Technik angewandt. Bereiche des Spektrums in der Umgebung der auszuwertenden Gammalinie werden dabei zu einem "Fenster" zusammengefasst (Tab. 2.2).

Nuklid	Energiebereich des Fensters
²¹⁴ Bi (Uran)	1,67-1,87 MeV
²⁰⁸ TI (Thorium)	2,42-2,83 MeV
⁴⁰ K	1,36-1,56 MeV
¹³⁷ Cs	0,62-0,72 MeV

Tab. 2.2. Energiebereiche der Fenster. Der Zerfall der in Klammer stehenden Nuklide wird nicht direkt gemessen, sondern rückgerechnet aus den Zerfall anderer Elemente (z.B. Uran aus Bismut-214). Die restlichen Elemente werden direkt gemessen (z.B. Caesium-137).

2.2.6 Korrekturen der Messdaten

Die Auswertung der gemessenen Fensterzählraten umfasst mehrere Programmschritte. Ziel ist die Darstellung der gemessenen Aktivitäten in geräteunabhängigen Einheiten. Für den Geologen wesentlich sind dabei die geochemischen Äquivalente, die die Konzentration der natürlichen radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium im Boden beschreiben. Im Bereich des Strahlenschutzes erfolgt eine Umrechnung in Einheiten der Äquivalentdosisleistung [nGy/h] bzw. der Oberflächenaktivität [kBq/m²].

Im Folgenden werden die notwendigen Auswerteschritte anhand der Abbildung 2.9 kurz beschrieben.

 Tiefpassfilterung: Durch entsprechend angepasste digitale Filter wird das hochfrequente Rauschen in den Rohdaten weitgehend eliminiert, ohne dass das längerwellige Nutzsignal (d.h. die Variationen der Zählra-

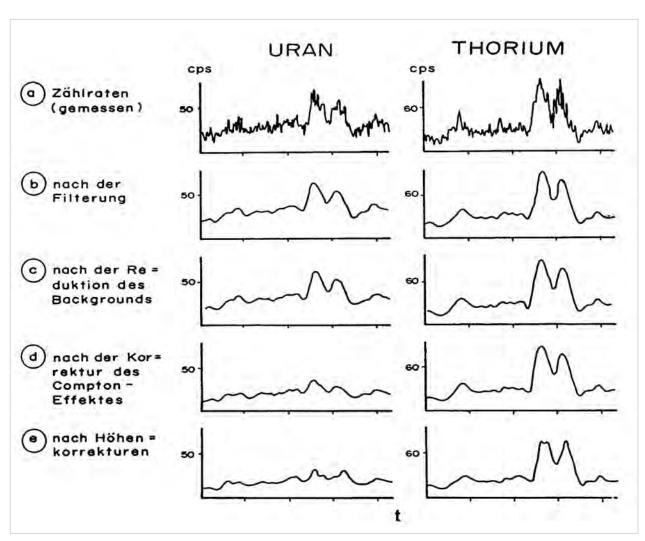


Abb. 2.9.

Darstellung der Korrekturschritte in der Gammastrahlenspektrometrie. Die Messreihe zeigt die Zählraten im Uran- und Thoriumfenster beim Überflug über einen Bereich erhöhter Thorium-Konzentration.

- te, die durch wechselnde Gehalte der strahlenden Elemente im Gestein verursacht werden) verändert wird.
- Reduktion des Einflusses der kosmischen Strahlung: Die durch Compton-Streuung der kosmischen Strahlung in die niederenergetischen Energiebereiche eingestreuten Anteile werden mit Hilfe der im Kanal 256 aufgezeichneten Zählraten korrigiert. Die notwendigen Korrekturfaktoren lassen sich aus den höhenabhängigen Änderungen der Zählraten bei Steigflügen in großer Höhe bestimmen.
- Reduktion des "Backgrounds": Die von nicht-geologischen Quellen stammenden Strahlungsanteile, nämlich die Strahlung der die Detektor-Kristalle umgebenden Materie wird abgezogen. Der Background in den einzelnen Kanälen wird durch Steigflüge in so großer Höhe bestimmt, dass keine Strahlung vom Boden mehr erwartet werden kann.
- Reduktion des Comptoneffektes: Beim Durchgang durch Materie wird die Gammastrahlung unter Energieverlust gestreut (Comptoneffekt). Compton-gestreute Gammaguanten erzeugen demnach Detektionsereignisse im Bereich unterhalb ihrer charakteristischen Gammalinie. Die Korrektur der Comptonstreuung sowie einer eventuellen Überlappung von nahe nebeneinander liegenden Fenstern erfolgt über die sogenannten "stripping ratios" (IAEA, 1979). Die Größe der Stripping-Faktoren wird durch ein entsprechendes Kalibrierverfahren über Kalibrierpads bestimmt. Diese Kalibrierpads sind unter Aufsicht der IAEA hergestellte Betonblöcke der Größe 1 x 1 x 0,3 m mit genau bekannter Konzentration der Elemente Uran, Thorium und Kalium. Aus Abbildung 2.9 ist ersichtlich, dass in diesem Beispiel die im Uranfenster (Bismut-214) gemessenen Anomalien mit höherer Zählrate zum Großteil nur von der Compton- Streuung vom energetisch höhergelegenen Thorium Fenster (Thallium-208) stammen.
- Radonkorrektur: Mit dem sogenannten "upward looking" Kristall – er wird durch den darunterliegenden "downward looking" Kristall weitgehend von der Strahlung des Untergrundes abgeschirmt – können die vom atmosphärischen Radon herrührenden Strahlungsanteile erfasst werden.
- Höhenkorrektur: Die Intensität der vom Boden kommenden Gammastrahlung nimmt auf Grund von Absorption durch die Luftschicht zwischen Boden und Detektor exponentiell ab. Die Höhenabhängigkeit, die auch durch Aufbaueffekte des Strahlungsflusses in der Absorptionsschicht beeinflusst wird, lässt sich empirisch durch einen Steigflug in niedriger Höhe bestimmen und sich in begrenzten Höhenintervallen durch die nuklidspezifischen Höhenkorrekturfaktoren μ mit der Formel

$$I_{80m} = I_{h}e\mu(h-80)$$

- darstellen, wobei die in der Höhe h vorhandene Strahlungsintensität $\rm I_h$ auf die Sollflughöhe von 80 m reduziert wird.
- Topografiekorrektur: In Gebieten mit rauer Topografie, wie z.B. in den inneralpinen Bereichen, muss die Geometrie der Strahlungsquellen berücksichtigt werden, da die Standardkorrekturen von einer homogenen, ebenen Verteilung der Strahlungsquelle ausgehen. Das für das mathematisch komplexe Korrekturverfahren (Schwarz, 1991) erforderliche Geländemodell kann mit ausreichender Genauigkeit aus einem groben digitalen Höhenmodell gewonnen werden. Insbesondere im Bereich enger Täler und Geländekuppen ist eine richtige Interpretation der gemessen Aktivitäten ohne Topografiekorrektur meist kaum möglich.
- Übergang zu Radioelementkonzentrationen: Die IAEA (1979) empfiehlt die Umrechnung der Zählraten in Äquivalent-Konzentrationen der drei natürlichen radio-aktiven Elemente. Dies hat unter anderem den Vorteil, dass die Ergebnisse von Messungen mit verschiedenen Instrumenten, insbesondere mit verschiedenem Kristallvolumen, untereinander vergleichbar werden. Die Bestimmung der Umrechnungsfaktoren erfolgt mit Hilfe der Kalibrierpads sowie einer 1,4 x 0,7 km großen Kalibrierstrecke im Bereich des Truppenübungsplatzes Allentsteig, deren Aktivitätskonzentration durch im Labor analysierte Bodenproben exakt bestimmt wurde.
- Vegetationskorrektur: Seit dem Jahr 2009 wird zusätzlich noch eine weitere Korrektur durchgeführt, um den dämpfenden Einfluss der Vegetation zu beseitigen (AHL & BIEBER, 2010). Die Abschätzung der Vegetationshöhe erfolgt dabei mittels des Laserhöhenmessers.

Durch den Reaktorunfall von Tschernobyl 1986 wurden mehrere Gebiete in Österreich erheblich mit radioaktiven Spaltprodukten belastet (vgl. Bundesministerium für Ge-SUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ, 1986). Für den Strahlenschutz langfristig relevant sind dabei Isotope mit größeren Halbwertszeiten, deren charakteristische Gammalinien meist im Energiebereich bis maximal 1,0 MeV liegen (Ruthenium-103: 0,49 MeV; Caesium-137: 0,66 MeV; Caesium-134: 0,61 MeV; Caesium-134: 0,80 MeV), während die natürlichen radioaktiven Elemente ihre charakteristischen Linien großteils im höherenergetischen Bereich besitzen. Einige Monate nach einem radioaktiven Niederschlag, wenn die Flächenkontamination nur mehr durch das langlebige Caesium (Halbwertszeit 30 Jahre) gegeben ist, kann das oben beschriebene Stripping Verfahren in entsprechender Weise angewandt werden. Ein Beispiel für die erfolgreiche Anwendung dieses Verfahrens zeigt Kapitel 2.2.8. Bei komplexen Nuklidgemischen oder der Suche nach radioaktiven Punktquellen muss aber eine Analyse des gesamten Spektrums durchgeführt werden.

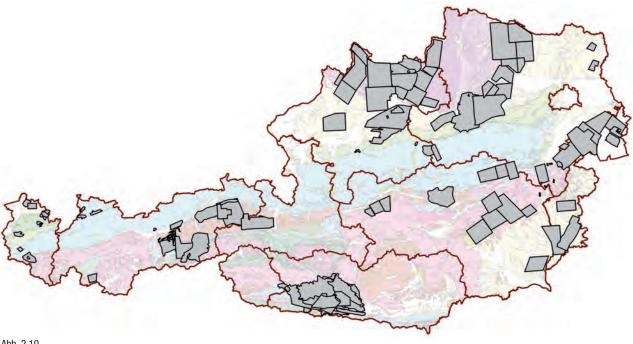


Abb. 2.10. Lage der aerogeophysikalischen Messgebiete 1982–2012.

2.2.7 Messgebiete 1982 bis 2012

Mit der Hubschraubergeophysik wurde im Jahr 1982 begonnen und jedes Jahr wurden einige Messgebiete beflogen. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt sind ca. 20 % des Bundesgebietes durch detaillierte aerogeophysikalische Messungen erfasst (Abb. 2.10).

Für jedes Messgebiet liegen an der GBA Berichte vor. Eine Übersicht aller Messgebiete bis 1990 findet sich in Heinz & Seiberl (1990) und ab 1991 in Tabelle 2.3.

Nahezu alle radiometrischen Daten der einzelnen Messgebiete wurden in den letzten beiden Jahren zusammengespielt und in die geophysikalische GIS-Datenbank GEOPHYSIS integriert. Da diese Daten über einen Zeitraum von 30 Jahren gemessen wurden, sind dabei einige wichtige Punkte zu berücksichtigen.

- Die Datenqualität hat sich über diesen Zeitraum wesentlich verbessert. Die Positionsbestimmung (Flugwegortung anhand von SW-Fotos → Dopplernavigation → GPS mit SA → DGPS), die Höhenbestimmung (Barometrische Höhe → Radarhöhe → Laserhöhe (eine Reflexion) → Laserhöhe (1. und 2. Reflexion)) als auch das Gammaspektrometer selbst (beheiztes System mit starker Drift → digitales System mit automatischer Driftkorrektur) wurden wesentlich genauer. Infolge dessen sind auch die Auswertealgorithmen angepasst und verändert worden.
- Bei sich überlappenden Messgebieten, die zu unterschiedlichen Zeiten beflogen wurden, herrschten un-

- terschiedliche meteorologische Bedingungen und die Bodenfeuchtigkeit als auch die Vegetationsbedeckung waren unterschiedlich.
- Eine Vegetations- und Bodenfeuchtigkeitskorrektur wurde bei keinem Messgebiet durchgeführt.

Bei aneinander grenzenden Messgebieten können daher (aufgrund der ersten beiden Punkte) markante Unterschiede in der Amplitude der Messwerte auftreten. Um diese Unterschiede auszugleichen, wären einige Flugprofile über die Einzelgebiete (innerhalb eines kurzen Zeitraumes) notwendig. Eine ausführliche Beschreibung dieser Problematik und des notwendigen Verfahrens zum Ausgleich findet sich in MINTY (2011). Im Zuge einer radiometrischen Basisaufnahme des gesamten Bundesgebietes (siehe Kapitel 2.2.8) wäre diese Angleichung möglich. Da diese Daten aber nicht zur Verfügung stehen, wurden die einzelnen Messgebiete mittels statischer Verfahren aneinander angeglichen.

2.2.8 Anwendungsmöglichkeiten des Systems

Das radiometrische System der Geologischen Bundesanstalt steht widmungsgemäß zur Unterstützung der geologischen Kartierung im Einsatz. Da es sich aber um ein hochempfindliches, in Österreich einzigartiges, Messsystem handelt, muss auch auf die Einsatzmöglichkeiten im Bereich des Strahlenschutzes und bei Katastrophenfällen hingewiesen werden.

Messgebiet	Bericht
Herzogenburg	Seiberl & Heinz (1991)
Hausruck	Seiberl & Pirkl (1991)
Birkfeld	Seiberl (1992)
Bad Gleichenberg	Seiberl & Lobitzer (1992)
Pöllauer Bucht	Seiberl & Antes (1992)
Amstetten	Seiberl & Pirkl (1992)
Birkfeld II	Seiberl & Antes (1993)
Kitzbühel	Seiberl et al. (1993)
Bürserberg/Schesatobel	Seiberl & Pirkl (1995)
Peuerbach-Ried	Seiberl et al. (1995)
Wiesen	Seiberl et al. (1996a)
Gallneukirchen	Seiberl et al. (1996b)
Pulkau	Seibert et al. (1996c)
Pulkau-Nord	Seiberl & Roetzel (1997)
Geras	Seiberl & Roetzel (1998)
Parndorfer Platte	Seiberl & Belocky (1998)
Donnerskirchen	Seiberl & Slapansky (1999)
Lafnitztal	Seibert et al. (2000)
Eisenerz	Seibert et al. (2002a)
Sibratsgfäll/Vlbg.	Seiberl et al. (2002b)
Langen-Doren und Schesatobel	Seibert et al. (2002c)
Obergrafendorf	Seiberl et al. (2003)
Traun/Ennsplatte	Bieber et al. (2004)
Melk	Ань et al. (2005a)
Schruns	Ань et al. (2005b)
Drautal/Gailtal	Мотsснка et al. (2008a)
Ulrichsberg	Мотsснка et al. (2008b)
Eferdinger Becken	Мотsснка et al. (2009a)
Rainbach	Мотsснка et al. (2009b)
Eisenberg/Güssing	BIEBER et al. (2009)
Leithagebirge	АнL et al. (2012)
Lest	BIEBER et al. (2012)
Tab. 2.3	

Tab. 2.3.

Aerogeophysikalische Messgebiete ab 1991.

Geologische Kartierung

Verschiedene geologische Formationen enthalten charakteristische Zusammensetzungen der natürlichen radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium. Die Konzentration dieser Elemente kann über die Gammastrahlung emittierenden Isotope Kalium-40, Bismut-214 und Thallium-208 bestimmt werden. Durch eine flächenhafte Messung der Konzentration dieser Elemente können einzelne geologische Einheiten klassifiziert und gegeneinander abgegrenzt werden. Die Befliegung eines Messgebietes erfolgt dabei in parallelen Profilen, wobei üblicherweise ein Profilabstand von 100 bis 200 m und

eine Flughöhe von 80 m eingehalten werden. Bei einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von 35 m/s werden jede Sekunde ein gesamtes Spektrum sowie alle für die Auswertung notwendigen Zusatzparameter aufgezeichnet.

Die folgende Abbildung 2.11 zeigt die Verteilung der Dosisleistung, die sich aus den Konzentrationen der natürlichen radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium ergibt.

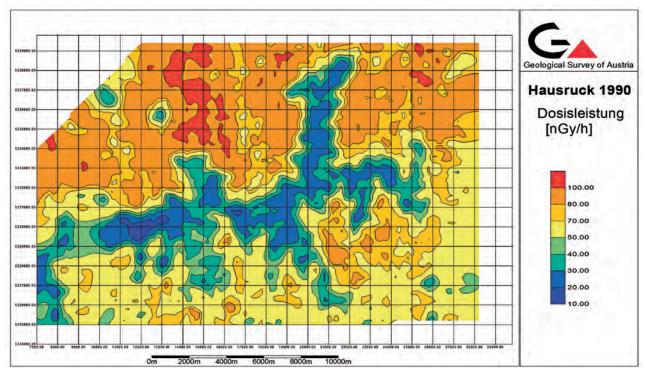


Abb. 2.11.

Verteilung der natürlichen Gammastrahlung im Bereich des Messgebietes Hausruck. Die Schotter mit niedriger Strahlung grenzen sich deutlich gegenüber Sedimenten ab, die höhere Aktivitätskonzentrationen aufweisen. Die Lösse im Norden haben ihrerseits einen höheren Aktivitätsgehalt als die Sande im Süden.

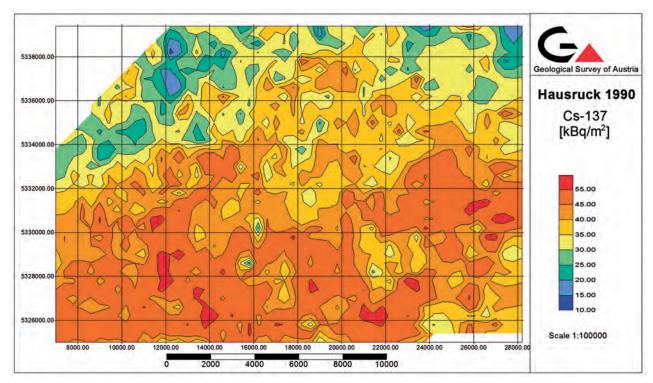


Abb. 2.12. Verteilung der Caesium-137 Oberflächenkontaminationen. Der Nord-Süd-Anstieg ist auf die steigende Niederschlagsmenge im Nordstau der Alpen zurückzuführen.

Strahlenschutz

Aus der Sicht des Strahlenschutzes ist die terrestrische Strahlungsbelastung der Bevölkerung von Bedeutung. Die spektrometrische Erfassung der einfallenden Gammaquanten ermöglicht dabei die Differenzierung zwischen natürlicher Strahlung des Bodens und jenem Anteil der durch anthropogene Kontamination der Erdoberfläche bedingt ist. Eine entsprechende quantitative Erfassung ist insbesondere im Falle von Caesium-137 auf einfache Weise durchführbar (Oberlercher & Seiberl, 1997). Mit reinen Dosisleistungsmessgeräten, wie z.B. Geiger-Müller Zählrohren, kann der geologisch bedingte Anteil der Strahlenbelastung nicht von einer Oberflächenkontamination unterschieden werden. Als Beispiel für die dadurch auftretende Problematik ist in der Abbildung 2.12 die zur Abbildung 2.11 gehörende Caesium-137 Verteilung dargestellt. Während die natürliche Radioaktivität im Norden höher ist als im Süden, zeigt sich in der Caesium-137 Verteilung ein umgekehrtes Bild. Der Nord-Süd-Anstieg der Caesium-137 Oberflächenkontaminationen erklärt sich in diesem Fall vermutlich aus der steigenden Niederschlagsmenge im Nordstau der Alpen während des Überquerens der durch den Regen ausgewaschenen radioaktiven Wolke. Für ein Dosisleistungsmessgerät wäre diese Information durch die entgegengesetzte, geologisch bedingte Verteilung verdeckt gewesen. Daher würde eine radiometrische Basisaufnahme des gesamten Bundesgebietes eine wichtige Datengrundlage im Falle eines weiteren atomaren Unfalls darstellen.

Ein weiteres wichtiges Einsatzgebiet im Bereich des Strahlen- und Katastrophenschutzes ist die Suche nach radioaktiven Punktquellen, z.B. nach dem Absturz eines reaktorbetriebenen Satelliten. Wegen des großen Detektorvolumens besitzt das Radiometriesystem der GBA eine sehr hohe Nachweisempfindlichkeit (Tab. 2.4). Auch nach einer möglichen Aufteilung des Systems in kleinere Detektorverbände bleibt die Nachweisempfindlichkeit noch um ein Vielfaches höher als jene der üblichen Dosisleistungsmessgeräte. Durch die spektrometrische Erfassung sind darüber hinaus eine Identifizierung verschiedener Nuklide und damit eine Abschätzung der Aktivität der Strahlungsquellen möglich.

2.3 Bachsedimentgeochemie

(H. PIRKL)

Bachsedimente sind das Gedächtnis der Oberflächengewässer. Das in den Einzugsgebieten durch die Verwitterung gelockerte und aufbereitete Gesteinsmaterial gelangt durch die Erosionsprozesse in die Bäche und Flüsse.

Wenn mineralogisch einfach zusammengesetzte Gesteinsserien (wie z.B. Kalkstein, Dolomit, Quarzit, etc.) die Einzugsgebiete aufbauen, spiegelt das jeweilige Bach- und Flusssediment praktisch die gesteinsgeochemische Zusammensetzung wider. Bei mineralogisch komplexeren Gesteinsserien muss im Vergleich dazu damit gerechnet werden, dass die Transportvorgänge in den Bächen und Flüssen zur An- und Abreicherung bestimmter Minerale führen können. Diese Prozesse wirken sich dann direkt auf die jeweiligen Elementverteilung und -konzentration in den Sedimenten aus.

Elemente, die aus den Einzugsgebieten in gelöster Form abtransportiert werden, können je nach den hydrochemisch-hydrophysikalischen Milieus ganz oder teilweise an Tonmineralen im Sediment sorbiert werden. Da dieser Lösungstransport meist nicht kontinuierlich erfolgt, kann die Wasseranalytik solche Situationen nicht erfassen. In diesem Fall speichert das Sediment die Information.

Zur geochemischen Untersuchung der Bach- und Flusssedimente werden überwiegend die Kornfraktionen Feinsand, Schluff und Ton herangezogen. In Österreich beziehen sich die entsprechenden Analysen auf die Kornfraktionen < 0,18 mm und < 0,04 mm.

Geogene Quellen für die Elemente Uran und Thorium sind in Österreich überwiegend verschiedene Schwerminerale, die insbesondere aus granitischen Gesteinen sowie kristallinen Schiefern stammen können. Gebiete mit einem direkten Vorkommen von Uran- und Thorium-Mineralen innerhalb von Vererzungshorizonten sind in

	günstigster Punkt direkt über der Quelle	ungünstigster Punkt 100 m seitlicher Vorbeiflug		
Luftspürsonde des Bundesheeres	2.900	7.000		
0,5 I NaJ-Detektor	120	420		
33 I NaJ	32	64		

Tab. 2.4. Vergleich der Nachweisgrenzen in [MBq] für verschiedene Detektoren. Die angegebenen Werte gelten für Cobalt-60 bei einer Flughöhe von 100 m und einer Geschwindigkeit von 100 km/h (Mück et al., 1990).

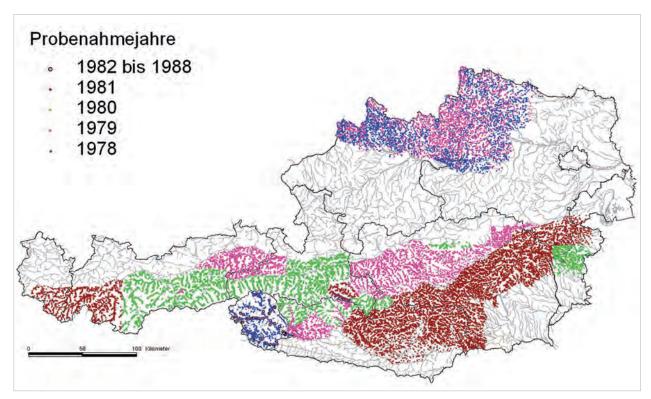


Abb. 2.13.
Bach- und Flusssedimentgeochemie Österreich – Projektteil "Geochemischer Atlas"; räumlich-zeitliche Verteilung der Probenahmen.

Österreich selten (z.B. Forstau/Steiermark). Einige sind in der Themenkarte eingetragen.

Die Elemente Uran und Thorium reichern sich somit innerhalb der Schwermineralfraktion von Bach- und Flusssedimenten an (z.B. Monazit, Xenotim; vgl. Kapitel 4).

2.3.1 Programm-/Projektorganisation

Mit der Intensivierung der Rohstoffforschung in Österreich ab 1978 starteten auch überregionale Untersuchungsprogramme wie die "Systematische Bach- und Flusssediment-Geochemie Österreichs". Schon vom Programmstart weg wurde eine komplexe Fach-, Organisations- und Finanzierungsstruktur gewählt, da keine der in Frage kommenden Institutionen im Stande war, diese Forschungsprojekte alleine durchzuführen. Das Kernteam bestand aus den Institutionen Geologische Bundesanstalt (fachliche Programmkoordination, gebietsverantwortlich für Böhmische Masse), Geotechnisches Institut/Forschungszentrum Arsenal (Probenaufbereitung und Analytik) und VOEST-Alpine/Mineralwirtschaft (gebietsverantwortlich für Zentralzone, Analytikkontrolle und Dokumentation).

Der erste Programmschwerpunkt bezog sich auf die alpine Zentralzone (Zentralalpen) und die Böhmische Masse (Mühl- und Waldviertel). Da sich das primäre Forschungs-

ziel dieses ersten Programmschrittes auf die Prospektion bestimmter (Metall-)Rohstoffe bezog, wurde als Probemedium die Korngrößenfraktion < 180 μm (< 0,18 mm) ausgewählt. Diese Korngrößenfraktion wurde international in vielen Ländern als Standard bei Rohstoffprospektionsprojekten eingesetzt. Damit war das Programm auch international kompatibel. Beprobt wurde das jeweils aktive Sediment (= der durch die fließende Welle je nach Schleppkraft laufend weiterbewegte Sedimentanteil).

Die Probenahme für diesen Programmteil verteilte sich über die Jahre 1978 bis 1981 (Abb. 2.13). Anschließend daran wurden weitere Beprobungen für Kontrollen und fachlich-inhaltliche Erweiterungen noch bis 1988 ausgeführt.

- 1978 (blau): Böhmische Masse (Team GBA Geologische Bundesanstalt); Osttirol (Team VA – VOESTAlpine).
- 1979 (violett): Böhmische Masse (Team GBA); östliche Grauwackenzone, westliche Grauwackenzone und Niedere Tauern (Team VA).
- 1980 (grün): große Teile des Zentralalpenkristallins (Team VA); Günser Bergland (Team BBU – Bleiberger Bergwerks-Union).
- 1981 (braun): westliches Zentralalpenkristallin und große Teile des steirischen und kärntner Kristallins (Team VA); Zentralalpen südlich der Mur-Mürz-Furche (Team BBU).

 1982 bis 1988 – gezielte Wiederholungs- und Kontrollprobennahmen in verschiedenen Gebieten der Zentralzone und der Böhmischen Masse (Teams VA).

Im Rahmen des Hauptprogrammes "Geochemischer Atlas" wurden insgesamt 29.717 Proben in den Jahren 1978 bis 1981 gezogen. Für das Gebiet der Böhmischen Masse und die Zentralzone ergibt das eine Probendichte von durchschnittlich 1 Probe/km².

Da in diesem Programmteil die Rohstoffprospektion als Ziel im Vordergrund stand, wurden die Hauptbäche und Hauptflüsse nicht in das Beprobungsprogramm einbezogen!

Der Programmteil "Geochemischer Atlas des Republik Österreich 1:1.000.000" wurde im Jahr 1989 mit einem Auflagendruck einer Kartensammlung und der entsprechenden fachlichen Erläuterungen abgeschlossen (Thalmann et al., 1989).

Parallel zur Fertigstellung des "Geochemischen Atlas" wurde bereits ab 1987 begonnen, die Arbeitsmethodik der Bach- und Flusssedimentgeochemie für umweltgeochemische Fragestellungen zu adaptieren und zu erweitern. Dabei lag der Fokus einerseits auf der gezielten Beprobung in anthropogen vorbelasteten Gebieten und andererseits auf der Frage nach der passenden Korngrö-Benfraktion. In einem Testgebiet südlich von Wien konnten dafür Antworten erarbeitet werden (PIRKL & KRALIK, 1988). Insbesondere wurde herausgearbeitet, dass sich die Korngrößenfraktion < 0,04 mm (40 µm) arbeitstechnisch und fachlich für umweltgeochemische Projekte eignen könnte. Diese Erfahrungen wurden in Folgeprojekten aufgegriffen. Diese Folgeprojekte wurden mit den einzelnen Bundesländern verhandelt und ab dem Jahr 1991 im Rahmen der Bund-Bundesländer-Kooperation durchgeführt.

In diesen Bundesländer-Projekten wurden schon bei der Beprobungsplanung zwei Hauptaspekte der Bach- und Flusssedimentgeochemie verknüpft:

Bundesland	Verantwortliche Institution/ Projektleitung	Probenahme durch	Probenahme Jahr	Auswertung Dokumentation durch
Niederöster- reich	Geotechnisches Institut Arsenal	Teams der VOEST-ALPINE	1991–1992	Geotechnisches Institut Arsenal/Büro Hausberger/ Büro Pirkl
Oberösterreich	Geotechnisches Institut Arsenal	Teams Büro Pirkl	1994	Geotechnisches Institut Arsenal/Büro Pirkl
Salzburg	Geotechnisches Institut Arsenal/ARC Seibersdorf	Teams Büro Pirkl	1999	ARC Seibersdorf/Büro Pirkl
Tirol	Geotechnisches Institut Arsenal/ARC Seibersdorf	Teams Büro Pirkl	1999	ARC Seibersdorf/Büro Pirkl
Burgenland	Geotechnisches Institut Arsenal/ARC Seibersdorf/ GBA	Büro Pirkl	2001	ARC Seibersdorf/Büro Pirkl/ GBA
Vorarlberg	GBA	Büro Pirkl	2002	Büro Pirkl/GBA
Kärnten	GBA	Teams der GBA, Büro Pirkl	2005	Büro Pirkl/GBA
Steiermark	GBA	Teams der GBA	2007	Büro Pirkl/GBA

Tab. 2.5.
Organisations- und Durchführungsstruktur der Bundeländerprojekte innerhalb des Programmes "Bach- und Flusssedimentgeochemie Österreich".

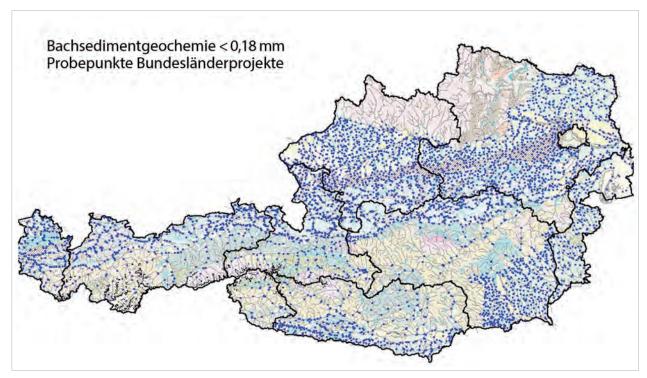


Abb. 2.14. Bach- und Flusssedimentgeochemie; Beprobungspunkte der Bundesländerprojekte.

- a. die Erfassung der geogenen Hintergrundverteilungen;
 dazu werden Probepunkte in Kleineinzugsgebieten gewählt:
- b. die Erfassung anthropogener Einflüsse; dazu dienen Probepunkte oberhalb und unterhalb von potenziellen "Belastungsquellen" (Siedlung, Industrie, Kläranlagen etc.).

Dabei wurde darauf geachtet, eine Balance zwischen beiden Zielen hinsichtlich der jeweiligen Probepunkte-Anzahl zu finden. Dem umweltgeochemischen Aspekt wurde darüber hinaus mit der inhaltlichen Erweiterung Rechnung getragen, indem zusätzlich zu der Probe für die Kornfraktion < 0,18 mm von jedem Probepunkt auch eine Probe für die Kornfraktion < 0,04 mm gezogen wurde. Die Probe für die Fraktion < 0,04 mm wurde dabei gezielt aus Stillwasserbereichen innerhalb der Bachquerschnitte im direkten Umfeld des Probepunktes gewonnen.

Die Durchführung der Probenaufbereitung und der Totalgehalt-Multielementanalytik erfolgte im Rahmen der Bundesländerprojekte vollkommen analog der Vorgangsweise zum "Geochemischen Atlas".

Auf Grund des langen Zeitraums, in dem diese Projekte abgearbeitet wurden, entwickelte sich ebenfalls eine komplexe Organisationsstruktur (Tab. 2.5). Dies ergab sich aus der Tatsache, dass die Teams der VOEST-Alpine nur mehr bis 1992 zur Verfügung standen und das Geo-

technische Institut/Arsenal aufgelöst wurde. Trotzdem war es möglich, durch die laufende Programmkoordination der Geologischen Bundesanstalt und teilweiser personeller Kontinuität, auch die fachlich-inhaltliche Kontinuität zu gewährleisten.

Im Zuge der Bundesländerprojekte wurden einerseits die Bereiche beprobt, die von der Probenahme des "Geochemischen Atlas" ausgenommen waren, sowie andererseits Proben entlang des jeweiligen Hauptflusssystems genommen (Abb. 2.14).

Insgesamt wurden in diesem Programmteil 4.711 Proben für jede Kornfraktion gewonnen. Aus Kostengründen konnten die Proben der Kornfraktion < 0,04 mm nur für die Bundesländer Niederösterreich, Vorarlberg, Kärnten, Steiermark und Burgenland analysiert werden.

Auch wurde in den Bundesländerprojekten nicht die Beprobungsdichte des "Geochemischen Atlas" erreicht. Die durchschnittliche Beprobungsdichte lag hier bei ca. 1 Probe/10 km².

2.3.2 Labor-Analytik

Über die gesamte Projektlaufzeit der österreichweiten Bach- und Flusssediment-Geochemie wurde versucht, die Analytik direkt vergleichbar zu halten. Dies geschah durch eine konsequente Totalgehalt-Multielement-Ana-

lytik mittels Röntgenfluoreszenz (RFA) und/oder induktiv gekoppelter Plasmaspektrometrie (ICP oder ICP-MS).

Für die ICP-(MS)-Analytik wurde folgende Aufschlussart gewählt: 100 mg der feingemahlenen Fraktion < 0,18 mm wurden mit 2,5 ml $\rm HClO_4 + 2,5$ ml $\rm HNO_3$ und ca. 10 ml $\rm HF$ abgeraucht, bis fast zur Trockene eingedampft, mit 5 ml $\rm HNO_3$ aufgenommen und mit $\rm H_2O$ auf 100 ml aufgefüllt. Damit sollte auch für sehr schwer lösbare Minerale ein Vollaufschluss erreicht werden.

Probenaufbereitung und Analytik für den "Geochemischen Atlas" erfolgten im Geotechnischen Institut des Forschungszentrums Arsenal, ebenso für die Probeserien der Bundesländer Nieder- und Oberösterreich. Da Ende der 1990er-Jahre die Labors des Geotechnischen Instituts des Forschungszentrums Arsenal in das Austrian Research Center in Seibersdorf integriert wurden, wurde die Analytik für die Proben aus den Bundesländern Salzburg, Tirol, Vorarlberg, Burgenland, Kärnten und Steiermark in Seibersdorf ausgeführt.

Trotz der langen Programmdauer (1978–2009) und der komplexen, internen Programmstruktur gelang es, auch im Bereich der Laboranalytik in Bezug auf die Fachkompetenz und Qualitätskontrolle Kontinuität zu wahren. Dies wurde ermöglicht durch, soweit möglich, eine personelle Kontinuität, eine gleichartig strukturierte interne und externe Laborkontrolle, sowie die Verwendung direkt vergleichbarer Analytik-Standards über den gesamten Programmzeitraum.

Zu bedenken ist freilich, dass innerhalb dieses Programmzeitraumes eine enorme Weiterentwicklung bei den Analytik-Geräten stattfand, die sich natürlich auf die potenziellen Nachweisgrenzen auswirkte. Ganz deutlich zu sehen ist dies an den unterschiedlichen Niveaus der Bestimmungsgrenzen zwischen "Geochemischem Atlas" einerseits und den Bundesländerprojekten andererseits.

Die Bestimmungsgrenzen für die beiden Elemente Thorium und Uran, wie sie bei der Analytik der jeweiligen Probenserien nach Teilprojekten erreicht wurden, sind in Tabelle 2.6 aufgelistet. Das Element Thorium (Th) wurde dabei mittels RFA bestimmt, das Element Uran (U) mittels ICP (ICP-MS).

2.3.3 Auswertungs- und Interpretationshinweise

Eine der Informationsinhalte der Karte der "Natürlichen Radionuklide in den Grundwässern Österreichs 1:500.000" ist eine Raster-Darstellung der Uran-Konzentration in Bach- und Flusssedimenten < 0,18 mm. Für Rasterzellen in der Größe von 7,5 x 7,5 km wird das jeweilige Maximum aus der Bachsedimentgeochemie ausgewiesen. Damit wird die Intention verbunden, die geogene Hintergrundverteilung in komprimierter Form darzustellen und die Karteninhalte noch lesbar zu erhalten.

Zum besseren Verständnis dieser Hintergrundinformation werden im Folgenden die Originalverteilungs-Daten aus der Bach- und Flusssedimentgeochemie für Uran und Thorium diskutiert.

Die Uran-Verteilungen (Abb. 2.15) zeigen als erste Information, dass ca. 60 % der Daten unterhalb der in Tab. 2.6 angegebenen Bestimmungsgrenzen liegen. In Abbildung 2.15 (logarithmische Y-Achse) werden die niedrigeren Bestimmungsgrenzen in den Bundesländer-Projekten deutlich. Im Bereich der Böhmischen Masse und der Zentralzone liegt für Uran die Bestimmungsgrenze bei 5 ppm. In der Gesamtübersicht der räumlichen Uran-Verteilungen (Abb. 2.16) wurde daher die kleinste Klasse mit ≤ 5 ppm gewählt, um ein einheitliches Bild zu ermöglichen. Die weitere Klassenbildung ist darauf ausgerichtet, die höheren Konzentrationen in den geogenen Hintergrundgehalten der Kristallingebiete herauszuarbeiten

	Geochemischer Atlas	NÖ	oö	S	Т	V	В	K	St
Th	< 10 (*)	3	2	4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
U	< 5 (°)	0,5	0,38	0,099	< 0,4	0,8	< 0,4	0,7	< 0,4

Tab. 2.6.
Bach- und Flusssedimente Österreichs < 0,18 mm; Bestimmungsgrenzen (oder niedrigste, gemessene Konzentration) für die Elemente Thorium und Uran in den einzelnen Teilprojekten (in ppm).

* Thalmann, 1987a, ° Thalmann, 1987b

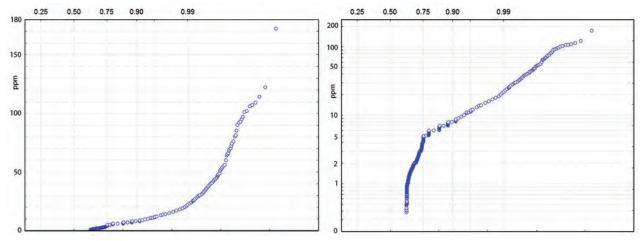
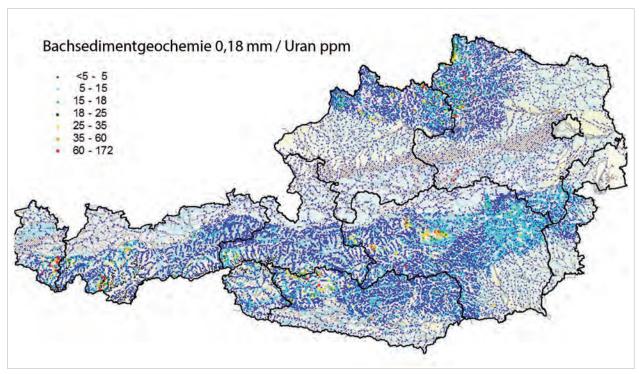


Abb. 2.15.
Bach- und Flusssedimente < 0,18 mm; Uran-Verteilung, Summenwahrscheinlichkeitsplot; links: y-Achse linear, rechts: y-Achse logarithmisch.



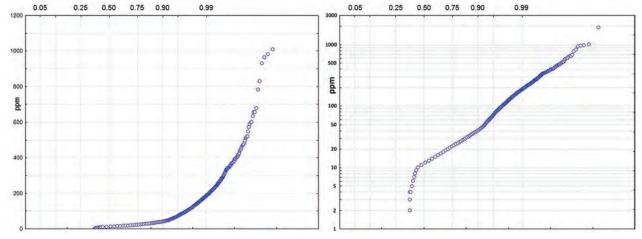


Abb. 2.17.
Bach- und Flusssedimente < 0,18 mm; Thorium-Verteilung, Summenwahrscheinlichkeitsplot; links: y-Achse linear, rechts: y-Achse logarithmisch.

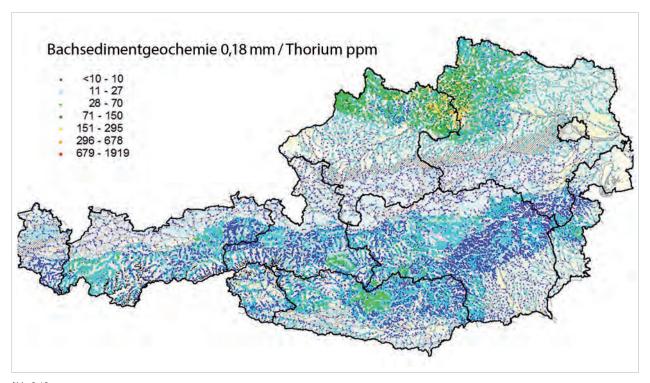


Abb. 2.18.

Bach- und Flusssedimente < 0,18 mm; räumliche Verteilung der Thorium-Konzentration.

Analog gilt das auch für die Darstellungen der Thorium-Verteilungen (Abb. 2.17, 2.18). Bei diesem Element liegt die Anzahl der Konzentrationen kleiner der in Tab. 2.6 angegebenen Bestimmungsgrenzen bei nur etwa 40 % der Gesamtprobenzahl. Auch sind Konzentrationen < 10 ppm (Bestimmungsgrenze für Thorium im Programmteil "Geochemischer Atlas") in den Bundesländerprojekten nicht so weit verbreitet.

Für mehrere Bundesländer ist der Vergleich zwischen den Element-Konzentrationen in den beiden Korngrößenfraktionen < 0,18 mm (überwiegend Feinsand) und < 0,04 mm (überwiegend Schluff) möglich. In Abbildung 2.19 wird dies für die Uran-Konzentration an Hand der Daten in den Bundesländern Steiermark und Vorarlberg gegenübergestellt. Da die Urangehalte in Bachsedimenten überwiegend an Schwerminerale gebunden sind, sind die Konzentrationen in den feineren Sedimenten (Kornfraktion < 0,04 mm) etwas höher als in den gröberen. Besonders deutlich wird das an den Daten aus dem Vorarlberg-Projekt.

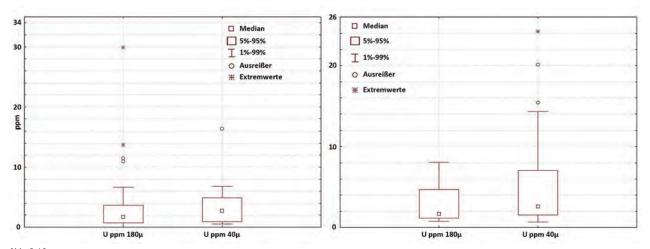


Abb. 2.19.

Bach- und Flusssedimente/Uran-Konzentration; Vergleich der beiden Kornfraktionen < 0,18 mm und < 0,04 mm an Hand der Daten für die Steiermark (links) und für Vorarlberg (rechts).

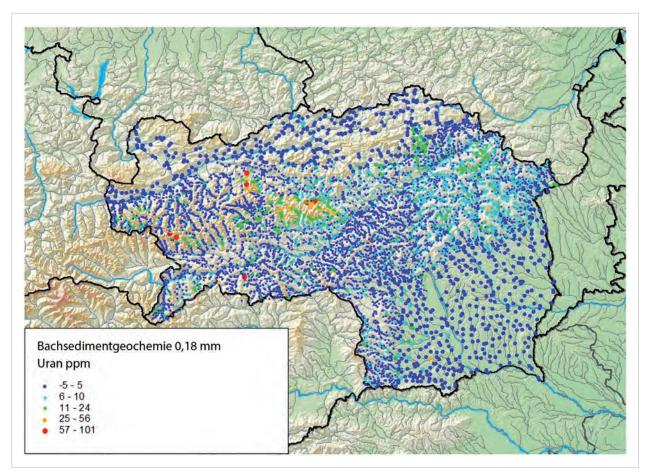


Abb. 2.20.
Bach- und Flusssedimente < 0,18 mm; räumliche Verteilung der Uran-Konzentration in der Steiermark.

An Hand des Ausschnitts der Daten für das Bundesland Steiermark lassen sich die Details der räumlichen Verteilungen beispielhaft nachvollziehen (siehe Abbildung 2.20 für Uran und Abbildung 2.21 für Thorium). Geogen zu erwarten sind sowohl lokal abgrenzbare "Anomalien" (kleinräumig hohe Konzentrationen), als auch auf größe-

ren Flächen erhöhte Hintergrundgehalte in Abhängigkeit von bestimmten Gesteinsserien.

So sind z.B. leicht erhöhte Hintergrundgehalte für Uran verbreitet im Semmering-Wechselgebiet anzutreffen. Klar abgegrenzte, größerflächige Anomalien dieses Ele-

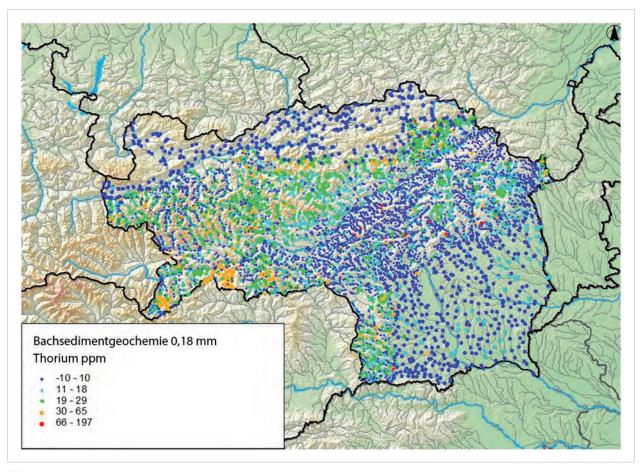


Abb. 2.21.

Bach- und Flusssedimente < 0,18 mm; räumliche Verteilung der Thorium-Konzentration in der Steiermark.

ments finden sich in der Bösensteingruppe (südlich Rottenmann/Steiermark) sowohl in Orthogneisen als auch innerhalb der Rannachserie (südlich der Palten-Liesing Furche, vgl. Abb. 4.1).

Die räumlichen Verteilungen des Elements Thorium zeigen eine deutlich andere Charakteristik. Hier sind höhere Hintergrundgehalte verbreitet in der Grauwackenzone, in den gesamten Niederen Tauern, in Teilbereichen des Wechselgebiets (Niederösterreich/Steiermark) und in der Koralpe (Kärnten/Steiermark). Besonders hohe Konzentrationen finden sich auf größeren Flächen in den nördlichen Gurktaler Alpen, gebunden an die Vorkommen von Metavulkanitserien (im weiteren Umkreis von Murau).

2.4 Gesteinschemie

(R. Berka, G. Schubert & R. Philippitsch)

Eine zentrale Zielvorgabe des Projekts lag in der Erfassung von geochemischen Daten der Gesteine aus den geologischen Einheiten Österreichs. Auf einer Auswertung dieser Daten aufbauend, soll der Zusammenhang

mit der Verbreitung radiogener Elemente in Bachsedimenten und Grundwässern besser interpretiert werden können.

Als primärer Projektansatz zur Datenakquisition galt die Sichtung von Abschlussarbeiten an den erdwissenschaftlichen Instituten der Universitäten Österreichs. Im Rahmen dieser Arbeiten waren vier Personen tätig. Es konnten 78 Diplomarbeiten oder Dissertationen, die Analysen zum Uran- und/oder Thoriumgehalt von Gesteinen (Gesamtgesteinschemie) enthielten, erfasst werden. Zusätzlich wurden noch einige Schwerpunktarbeiten (z.B. geochemische Kohlenuntersuchungen etc.) herangezogen, die keiner speziellen Recherche bedurften. Weitere Arbeiten in diese Richtung sind somit angezeigt. Einen wichtigen Zusatz bildet die systematische Erhebung von Gesteinschemiedaten, die vom Land Vorarlberg (Umweltinstitut) durchgeführt wurde. Die verwendeten Arbeiten gehen aus der Tabelle 4.7 zu den Uran- und Thoriumgehalten der Gesteine in Kapitel 4.3.2 hervor.

Aus der Literaturaufarbeitung ergab sich, dass die älteren Arbeiten, die Analysen von Spurenelementen (inklusive Uran und Thorium) enthielten, in den frühen

1980er-Jahren an der Universität Wien vorgelegt wurden. Mit der laufenden Weiterentwicklung der analytischen Verfahren - wie Atomabsorptionsspektroskopie (AAS), Atomemissionsspektroskopie mit ICP-Anregung (ICP-AES), Röntgenfluoreszenzanalytik (WD-RFA, ED-RFA), Neutronenaktivierungsanalyse (NAA), Gammaspektrometrie (GS), Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS) - fanden deren Anwendung einen breiteren Eingang in die erdwissenschaftlichen Arbeiten. Damit einhergehend stieg natürlich auch die Messgenauigkeit. So erlangte die Spurenelementanalytik einen zunehmend höheren Stellenwert in der Forschung (z.B. die der Seltenerdelemente im Zusammenhang mit Schmelzprozessen in der Erde; der Isotopengeologie für die Altersdatierung). Auf die erhöhte Bedeutung, die dem Uran in den 1970er-Jahren als Rohstoff zukam, wird im Kapitel 4.2.1. näher eingegangen.

In den verwendeten Arbeiten fanden sich letztlich Daten zu 2.242 Gesteinsproben, die Einzelanalysen des Uranund/oder Thoriumgehalts enthielten. Diese wurden in eine Datenbank eingearbeitet sowie GIS-mäßig aufbereitet (siehe Kapitel 4.3.2). Eine Zusammenfassung der Datenlage nach den geologischen Haupteinheiten findet sich in Tabelle 2.7. Genauere Informationen gehen aus Tabelle 4.6 hervor. Aus Abbildung 4.4 und Abbildung 4.5, welche die reale Verteilung der Probenpunkte wiedergeben, geht die Heterogenität der Datenlage hervor. Als Hauptmerkmal ist die fehlende flächenhafte Abdeckung durch Gesteinsanalysen festzustellen (Ausnahme Vorarlberg, mit 231 Probepunkten), die auf die jeweiligen Forschungsschwerpunkte der Institutionen zurückzuführen ist. Auf diese Schwerpunktsetzung geht auch die Konzentration auf die granitoiden Gesteine zurück, die knapp 45 % aller Urananalysen ausmachen, wogegen von einer Vielzahl anderer Lithologien keine Analysen vorliegen.

Geologische Einheit	Anzahl von Urananalysen	Anzahl von Thoriumanalysen
Quartär	30	30
Molasse inkl. Waschbergzone und Inneralpine Neogen-Becken	76	69
Känozoische Magmatite	63	74
Südalpin	8	18
Postvariszische Bedeckung des Ostalpinen Basements	218	230
Ostalpines Basement	476	522
Penninikum	118	106
Helvetikum	49	47
Subpennnikum	193	295
Moldanubikum, Moravikum und postvariszische Sediment-Bedeckung (Böhmische Masse)	426	789
Alle Einheiten	1657	2180
Tab. 2.7.		

Datenlage zur Gesteinschemie der geologischen Einheiten Österreichs.

3 Die kartografische Darstellung

(R. BERKA)

Die Themenkarte "Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000" enthält folgende punktförmige Darstellungen:

- Radionuklidgehalte von Grundwässern.
- Urangehalte von Bachsedimenten.
- · Urangehalte von Gesteinen.
- Uran-Mineralisationen.
- Radonquellen (> 370 Bq/l).

Den flächigen Hintergrund bildet eine geologische Karte Österreichs, die auf mehreren digitalen Datensätzen zur Geologie und Hydrogeologie von Österreich basiert, die laufend weiteren Verfeinerungen unterzogen wurden: Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 (Weber, 1997a), Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000 (Schubert, 2003) sowie Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000 (Berka et al., 2009).

Die Gestaltung der **geologischen Karte** richtet sich nach folgenden Gesichtspunkten:

- Übergeordnet ist eine Gliederung nach tektonischen Großeinheiten;
- Untergeordnet folgt sie einer gemischten Unterteilung, die einerseits nach lithologischen Gesichtspunkten (z.B. Hervorhebung von granitoiden Gesteinen), andererseits chronostratigrafisch (Trias, Jura, Kreide etc.) vorgenommen wurde. Die einzelnen Untergliederungen sind durch die dominierende lithologische Zusammensetzung charakterisiert. Diese gemischte Gliederung geht auf den Versuch zurück, die natürliche Verteilung von Radionukliden mit den geologischen Verhältnissen bestmöglich in Einklang zu bringen. In der Legende zur Geologie sind für einzelne Einheiten, oder für Zusammenfassungen mehrerer Einheiten, die korrespondierenden Urangehalte aus der Bachsedimentgeochemie dargestellt. Für einzelne Einheiten wurden aufgrund der geringen Anzahl von Analysen keine Auswertungen gemacht.
- Eine weitere Auswertung der Daten erfolgt durch die Verschneidung der anderen verwendeten Datensätze mit der Geologie. Diese sind in den Kapiteln 4.3 und 5.2 dargestellt.

Bei den **Radionuklidgehalten von Grundwässern** kommen folgende, unterschiedliche Datenquellen zur Darstellung:

Erstens wurden Daten einer Messkampagne, die von der Österreichischen Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit (AGES) in den Jahren 2008/2009 durchgeführt wurde,

herangezogen. Von insgesamt 497 Datensätzen wurden 397 vom Gesichtspunkt der Datendichte und der Darstellbarkeit in der Karte übernommen. Von einer weiteren Messserie der AGES vom Jahre 2012 stammen 76 zusätzliche Datensätze. Die Daten sind in der Kreisform der "Fußbälle" dargestellt (Radon, Uran, Radium etc., siehe Themenkarte).

Weiters wurden in Gebieten, die vom obigen Datensatz nicht genügend abgedeckt sind, einige ältere Radonmessdaten hinzugefügt ("Einzelmessung Radon", AGES). In der Steiermark sind zu diesen Punkten noch weitere Radondaten gekommen, die vom Amt der Steiermärkischen Landesregierung zur Verfügung gestellt wurden.

Eine dritte Quelle von Grundwasserdaten sind die Uranmessungen, die im Rahmen des staatlichen Messprogrammes zur Umsetzung der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) 2013 durch das Labor des Umweltbundesamtes (UBA) durchgeführt wurden. Nicht gezeigt werden davon jene Datenpunkte, die auf dem erstgenannten Datensatz zu liegen kommen. Die Ergebnisse aus diesen Uranmessungen (inklusive Kartendarstellung) werden noch gesondert durch das BMLFUW (Lebensministerium) 2014/2015 veröffentlicht.

Die Daten zu den Urangehalten von Bachsedimenten entstammen einem Datensatz der GBA zur Geochemie von Bachsedimenten (Fraktion < 180 µm), der insgesamt Analysen von über 36.000 Probenahmestellen enthält (siehe Kapitel 2.3). Zur Darstellung in der Karte kommen Analysenpunkte von Bachsedimenten, die den Uranmaximalwert in einem Raster von 7,5 x 7,5 km bilden. So ergaben sich 1.551 Punktdaten. Die Einteilung der Werteklassen lehnt sich an diejenige des Geochemischen Atlas an. Die erste Klasse geht bis 5 ppm, da es sich dabei um eine höchste Bestimmungsgrenze des Datensatzes handelt, der auf den Großteil der Analysen zutrifft (vgl. Kapitel 2.3.2 und 2.3.3). Die weitere Klasseneinteilung lehnt sich an das Verteilungsschema des Geochemischen Atlas an, wurde jedoch auf insgesamt fünf Klassen reduziert. Durch die gewählte Darstellungsweise wurde es möglich, eine überschaubare Auswahl aussagekräftiger Analysen übersichtlich und gleichzeitig lagerichtig darzustellen. Es wurde dadurch auch die Schwierigkeit umschifft, dass ein erheblicher Teil der Uran- und Thoriumanalysen der Bachsedimentgeochemie < 180 µm unter der Nachweisgrenze liegt.

Die Darstellung der Urangehalte von Gesteinsanalysen ist eine Auswahl aus 1.633 Gesteinsanalysen, für die eine Bestimmung des Urangehaltes vorliegt. Die Daten sind im Rahmen des Projektes aus Diplomarbeiten, Dissertationen und anderen Veröffentlichungen erhoben worden (siehe Kapitel 2.4). Dabei erhebt dieser Datensatz (wie generell) natürlich keinen Anspruch auf Vollständigkeit, weitere Detailrecherchen hätten den Umfang des Projektes gesprengt. Die Auswahl der in der Radionuklidkarte aufgenommen Punkte (269 Analysedaten) erfolgte unter dem Gesichtspunkt der Zusammenfassung von mehreren Analysen nach lithologischen Typen, wobei meist diejenigen mit den höchsten Urangehalten - wie bei den Bachsedimenten - dargestellt sind. Auch galt es, die sich aus der unterschiedlichen Untersuchungsdichte ergebende Verteilung der Punkte - vielen Analysen in einigen Gebieten stehen weite Bereiche ohne entsprechende Daten gegenüber - der Lesbarkeit der Karte anzupassen. Die Lagegenauigkeit der Punkte ist aufgrund ungenauer Angaben nicht immer detailgenau, jedoch für den Maßstab und den Zweck der Karte angemessen.



Die Uran-Mineralisationen entsprechen den Punkten aus der Metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 (Weber, 1997a), die darin als Uran-Rohstoffvorkommen ausgewiesen sind. Die Ausweisung dieser Vorkommen dient dem Zweck, die Regionen bzw. geologischen Zonen mit bekannten natürlichen Anreicherungen von Uranmineralen aufzuzeigen, unabhängig von Fragen der Abbauwürdigkeit und ihrer Qualifizierung als Erze. Die weitere Charakterisierung dieser Daten erfolgt in Kapitel 4.2.



Die dargestellten Radonquellen sind der "Karte der wichtigsten Mineral- und Heilwassertypen Österreichs" in Zötl & Goldbrunner (1993) entnommen.

Weitere Informationen finden sich in Kapitel 5.3.

4 Der geologische Hintergrund

4.1 Geologische und geochemische Grundlagen

(R. BERKA)

Bei einer thematischen Behandlung von Radionukliden sollen vorab einige physikalische Grundlagen angesprochen werden. Der Begriff "Nuklid" leitet sich vom lateinischen "nucleus" (Kern) ab und spricht somit die Atome bzw. die Atomkerne an. In der Naturwissenschaft wird in der Behandlung der Materie vom Konzept der Elemente ausgegangen, welche die Grundstoffe (Bausteine) der Materie bilden. Die einzelnen Elemente zeichnen sich durch ihre charakteristische Anzahl an Protonen im Kern (= Kernladungs- bzw. Ordnungszahl) und die daraus letztendlich resultierenden Eigenschaften aus. Nach neuerem Kenntnisstand sind 118 Elemente bekannt. Demgegenüber beläuft sich die Anzahl aller bekannten Nuklide auf mehr als 2.500. Nuklide sind Atome eines Elements, die sich durch die unterschiedliche Anzahl von Neutronen im Kern und damit durch die Massenzahl (= Nukleonenzahl) unterscheiden. Der Großteil dieser Vielzahl von Nukliden kommt jedoch nicht natürlich vor (siehe entsprechende Nuklidkarten); sie können aber auch durch Kernwaffenversuche u.Ä. künstlich produziert sein und so in die Umwelt gelangen (z.B. Caesium-137).

Natürlicher Herkunft sind 297 Nuklide, d.h., es gibt mehrere Elemente, die in Form von zwei oder mehr Nukliden auftreten. Diese werden als Isotope bezeichnet (z.B. Uran-234, Uran-235, Uran-238; Zinn (Sn) kommt beispielsweise in zehn verschiedenen Isotopen vor). Anteile dieser Isotope sind aufgrund ihrer Kernkonfigurationen instabil, d.h., sie zerfallen in andere Elemente, wie z.B. Rubidium-87 in Strontium-87, Samarium-147 in Neodym-143, beides Zerfallsprozesse, die in der Geologie für die Altersdatierung verwendet werden. Wegen ihres Zerfalls (Kernspaltung) werden diese Nuklide als Radionuklide bezeichnet ("radioaktiv"). Falls das Tochterprodukt des Zerfalls wiederum instabil ist und weiter zerfällt, bildet sich eine sogenannte Zerfallsreihe, wie dies bei Uran-238 und Thorium-232 der Fall ist (vgl. Zerfallsreihen, Abb. 1.1). Dieser Prozess endet bei der Uranzerfallsreihe beim stabilen Isotop Blei-206, bei der Thoriumzerfallsreihe beim stabilen Isotop Blei-208.

Ein kennzeichnendes Merkmal von Zerfallsprozessen bzw. der Instabilität der jeweiligen Nuklide ist die Häufigkeit von Zerfällen in der Zeit (Zerfallsrate), die mit dem Konzept der Halbwertszeit erfasst wird. Die Halbwertszeit ist jene Zeitdauer, in der die Hälfte einer gewissen Anzahl (Menge) von Mutternukliden in ihre Tochternuklide zerfällt. So wird zwischen langlebigen und kurzlebigen

instabilen Elementen unterschieden, wobei für erstere die Halbwertszeit im Bereich von Milliarden Jahren liegt, während die kurzlebigen Nuklide oft auch nur in Sekundenbruchteilen auftreten. Der Zerfall der Radionuklide wird als deren Aktivität bezeichnet und die Maßeinheit für die Aktivität ist Becquerel, wobei ein Becquerel einem Zerfall pro Sekunde entspricht. Aus dem Zusammenhang von Aktivität und Zerfallsrate ergibt sich, dass Radionuklide mit kurzer Halbwertszeit spezifisch höhere Aktivitäten aufweisen, was wiederum für den Themenbereich von Strahlenbelastung, Gesundheitsschutz etc. von Bedeutung ist. Zuletzt sei noch auf die physikalisch unterschiedliche Natur der Kernzerfälle (α -, β -, γ -und andere Zerfälle) und die davon ausgehenden verschiedenen Strahlungsarten hingewiesen (siehe Kapitel 1).

Eine erdwissenschaftliche Betrachtung zum natürlichen Auftreten von Radionukliden in der Umwelt muss bei deren Ursprung ansetzen. Natürliche - im Gegensatz zu den durch menschliche Aktivitäten produzierten - Radionuklide mit Umwelt- und Gesundheitsrelevanz (wie Radium, Radon und andere Folgeprodukte) sind im Wesentlichen die Tochterprodukte von Uran und Thorium. Beide sind radioaktive Elemente, die eine große Halbwertszeit besitzen (4,47 x 1010 bzw. 1,4 x 1011 Jahre) und sind auf der Erde seit ihrer Entstehung vorhanden (primordial). Das Vorkommen der radiogenen Produkte der Kernzerfallsreihen von Uran-238 und Thorium-232 ist in großem Maße von der primären Verteilung der Ausgangselemente vorgegeben. Diese Verteilung wiederum erfolgt nach Prinzipien, deren Erkenntnis eine wichtige Aufgabe der Erdwissenschaften ist.

4.1.1 Zur primären Verteilung von Uran und Thorium in geologischen Prozessen

Das natürliche Auftreten und die Verteilung der Elemente Uran (U) und Thorium (Th) an der Erdoberfläche ist – wie auch für die übrigen Elemente zutreffend – von physikalischen und chemischen Vorgängen bedingt, die auf und innerhalb der Erde stattfanden und stattfinden. Diese Prozesse sind geologischer, mineralogischer, petrologischer, geochemischer, biologischer und kosmologischer Natur, die vielfältig ineinander greifen. Deshalb ist es notwendig einige Grundlagen, die das Vorkommen von Uran und Thorium bestimmen, aufzuzeigen. Dies kann jedoch nur sehr kursorisch stattfinden, da die Materie durchaus komplex ist.

Bekanntlich besteht die Erde nicht aus einer homogenen Masse, sondern sie weist eine innere Differenzierung auf, die sich im Schalenbau der Erde mit Kern, Mantel und Kruste manifestiert. Der Erdkern besteht weitgehend aus metallischem Eisen (Fe) und Nickel (Ni), während sich Mantel und Kruste im Westlichen aus silikatischen Mineralen aufbauen, worin die Elemente in Kristallstrukturen eingebaut sind. Darin zeigt sich bereits das grundlegende Prinzip, dass sich die Verteilung der Elemente nach den physikalisch-chemischen Eigenschaften richtet, die sie aufgrund ihres atomaren Aufbaues besitzen. Dieses Verhalten der Elemente wird als Affinität bezeichnet. Auf Viktor Goldschmidt (1888-1947) zurückgehend sind vier bevorzugte Affinitäten der Elemente festzustellen: siderophil ("Metall-bildend"), chalkophil ("Erz-bildend"), lithophil ("Gesteins-bildend", synonym wird auch "Silikatbildend" verwendet, da Silikate die weitaus dominierende Klasse der Minerale sind; über 90 Vol. % der Erdkruste) und atmophil ("Atmosphäre-bildend"). Uran und Thorium sind, wie die häufigsten und den Großteil von Kruste und Mantel aufbauenden Elemente - Silizium (Si), Aluminium (Al), Kalzium (Ca), Magnesium (Mg), Natrium (Na), Kalium (K) - lithophile Elemente. Die zuletzt genannten Elemente sowie die Elemente Sauerstoff (O), Eisen (Fe), Titan (Ti) und Phosphor (P) werden aufgrund ihrer Häufigkeit in der erdwissenschaftlichen Literatur als Hauptelemente bezeichnet und in Gewichtsprozent des Oxids angegeben; dagegen wird die Menge der übrigen - sogenannten Spurenelemente - oft in ppm (oder mg/kg) angegeben.

Während sich die Bildung des Erdkerns im frühen Stadium der Akkretion des Planeten vollzog (in den ersten 100 Ma), findet die Bildung der äußeren Strukturen der Erde in einem Entwicklungsprozess in geologischen Zeiträumen statt. Im geologischen Konzept der Struktur der äußeren Erdbereiche wird von Lithosphärenplatten ausgegangen, die sich aus einem oberen Teil - der Kruste - und einem zugehörigen Anteil des Mantels - dem lithosphärischen Mantel - zusammensetzen. Die Kruste wird durch die seismische Diskontinuitätsfläche der MOHO vom oberen Mantelanteil abgegrenzt. Darunter folgt ein oberer Bereich des Mantels, der wegen seiner geringeren Festigkeit aufgrund von Schmelzprozessen als Asthenosphäre bezeichnet wird. Magmatische Prozesse unter verschiedenen geotektonischen Verhältnissen führten und führen zu der materiellen Differenzierung der äußeren Erdanteile. So werden zwei Grundtypen von Erdkruste unterschieden: die kontinentale Kruste und die ozeanische Kruste. Sie unterscheiden sich in mehrfacher Hinsicht grundsätzlich: Die ozeanische Kruste ist durchschnittlich etwa 7 bis 8 km mächtig, während die kontinentale Kruste durchschnittlich 35 bis 40 km erreicht (in Kollisionszonen bis zu 100 km). Die ozeanische Kruste hat ein Maximalalter von etwa 200 Ma, da sie durch Subduktion wieder in den Erdmantel zurückgeführt wird. Dagegen wurden älteste kontinentale Krustenteile mit 4 Ga (= 4 Milliarden Jahre) datiert. Die chemische Zusammensetzung der Gesteine der ozeanischen Kruste weist einen Anteil von 45 bis 50

Gew. % SiO₂ auf, die gesamte kontinentale Kruste von etwa 60 Gew. %, wobei im oberen Anteil der kontinentalen Kruste der SiO₂-Gehalt auf etwa 66 Gew. % ansteigt (Schätzungen für den SiO₂-Anteil von Kruste und Mantel zusammen, ergeben etwa 45 Gew. %). Diese Unterschiede drücken sich in den, für die jeweiligen Krustenbereiche charakteristischen Gesteinen aus: Für die ozeanische Kruste steht der Basalt, während für die kontinentale Kruste der Granit (i.w.S.) typisch ist.

Die verschiedene geochemische Charakteristik von Krustenteilen beruht auf den vielfältigen Vorgängen, die während der Aufschmelzung und der Rekristallisation des Erdmaterials stattfinden. Die magmatischen Prozesse werden deshalb in den Vordergrund gerückt, da sie für die primäre Elementverteilung von entscheidender Bedeutung sind. Für die geochemische Variabilität wird der Begriff der Fraktionierung verwendet. Fraktionierung im weitesten Sinn bedeutet die Möglichkeit der Bildung von Schmelzen und deren Produkte (Gesteine) mit unterschiedlichen Zusammensetzungen, die aus einem angenommenen einheitlichen Ausgangsmaterial hervorgehen. Fraktionierungen finden in vielen Teilprozessen statt. Es sind diese Vorgänge, die zur heterogenen Verteilung der Elemente führt. Dabei kommt es zur Ab- bzw. Anreicherung von den Elementen. Dies erfolgt entsprechend der geochemischen Eigenschaften der Elemente. So werden die Elemente bevorzugt, untergeordnet oder gar nicht in die jeweiligen Minerale eingebaut. Dies wird mit dem Begriff der Kompatibilität bzw. Inkompatibilität bezeichnet. Die Mineralbildung selbst ist wiederum von Faktoren wie der Temperatur, dem Druck, der chemischen Zusammensetzung etc. abhängig. Daraus ergibt sich, dass in den jeweiligen Krusten- oder Mantelbereichen typische Minerale ausgebildet werden. Durch die Änderung dieser Voraussetzungen (z.B. Magmenaufstieg) entstehen neue Minerale und/oder werden die bestehenden umgewandelt. So lassen sich auch Kristallisationsabfolgen von früh gebildeten Mineralen zu später entstehenden Mineralen feststellen. Die Minerale, die das Gestein aufbauen, werden in Hauptgemengteile ("gesteinsbildend") und Akzessorien (Nebengemengteile) unterschieden.

Wie oben festgestellt, werden Uran und Thorium zu den lithophilen Elementen gezählt, womit ausgedrückt wird, dass sie grundsätzlich zur Bildung von silikatischen Mineralen neigen bzw. in solche eingebaut werden können. Jedoch sind sie aufgrund der hohen Ionenladung (4+) und des relativ großen Ionenradius (~1 Å) kaum in der Mineralstruktur der wichtigsten Silikatminerale unterzubringen. Deshalb sind sie als inkompatibel (in Bezug zu den gesteinsbildenden Hauptmineralen) zu bezeichnen. Im Falle von Aufschmelzung und nachfolgender Auskristallisation einer Schmelze bedeutet dies, dass sich Uran und Thorium in der Restschmelze anreichern. Für

ein - wie hier generell unterstellt - einfaches Modell der magmatischen Differentiation werden sich Uran und Thorium in den höher entwickelten (differenzierten) Gesteinen, d.h. siliziumreichen, anreichern. So lassen sich die Abreicherung von Uran und Thorium in der basaltischen, ozeanischen Kruste sowie ihre Anreicherung in der sauren, kontinentalen Kruste erklären. Diese Tatsache ist anhand der entsprechenden Zahlen nachzuvollziehen: Für die kontinentale Kruste werden Durchschnittsgehalte von 1,3 ppm für Uran und 5,6 ppm für Thorium angegeben (Rudnik & Gao, 2003: Tab. 10). Mittelozeanische Rückenbasalte zeigen Werte von 0,047 ppm Uran resp. 0,12 ppm Thorium (vgl. Best & Christiansen, 2001: 43; Klein, 2003: Tabelle 2 gibt folgende Werte an: Uran: 0,061 ppm, Thorium: 0,141 ppm). In den gängigen Krustenmodellen wird noch zwischen einer oberen und unteren (auch zwischen oberer, mittlerer und unterer) kontinentalen Kruste unterschieden, die sich in der lithologischen Zusammensetzung unterscheiden. Dabei zeigt sich ein weiterer Anstieg der durchschnittlichen Uran- und Thoriumgehalte auf 2,7 ppm resp. 10,5 ppm (Rudnik & Gao, 2003: Tab. 3) für den oberen Krustenanteil (ca. 20 km). In hoch entwickelten Graniten werden Gehalte von 5 ppm Uran und 20 ppm Thorium erreicht (siehe unten). Uran und Thorium zählen mitunter (wie Barium und die Lanthaniden) zu den relativ am höchsten in der oberen kontinentalen Kruste angereicherten Elementen.

Angehängt sei noch eine Bemerkung zur Fokussierung auf die Elemente Uran und Thorium, und in weiterer Folge auch auf deren Tochternuklide. Bei der Betrachtung des natürlichen Bestandes der Erdkruste an radioaktiven Elementen wurde das Kalium ausgeklammert, ein durchaus häufiges Element (Hauptelement). Das Kalium kommt in drei Isotopen vor, wobei das Kalium-40 radioaktiv ist. Dieses Isotop hat die Häufigkeit von 0,012 % des Gesamtkaliums. Für die durchschnittliche Konzentration des Gesamtkaliums in der Erdkruste werden Werte von etwa 24.000 bis 28.000 ppm (2,4 bis 2,8 Gew. %) angegeben, d.h. das radioaktive Kalium-40 liegt in einer Konzentration von etwa 300 ppm und mehr vor, also um ein Vielfaches der Konzentration von beispielweise Uran mit 1,3 bis 2,7 ppm. Weshalb das Kalium, trotz seiner weiten Verbreitung nicht in die Betrachtung einbezogen wird, liegt darin, dass es aus radiologischer Sicht - der Strahlenexposition - von untergeordneter Bedeutung ist, wie in Kapitel 1 dargelegt ist.

4.1.2 Die wichtigsten uran- und thoriumhaltigen Minerale und ihre typischen Vorkommen in Gesteinen

Aufgrund der oben genannten Inkompatibilität von Uran und Thorium gegenüber den Hauptmineralen (z.B. Feldspat; in Biotit und Amphibol sind geringe Gehalte möglich) kommt es bevorzugt zum Einbau dieser Elemente (Substitution) in die sogenannten akzessorischen Minerale, denen gegenüber sie kompatibel sind. Wegen der geochemischen Ähnlichkeit von Uran und Thorium in diesen Prozessen sind sie in einigen wichtigen Akzessorien gemeinsam angereichert. Zu nennen sind Zirkon, Monazit, Allanit (Orthit) und Sphen (Titanit). Im Monazit kann Thorium sogar einen Hauptbestandteil ausmachen (bis 19,5 Gew. % ThO₂). Weitere akzessorische Minerale mit nennenswerten Uran- und/oder Thoriumgehalten sind Apatit, Epidot, Xenotim und Magnetit. Xenotim kann sich auch innerhalb des Kristallgitters des Zirkons bilden.

Hohe Anreicherungen von Uran und Thorium liegen naturgemäß in den Elementoxiden und -silikaten vor, die als Erzminerale einzustufen sind. Uran und Thorium bilden im hochtemperierten Bereich Mischkristalle, d.h. Minerale mit wechselnden Anteilen ihrer Endglieder: Uraninit (Pechblende) (UO $_2$), Thorianit (ThO $_2$), Coffinit (USiO $_4$; meist mit einem Anteil von Wasser), Thorit (Huttonit) (ThSiO $_4$). Die Mischkristalle heißen Uranothorit bzw. Uranothorianit. Weitere wichtige Erzminerale für Uran sind noch Brannerit, Autunit, Carnotit und Uranophan (Sekundärmineral nach Uraninit).

Folgend ist eine Auflistung des bevorzugten Auftretens der akzessorischen Minerale in den magmatischen Gesteinen:

Zirkon $Zr[SiO_4]$: Typisches akzessorisches Mineral in Graniten, Syeniten, Alkalisyseniten und deren Pegmatiten; insbesonders häufig in alkalireichen Varietäten; ThO₂-Gehalte bis zu 12 Gew. %, und U₃O₈-Gehalte bis 1,5 Gew. %.

Sphen CaTi[SiO₄](O,OH,F): Häufiges Akzessorium in intermediären bis sauren Magmatiten, Dioriten, Syeniten, Graniten, besonders häufig in Nephelinsyeniten; Th-Gehalte: 100–1.000 ppm, U-Gehalte: 10–700 ppm.

Monazit (Ce,La,Nd)PO $_4$: Häufig in Granit- und Syenitpegmatiten, Graniten; Th-Gehalte: 20.000–200.000 ppm, U-Gehalte: 500–3.000 ppm. Th-reicher Isotyp ist der Cheralith mit ThO $_2$ -Gehalten bis zu 19,5 Gew. %.

Allanit (Ca,Ce)₂(Fe³⁺,Fe²⁺)Al₂[O/OH/SiO₄/Si₂O₇]: In Graniten, Granodioriten, Monzoniten, Syeniten und deren Pegmatiten, seltener in Dioriten; Th-Gehalte: 1.000–20.000 ppm, U-Gehalte: 30–1.000 ppm.

Apatit Ca₅(PO₄)₃(OH,F,CL): Generell in allen Magmatiten von sauer bis basisch vorkommend, typisch in Granitpegmatiten, Syeniten, tritt aber auch in Alkalibasalten, Karbonatiten, Lamproiten und Ultrabasiten auf; Th-Gehalte: 50–250 ppm, U-Gehalte: 10–100 ppm.

Xenotim Y[PO₄]: In sauren Gesteinen, oft mit Apatit, Allanit, Monazit; U-Gehalte: 300–40.000 ppm.

Uraninit (in gut kristallisierter Form), Thorianit und Thorit sind ebenfalls Minerale der pegmatitischen Phase von Graniten und Syeniten und beinhalten üblicherweise Anteile von Thorium und umgekehrt Uran sowie Seltenerdelemente (siehe oben Mischkristalle).

Sphen und Apatit werden auch im Bereich der Metamorphose gebildet, können aber auch authigene Bildungen in sedimentären Prozessen sein; letzteres trifft insbesondere auf das Phosphatmineral Apatit zu.

4.1.3 Übersicht zu den Uran- und Thoriumgehalten von Gesteinen

Tabelle 4.1 gibt eine Zusammenstellung von Uran- und Thoriumgehalte einiger wichtiger Gesteinstypen. In Tabelle 4.2 sind noch weitere spezielle Lithologien angefügt, wodurch die Verteilung von Uran und Thorium weiter verdeutlicht werden soll.

	Uran (ppm)	Thorium (ppm)
Lithosphäre	2,5	13
ultrabasische Gesteine	0,003	0,005
basische Gesteine	0,5	3
intermediäre Gesteine	1,8	7
granitische Gesteine	3,5	18
syenitische Gesteine	3	13
Tonschiefer	3,7	11
Sandsteine	0,45	1,7
Karbonatgesteine	2,2	1,7
Böden	1	

Tab. 4.1. Typische Uran- und Thoriumgehalte einiger wichtiger Gesteinstypen (aus: Neinavale & Schedl., 2008).

	Anzahl der Analysen	Uran (ppm)	Thorium (ppm)	Quelle
Paläozoische Granite Westfrankreich	814	6,1		a
Präkambrische Glimmergranite des Ukrainischen Schildes	100	5,7	33	a
Convay Granit, alkalisch; USA	1.051	15	56	а
Granite		3,5 (2,2–15)		b
Alkaligranite		10–200		b
Pegmatite		10–1.000		b
Tonalite		1,7	6,4	С
Durchschnittliche gabbroide Gesteine	34	0,84	3,84	а
Undepleted mantle		0,02	0,08	С
Durchschnittliche Eklogite; Norwegen, Zentraleuropa	9	0,2	0,46	a
Ozeanische Tholeitbasalte	20	0,1	0,18	а
Granulite		1 (0,2–2,5)		b
Bändergneis, Granulitfazies; Norwegen	4	0,22	0,85	a
Amphibolit		0,5 (0,3–3,5)		b

	Anzahl der Analysen	Uran (ppm)	Thorium (ppm)	Quelle
Biotitschiefer		4,7		b
Grafitschiefer		3,5 (1–100)		b
Schiefer		2 (0,1–10)		b
Phyllit		1,9		b
Tonstein, -schiefer (gewöhnlich)		3,7 (1–13)		b
Schwarzschiefer (Black Shales), kontinental		2-4,8		b
Schwarzschiefer (Black Shales), marin		10–1.244		b
Kupferschiefer, Deutschland		39		b
Alum Black Shale, Schweden	309	168		а
Bauxite	29	11,4 (3–27)	45,6	a, b
Bentonite	64	5 (1–21)	24	a, b
Laterite (eisenhaltig)		10-100 (bis 1 %)		b
Marine Phosphorite		50–300		а
Bodenschlamm, Schwarzes Meer	41/44	3,7	7,3	а
Schwarze und graue Bodenschlämme, Baltisches Meer	10	48		а
Asphalte, USA	45	100–500		а
Grauwacken		0,5–2,1	9	d
Sandstein		1,5 (0,5–4)		d
Orthoquarzite		0,5 (0,2–0,6)		d
Karbonate		1,6 (0,1–10)		d
Phosphorit		50–2.500		d
Lignit		10–2.500		d
Lignite, USA		80		а
Kohlen, USA	6923	2,1	3,2	е

Tab. 4.2.

Typische Uran- und Thoriumgehalte ausgewählter Gesteine. Quellen: a: Rogers & Adams (1969a, b); b: Dahlkamp (1993); c: Wedepohl (1995); d: Plant et al. (1999); e: Orem & Finkelman (2003).

Ausgehend von diesen Daten können weitere geochemische Eigenschaften von Uran und Thorium erfasst werden. Ihr Verhalten im magmatischen Prozess wurde bereits oben dargestellt, woraus sich die jeweiligen An- und Abreicherungen in den entsprechenden Gesteinen (Magmatite) ergeben. Wie aus den Tabellen 4.1 und 4.2 und auch aus dem bevorzugten Auftreten der Akzessorien hervorgeht, ist der generelle Anreicherungstrend in den sauren magmatischen Gesteinen (z.B. Granite, Rhyolite) festzustellen. Innerhalb der verschieden Varietäten dieser sauren Gesteine gibt es auch wiederum spezifische Unterschiede in den Uran- und Thoriumgehalten, die auf die unterschiedlichen Bildungsbedingungen in den vielfältigen Schmelzprozessen in Kruste und oberem Mantel zurückgehen. Erhöhte Urangehalte treten in alkalireichen Magmatiten auf.

In postmagmatischen und hydrothermalen Prozessen kann eine Mobilisierung und sekundäre Anreicherung in gang- und linsenförmigen Gesteinskörpern stattfinden, wobei für die Mobilisierung in der fluiden Phase die Anwesenheit von Elementen wie Fluor, Chlor oder Kohlendioxid eine bedeutende Rolle spielen. Beispielsweise entsteht das wichtige Uranerz - die kollomorphe Pechblende (Uraninit) - häufig hydrothermal. Sie ist thoriumarm, d.h. Uran wird selektiv mobilisiert. Im Bereich der Metamorphose kann ein genereller Trend einer Abreicherung von Uran und Thorium in den hochgradig metamorphen Gesteinen (vgl. Tab. 4.2, Bändergneis, Eklogit) festgestellt werden, obgleich die Datenlage dazu relativ schlecht ist. Die untere kontinentale Kruste, die sich aus hochgradig metamorphen, sauren bis basischen Gesteinen (z.B. Granuliten) zusammensetzt, hat durchschnittliche Urangehalte von 0,93 ppm und Thoriumgehalte von 6,6 ppm (WEDEPOHL, 1995; vgl. Werte für die obere Kruste in Kapitel 4.1.1).

Im Unterschied zum ähnlichen Verhalten von Uran und Thorium im endogenen Bereich (Erdinneren), zeigen die beiden Elemente im exogenen Bereich ein voneinander abweichendes Verhalten. Zu den exogenen Vorgängen zählen Verwitterung, Bodenbildung, Transport und Wiederablagerung, chemische Umwandlungen, Lösungs- und Fällungsprozesse, Bildung von Sedimenten/gesteinen und diverse andere Abläufe im sedimentären Geschehen (Diagenese etc.).

Wegen der teils hohen Resistenzen der oben angeführten akzessorischen Minerale gegenüber einer späteren Umwandlung und auch gegenüber der Verwitterung (Zirkon, Apatit, Monazit, Xenotim, teils Sphen; in der Reihenfolge ihrer Stabilität) kommt es zu einer sekundären Anreicherung dieser Minerale in Oberflächenprozessen (in "Seifen", Sanden (Sandsteine, Arkosen etc.)), da die Akzessorien alle auch Schwerminerale (Dichte über 2,9 g/cm³) sind.

Jedoch entsteht eine erhöhte Alterations- und Verwitterungsanfälligkeit durch die Radioaktivität dieser Minerale ("metamikter" Zerfall). Diese sekundäre Anreicherung von Restitmineralen in Gebieten mit einer weiten Verbreitung von granitischen Gesteinen (z.B. Böhmische Masse) ist hauptsächlich für die entsprechenden Uran- und Thoriumgehalte in den Bachsedimenten verantwortlich.

Die wesentliche Ursache für das abweichende geochemische Verhalten von Uran und Thorium in den exogenen Prozessen liegt darin, dass Uran neben der vierwertigen Oxidationsstufe (U⁴⁺), die in den endogenen Prozessen bevorzugt vorliegt, auch in einer stabilen sechswertiger Form (U⁶⁺) auftritt. Dadurch kann das Uran vielfältige Verbindungen eingehen. So bildet Uran in einer überaus großen Anzahl von meist komplexen Mineralen ein notwendiges Strukturelement (knapp 200 Minerale). Etwa 5 % aller bekannten Minerale beinhalten Uran. Dagegen tritt Thorium nur in der vierwertigen Oxidationsstufe auf (Th⁴⁺).

Bei Verwitterungsprozessen von uran- und thoriumhaltigen Gesteinen/Mineralen bildet das sechswertige Uran mit dem Sauerstoff das stabile Uranylion (UO,2+), das in Oberflächenwässern leicht löslich ist. Dagegen neigt das vierwertige Thorium im Wasser zur Hydroxidbildung und somit zu seiner Ausfällung, weshalb es bereits im Bodenbildungsprozess leicht fixiert wird. Weiters wird das Thorium stark von Tonmineralen oder anderen Hydroxiden sorbiert. Dies bewirkt beispielsweise die Anreicherungen von Thorium in Bentoniten, Kaoliniten und Bauxiten (Tab. 4.2). Thorium ist in Oberflächen- und Grundwässern nur sehr gering löslich. Die Thoriumgehalte für die europäischen Oberflächengewässer (Flüsse) liegen zwischen $< 0.002 \mu g/I \text{ und } 0.37 \mu g/I \text{ (Medianwert: } 0.009 \mu g/I). Die$ Werte für Uran sind $< 0,002 \mu g/l$ bis 11,1 $\mu g/l$ (Median: 0,32 µg/l; vgl. De Vos & Tarvainen, 2006: 369, 391). Nach anderen Angaben reicht die Spannweite der Urangehalte von Oberflächenwässern von 0,1 bis 500 µg/l (!), die Konzentrationen im Meerwasser betragen durchschnittlich 3 μg/l für Uran und 0,0006 μg/l für Thorium (vgl. Murphey & Sноск, 1999: 225).

In natürlichen Wässern unter oxidierenden Bedingungen tritt das Uran im sauren Bereich (bis pH 5) hauptsächlich als hydratisiertes Uranylion auf, im neutralen bis basischen Bereich bildet es bevorzugt (bei Vorhandensein von CO₃) das lösliche Uranylkarbonat (typisch für Oberflächen- und Grundwässer). Zu Ausfällungen kommt es im reduzierenden Milieu (euxinisch). Der Übergang von oxidierenden zu reduzierenden Verhältnissen ist ein wichtiger Ansatzpunkt für die Bildung von sedimentären Uranlagerstätten. Dabei entsteht der tieftemperierte (unter 100° C) Uraninit (feinstkörnig oder kolloidal, "Uranschwärze"), der häufig mit Coffinit auftritt. Ein wichtiger Mechanismus ist auch die Fixierung an organisches Ma-

terial. Daher kommt es beispielsweise zur Anreicherung von Uran in den "Black Shales", in Phosphoriten, in Ligniten sowie in Kohlenwasserstoffen (Tab. 4.2). Verbindungen des Uranylion mit diversen Anionenkomplexen führen zur genannten Vielfältigkeit der Uranminerale: Uransilikate, karbonate, -phosphate, -vanadate, -arsenate, -sulfate, -hydroxide etc.

4.2 Uran und Thorium in der Lagerstättenkunde

(R. BERKA)

Die Anreicherung spezifischer Minerale und/oder von Gesteinen in den geologischen Prozessen ist ein zentrales Thema der Lagerstättenkunde. Diese unterscheidet zwischen "Lagerstätten", wenn damit die Möglichkeit einer wirtschaftlichen Nutzung verbunden ist bzw. spricht von "Vorkommen", wenn diese nicht abbauwürdig sind. Oben wurde die gegenüber dem Thorium viel größere Mobilität des Urans festgestellt, weshalb dieses in einem viel weiteren geologischen Umfeld anzutreffen ist. So bietet es sich an, die Höffigkeit der Gesteinseinheiten Österreichs, wie sie in der Lagerstättenkunde untersucht werden, als einen ersten Ansatz für deren Verbreitung in Österreich heranzuziehen.

Vorab sei angemerkt, dass Thorium nur eine geringe Rolle als Rohstoff spielt, wogegen Uran der Reaktorbrennstoff ist. Auch wird Thorium meist nicht speziell bergmännisch abgebaut, sondern fällt als Nebenprodukt aus der Uranerz- oder Seltenerdelementgewinnung (aus Schwermineralen, z.B. Monazit) an, weshalb in der entsprechenden Literatur das Thorium kaum Betrachtung findet. Natürliche Anreicherungsmöglichkeiten von Thorium sind Tabelle 4.2 zu entnehmen (z.B. Bauxit, Bentonit).

4.2.1 Zu den Uran-Mineralisationen in Österreich

In den Siebzigerjahren des letzten Jahrhunderts fanden spezielle Erkundungen der Uranhöffigkeit von österreichischen Gesteinseinheiten statt. In den durchgeführten Prospektionsarbeiten stellten sich zwei geologische Zonen mit natürlich erhöhten Urangehalten heraus: die Böhmische Masse und einige Gebiete in den permisch"permoskythischen" Sedimentformationen. Die aufgefundenen Uranvorkommen erwiesen sich als nicht abbauwürdig und Abschätzungen möglicher Ressourcen wurden nur für den Bereich von Forstau (bei Schladming/Steiermark) vorgenommen. Dort wurden 210 t Uran als gesicherte Ressource und weitere 470 t als vermutete Reserve festgestellt (vgl. OECD Nuclear Energy Agency, 1981: 19). Weber (1997b) gibt Vorräte von rund 800 t Erz

bei einem durchschnittlichen Metallgehalt von 850 ppm $\rm U_3O_8$ an. Im Vergleich dazu produzierte im Jahr 2012 die Lagerstätte McArthur River, der größte Abbau im Athabaska-Distrikt (Saskatschewan/Kanada), 7.520 t Uran (BGR, 2013: 32). Für das Jahr 2012 wurden die weltweiten Uranvorräte (Ressourcen) in der Kostenkategorie < USD 80/kg Uran mit 2,16 Millionen Tonnen (Mt) Uran erfasst (BGR, 2013: 48). Als ein zusammenfassendes Resumee der Untersuchungen zu den Uranressourcen Österreichs ergab sich, dass unter ökonomischem Gesichtspunkt weitere Uranprospektionen in Österreich nicht sinnvoll erscheinen (OECD Nuclear Energy Agency, 1981).

Einzelne dieser Lokalitäten mit erhöhten Urangehalten fanden auch Eingang in die "Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000" (Weber, 1997a). Die dort eingetragenen Uranvorkommen in Österreich sind in die Themenkarte übernommen worden. Einige zusätzliche Urananreicherungen wurden ergänzt. Im Erläuterungsband zur Metallogenetischen Karte (WEBER, 1997b) werden mehrere "Uranerzbezirke" unterschieden (zugehörige Daten in Tabelle 4.3), die im Wesentlichen auf zwei geologische Schwerpunktgebiete zusammengefasst werden können: granitische Massive (Böhmische Masse, Zentralgneise des Tauernfenster und Pegmatite im Ostalpinen Kristallin) und permisch-"permoskythische" Sedimente. Während erstere in engem Zusammenhang zum magmatischen Geschehen stehen, können letztere Anreicherungen primär auf sedimentäre Prozesse zurückgeführt werden. Diese lassen sich im weiteren Sinne als Lagerstätten vom Sandsteintyp bezeichnen (vgl. Dahlkamp, 1993: 84ff.). Sie sind häufig mit Quarziten/Sandsteinen, Arkosen und auch Konglomeraten und Phylliten assoziiert, die unter terrestrisch fluviatilen bis flachmarinen Bedingungen gebildet wurden. Weitere Informationen zu den Uranvorkommen sind den in Tabelle 4.3 angegeben Textstellen bei WEBER (1997b) zu entnehmen. Abbildung 4.1 zeigt als Beispiel einen Ausschnitt der Themenkarte vom "Uranerzbezirk" Liesing-Paltental in der Steiermark.

Weitere Anreichungsmöglichkeiten von Uran wurden bereits oben angesprochen (Schwarzschiefer, phosphatreiche Gesteine, Kohlen). Diese haben in Österreich – mit Ausnahme der Kohlen – keine Relevanz in Form der Ausbildung von Lagerstätten oder von Vorkommen. Diese Gesteine sind jedoch bei einer Detailbetrachtung zur Herkunft von Radionukliden mit zu berücksichtigen, da ihr generelles Potenzial bekannt ist.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass Urananreicherungen in Österreich maximal als Vorkommen zu bezeichnen sind, meist jedoch nur als Anreicherungen in Form von Mineralisationen punktueller Natur mit geringer Verbreitung vorliegen. Trotz der geringen, bekannten Verbreitung ist durch die angegebenen Lokalitäten

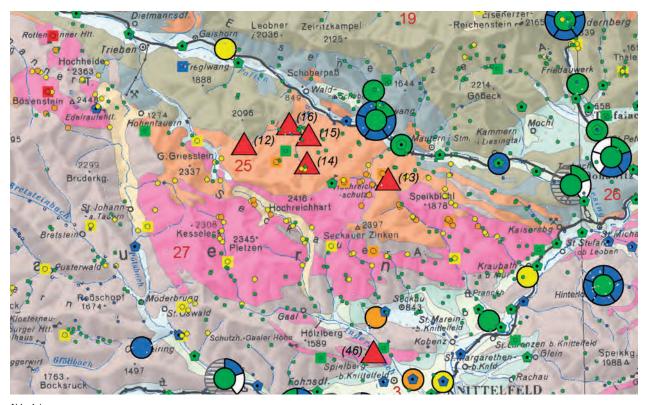


Abb. 4.1.

Uranerzbezirk Liesing-Paltental; zusätzlich zum Ausschnitt der Themenkarte ist der Gesamtdatensatz der Bachsedimente dargestellt, die Probenpunkte mit Urangehalten kleiner der Bestimmungsgrenze (5 ppm) sind optisch reduziert (helle Pünktchen).

das Potenzial einiger Gesteinseinheiten für die Abgabe von Radionukliden vorgegeben und kann sich auch in den Abtragungsprodukten (Bachsedimenten) sowie im Grundwasser durch natürliche Lösungsprozesse mehr oder weniger widerspiegeln.

4.2.2 Uranerze im globalen Kontext – uranhaltige Phosphatdünger

Die weltweiten Ressourcen von Uran (2,97 Mt) wurden oben genannt. Sie setzen sich aus 1,766 Mt gesicherten Reserven (RAR) und 1,204 Mt an vermuteten Vorräten zusammen (alle in der Kostenkategorie < USD 40/kg). Unter höheren Gewinnungskosten (< USD 130/kg) steigen die gesicherten Reserven auf über 3,3 Mt an. Der bei weitem größte Anteil der gesicherten Reserven liegt in Australien (> 40 %), gefolgt von Kanada und Kasachstan. Die Gesamtressourcen der Erde (Gewinnungskosten < USD 130/kg) inklusive prognostizierter und spekulativer Ressourcen werden mit 14,2 Mt angegeben, wobei auf Nordamerika (USA, Kanada) gefolgt von der Gemeinschaft Unabhängiger Staaten (GUS) die höchsten Anteile entfallen. Die Abschätzungen der Uranressourcen (und ihre Ansteige) hängen stark von den getätigten Explorationen ab, die wiederum vom Marktpreis abhängig sind. Der Marktpreis bestimmt auch, ob andere (nichtkonventionelle) Uranvorräte zur Gewinnung von Uran herangezogen werden. So wurde bis zum Preisverfall anfang der Neun-

zigerjahre auch aus den Phosphatgesteinen (Phosphoriten), die zur Düngerherstellung eingesetzt wurden, Uran extrahiert. Seitdem diese Gewinnung unökonomisch wurde, ist die Uranfracht wieder vermehrt in die Dünger miteingegangen. Gegenwärtig scheint wieder ein erhöhtes Interesse an der Urangewinnung als Nebenprodukt der Düngerherstellung zu bestehen, da mit einem generellen Anstieg des Bedarfs an Uranbrennstoffen gerechnet wird. Dazu seien noch einige Daten angefügt: die weltweiten Uranvorräte in den Phosphatlagerstätten werden nach neueren Einschätzungen mit 9 bis 22 Mt Uran beziffert (WNA, 2013), liegen also im Bereich der eigentlichen (konventionellen) Uranressourcen und darüber hinaus. Der durchschnittliche Urangehalt der Phosphatgesteine liegt bei 53 ppm, mit einem Schwankungsbereich zwischen 0,2 bis 177 ppm (vgl. Bech et al., 2012). Der Durchschnittswert für Thorium beträgt 4,05 ppm, d.h. das Uran ist gegenüber dem Thorium in den Phosphoriten stark angereichert. Relativ hohe Gehalte an Uran mit 40 bis 180 mg/kg weisen die Rohphosphate der USA, Marokkos und des Mittleren Ostens auf (vgl. Kratz & Schnug, 2005). Die permische Phosphoria Formation (USA, Idaho/Utah) weist durchschnittliche Urangehalte von 60 bis 200 ppm auf (vgl. Dahlkamp, 1993: 117). Die Phosphoritlagerstätten Floridas beherbergen etwa ein Drittel der Gesamturanressourcen der USA (vgl. Finch, 1996: 12). Die Urangehalte verschiedener Phosphatdünger liegen zwischen 300 und 500 mg/kg P₂O₅ (vgl. Kratz & Schnug, 2005).

Radionuklidkarte			Handbuch der L	_agerstätten	(WEBER, 1997	b)	
Typische Vorkommen (Nr.) auf der Radionuklidkarte	Le- gen- den Nr.	Legendeneintrag	Metallogeneti- sche Einheit	Erzbezirk	Träger- gestein/ Neben- gestein	Alter des Ne- benge- steins	Seite
Litschau (1); Oberlembach (2)	47	Moldanubikum, Karbon	Böhmische Masse: Süd- böhmisches Granitmassiv	Uran-(F-) Bezirk Süd- Böhmische Granite	Granite ver- schiedener Generatio- nen	Karbon	233
Eiblgraben (Hochfilzen) (3); Eiserne Hand (Hörndlinger Gr.) (4); Gaisberg (5); Gand (6); Krotenbach (7); Rohr (8); Winkl-Schattseite (9); Wörglbach (10)	18	Oberostalpin, NKA inkl. paläozoischer Basis, Oberperm – Untertrias	Ostalpines Mesozoikum: Nördliche Kalk- alpen	Uranerzbe- zirk Basis Nordtiroler Kalkalpen	Quarz-Glim- mersand- stein	Unter- perm	361
Reviere Prefing und Gräsern (Unterlaussa) (11)	13	Oberostalpin, NKA inkl. paläozoischer Basis, Gosau- Gruppe, Oberkrei- de – Eozän		Bauxit- bezirk Nördliche Kalkalpen	Schwarz- schiefer, Bauxit	Ober- kreide (Gosau)	389
Bärensulsattel (12); Liesingau-Hagenbach (13); Rabenkoppe (14); Sonn- berg-Schoberpass (15); Steinberg-Schoberpass (16)	25	Oberostalpin, Zentralalpiner Raum, "Permoskyth", Oberperm – Untertrias		Uranerz- bezirk Liesing- Paltental	Serizitquar- zit	Permo- skyth	385
Forstau (17); Jauchspitze (18); Jauchspitze- Ursprungalm (19); Kranzl- höhe (20); Obertauern (21); Obertauern-Seekareck (22); Obertauern-Seekarschneid (23)	25	Oberostalpin, Zentralalpiner Raum, "Permoskyth", Oberperm – Untertrias	Ostalpines Mesozoikum: Zentralalpines Mesozoikum	Uranerz- bezirk Radstädter	Chlorit-Se- rizitquarzit, Glimmer-	Skyth	383
Twenger Almkogel (24); Tweng-Moserkopf (25); Tweng-Purnalm (26); Rettenegg-Prinzenkogel (27); Rettenegg-Riegler- viertel (28)	32	Unterostalpin, "Permoskyth", Oberperm – Unter- trias	TWIeSOZOIKUITI	Tauern	schiefer		
Rettenegg-Prinzenkogel (27); Rettenegg-Riegler- viertel (28)	32	Unterostalpin, "Permoskyth", Oberperm – Unter- trias		Uranerzbe- zirk Sem- mering- Wechsel	Quarzit	Permo- skyth	385
Mitterberg Nordrevier (29)	19	Oberostalpin, NKA inkl. paläo- zoischer Basis, Norische Decke der Grauwacken- zone, Ordovizium – Oberkarbon	Ostalpines Paläozoikum: Grauwacken- zone	Kupfererz- bezirk Mit- terberg – Mühlbach – Larzenbach	Tonschie- fer, Phyllit, Quarzit (vio- lette Serie)	?Ober- karbon - Perm	332

Radionuklidkarte			Handbuch der l	agerstätten	(WEBER, 1997)	b)	
Typische Vorkommen (Nr.) auf der Radionuklidkarte	Le- gen- den Nr.	Legendeneintrag	Metallogeneti- sche Einheit	Erzbezirk	Träger- gestein/ Neben- gestein	Alter des Ne- benge- steins	Seite
Hopfgartalm (31); Lechnerhaus (Rauristal) (32); Wustkogel (34)	41	Subpenninikum, Perm – Untertrias	Penninikum; Tauernfenster	· (Kupfer-)	Phengit- quarzite, Gneise, Ar- kosegneise	Permo-	
Adlkaralm (30); Trocken- bach (33)	45	Subpenninikum, Neoproterozoi- kum – Oberkarbon		Uranerzbe- zirk Tau- ernfenster (Rauris)	der Wust- kogelserie, dunkle Phyllite der oberen Habachfor- mation	meso- zoikum, Jung- paläo- zoikum	276
Radhausberg (35)	43	Subpenninikum, "Zentralgneise", Oberkarbon – Unterperm		Golderzbe- zirk Rauris - Gastein (Tauern- goldgänge)	Zentralgneis	Karbon	282
Schildalpe (Matreier Tauernhaus) (36)	43	Subpenninikum, "Zentralgneise", Oberkarbon – Unterperm		Zentral- gneiskerne	Zentralgneis	Karbon	266
Raneburg (37)	40	Subpenninikum, Mitteltrias – Ober- trias		Untere Schiefer- hülle	Kalkmar- mor, Quarz- Muskovit- Schiefer	Meso- zoikum	267
Edelschrott-WH Lustiger Bauer (38); Hirschegg (39); Hohlzenzenbach (40); Lau- donkogel (41); Ligist-Die- tenberg (42); Maria Lanko- witz (43); Schablschmied (44); Stampf (45)	28	Oberostalpin, Zen- tralalpiner Raum, Neoproterozoi- kum – Unterkarbon		Quarz- Feldspat- pegma- titbezirk Koralpe- Saualpe	Paragneise	Paläo- zoikum	317
Adlitzrevier (46)	28	Oberostalpin, Zen- tralalpiner Raum, Neoproterozoi- kum – Unterkarbon	Ostalpin; Altkristallin	Golderz- bezirk Flatschach - Knittelfeld	Paragneise, Hornblen- deschiefer	Altpa- läozoi- kum?	314
Neualm-Obertal (47)	28	Oberostalpin, Zen- tralalpiner Raum, Neoproterozoi- kum – Unterkarbon		Polyme- tallischer Erzbezirk Schlad- ming (nach FRIEDRICH & HADITSCH, 1983)	Metasedi- mente und Metavulka- nite	Altpa- läozoi- kum	302

Tab. 4.3. Zusammenstellung der in der Themenkarte dargestellten Uran-Mineralisationen in Österreich (nach: Weber, 1997a, b). Abkürzung: NKA – Nördliche Kalkalpen.

4.3 Uran- und Thoriumgehalte in Bachsedimenten, Gesteinsproben und aus radiometrischen Messungen

Im Folgenden sollen die verfügbaren Daten zur Uran- und Thorium-Verteilung in Österreich zusammengefasst und diese in Bezug zur Geologie gesetzt werden. Als Datengrundlagen werden die Untersuchungen von Bachsedimenten (Fraktion < 180 µm; vgl. Kapitel 2.3), Daten zur Gesteinsgeochemie, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erhoben wurden, sowie einige Auswertungen von radiometrischen Messungen aus der Hubschraubergeophysik herangezogen.

In den folgenden Unterkapiteln werden zwecks der Vergleichbarkeit der Uran- und Thoriumgehalte in unterschiedlichen geologischen Einheiten verschiedene Perzentile angegeben. Das Perzentil P ist eine Form des Quantils Q; das Perzentil P bezieht sich jedoch nicht auf die Häufigkeit p, sondern auf p \times 100. Beispielsweise bedeutet P90 = 14 ppm, dass 90 % der Analysewerte unter 14 ppm liegen.

In den nachstehenden Tabellen werden neben der Abkürzung P für das Perzentil folgende weitere Kürzel verwendet: ID für Identifikator (= Kennung; d.h. die ID bzw. IDs der geologischen Einheiten in der beiliegenden Karte, auf die sich die Perzentilen beziehen), N für Anzahl der Analysen, Min. für das Minimum, MW für den Mittelwert und Max. für das Maximum. Die Einheit ppm bedeutet parts per million (= mg/kg bzw. g/t).

4.3.1 Uran- und Thoriumgehalte in Bachsedimenten

(G. SCHUBERT)

Uran

Bei der Bachsedimentgeochemie ist die Nachweisgrenze für das Uran vor allem bei den vielen älteren Analysen in den Kristallingebieten Böhmische Masse und Zentralalpen mit 5 ppm relativ hoch. Daher können hier für den Vergleich keine Mittelwerte, sondern nur höhere Perzentile wie z.B. das Perzentil P90 herangezogen werden.

Beim Perzentil P90 zeichnet sich klar ab, dass die höchsten Urangehalte im Verbreitungsgebiet von nicht metamorphen und metamorphen variszischen Intrusivgesteinen (Granite und Orthogneise bzw. Granitoide) zu erwarten sind: Bei den variszischen Intrusivgesteinen der Böhmischen Masse und des Subpenninikums (Zentralgneise des Tauernfensters) beträgt das Perzentil P90 14 bzw. 16 ppm. In den Granitoiden (Orthogneisen) des Ostalpins liegt es mit 15 ppm ebenfalls deutlich über dem Durchschnitt. Im Vergleich dazu beträgt das Perzentil P90 des gesamten Datensatzes 8 ppm (Tab. 4.4).

Ein Vergleich der in den Bachsedimenten bestimmten Urangehalten mit den an Gesteinsproben gemessenen Konzentrationen (Tab. 4.6) ist nur bedingt möglich, da bei den Bachsedimenten die Werte des Perzentils P50 zumeist unter der Nachweisgrenze von 5 ppm Uran zu liegen kommen. Lediglich bei den Orthogneisen (metamorphen variszischen Intrusivgesteinen) des Ostalpins und des Subpenninikums liegen diese über der Bestimmungsgrenze (Abb. 4.2, Tab. 4.4); bei den Orthogneisen des Ostalpins beträgt das Perzentil P50 des Urangehalts 6,0 ppm und bei den vergleichbaren Gesteinen des Subpenninikums 5,0 ppm. Im Vergleich dazu liegen die arithmetischen Mittel der Gesteinsanalysen der selben Gesteinsgruppe bei 5,6 bzw. 5,5 ppm Uran (Tab. 4.6), haben also die selbe Größenordnung.

Thorium

Auch bei den Thoriumgehalten der Bachsedimente ist die Nachweisgrenze zumeist hoch (über 10 ppm). Daher sind auch hier die Analysewerte des Datensatzes erst bei höheren Perzentilen österreichweit vergleichbar. Zudem sind die Werte auch nicht direkt auf jene der Gesteinschemie übertragbar (vgl. Tab. 4.5 und Tab. 4.6).

Aus Abbildung 4.3 und Tabelle 4.5 geht klar hervor, dass die bei weitem höchsten Thoriumgehalte der Bachsedimente im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusiva der Böhmischen Masse zu verzeichnen sind. Während das Perzentil P90 für den gesamten Datensatzes 40 ppm Thorium beträgt, liegt es im Verbreitungsgebiet dieser Intrusionen bei 182 ppm Thorium. Auch das Perzentil P90 der sonstigen Gesteine der Böhmischen Masse liegt mit 60 ppm Thorium deutlich höher als das entsprechende Perzentil des Gesamtdatensatzes. Die niedriegsten Perzentile P90 sind im Verbreitungsgebiet des Hauptdolomits (P90 < 10 ppm Thorium) und der übrigen mesozoischen Sedimenten der Nördlichen Kalkalpen (P90 = 12 ppm Thorium) festzustellen.

Im Verbreitungsgebiet der Böhmischen Masse weist beim Thoriumgehalt der Bachsedimente insbesondere auch das Perzentil P50 auffällig hohe Werte auf – dieses beträgt bei den variszischen Intrusivgesteinen 61 ppm und bei den übrigen Gesteinen 28 ppm (Tab. 4.5). Damit liegen diese Werte deutlich über den arithmetischen Mittelwerten der direkt in den entsprechenden Gesteinen analysierten Thoriumgehalten; für vergleichbare Gesteinskategorien beläuft sich diese Kenngröße auf 30,5 ppm (variszische Intrusiva) bzw. 10,0 ppm (vorvariszische Intrusiva) und 6,3 ppm (sonstige Gesteine; Tab. 4.6). Offenbar sind in der Feinfraktion der Bachsedimente der Böhmischen Masse thoriumhaltige Minerale angereichert worden.

Die Urangehalte zu einzelnen geologischen Einheiten sind als Diagramme in der Themenkarte abgebildet.

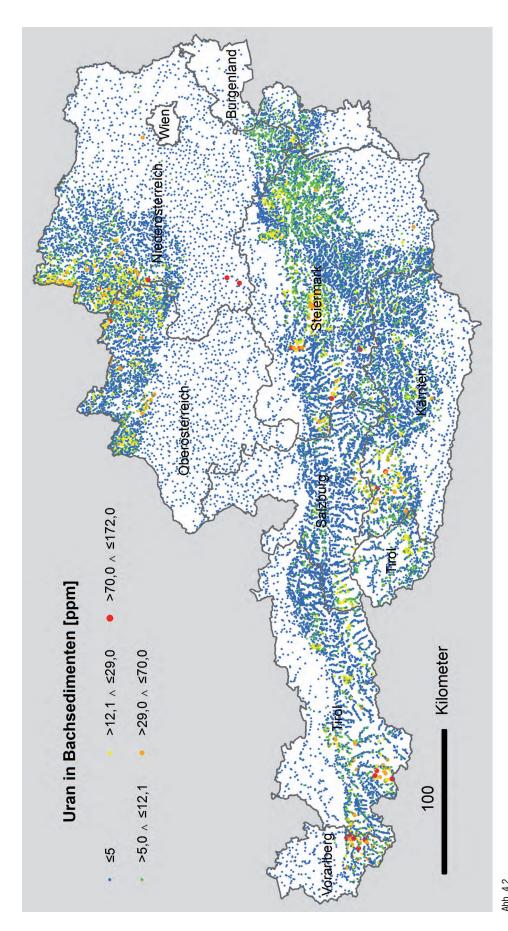


Abb. 4.2. Übersichtskarte zu den Urangehalten in den Bachsedimenten. Prinzipiell sind diese Analysen darauf ausgelegt, den lokalen geologischen Hintergrund zu charakterisieren. Analysen über 5 ppm Uran stammen vorwiegend aus kristallinen Einheiten, wobei vor allem im Verbreitungsgebiet von Granitoiden Werte über 12,1 ppm gehäuft zu verzeichnen sind.

Uran in Bachsedimenten (ppm)

Geologische Einheiten	IDs	N	P10	P50	P90	P95	Max.
Quartär	1–4	4.875	< 5	< 5	6,0	8,0	95,0
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	2.337	< 5	< 5	7,0	8,0	70,0
Oberostalpin – Gosau-Gruppe bis Trias der Nördlichen Kalkalpen (ohne Hauptdolomit)	13–15, 17	702	< 5	< 5	< 5	< 5	102,0
Oberostalpin – Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen	16	250	< 5	< 5	< 5	5,0	13,0
Oberostalpin – "Permoskyth" der Nördlichen Kalkalpen	18	521	< 5	< 5	6,0	10,0	18,0
Oberostalpin – paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen (Norische Decke der Grauwackenzone)	19	1.963	< 5	< 5	8,0	11,0	22,0
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis Mitteltrias	20–24	488	< 5	< 5	7,0	9,6	17,0
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; "Permoskyth" und "Porphyroid"	25–26	627	< 5	< 5	9,0	13,0	65,0
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	1.129	< 5	6,0	15,0	24,0	107,0
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	12.503	< 5	< 5	8,0	10,0	172,0
Unterostalpin – Jura bis Mitteltrias	29–31	163	< 5	< 5	6,8	9,0	17,0
Unterostalpin – "Permoskyth" und "Permokarbon"	32–33	95	< 5	< 5	8,0	10,0	15,0
Unterostalpin – Basement und variszische Intrusiva	34–35	548	< 5	< 5	8,0	10,0	18,0
Penninikum und Äquivalente	36	1.655	< 5	< 5	< 5	6,0	38,0
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung (Kreide bis "Permokarbon")	38–42	355	< 5	< 5	6,0	7,3	14,0
Subpenninikum – variszische Intrusiva (Zentralgneise)	43	571	< 5	5,0	16,0	25,7	81,0
Subpenninikum – Basement ohne variszische Intrusiva	44–45	568	< 5	< 5	8,0	10,7	109,0
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	3.457	< 5	< 5	14,0	18,0	106,0
Böhmische Masse – Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	2.638	< 5	< 5	8,0	11,0	66,0
Gesamter Datensatz (ohne Ausland)	1–49	35.635	< 5	< 5	8,0	11,0	172,0

Tab. 4.4.
Statistik zu den Urangehalten in den Bachsedimenten: Aufgrund der zumeist hohen Nachweisgrenze von 5 ppm lässt sich ein Vergleich erst bei höheren Perzentilen (z.B. P90) anstellen. Die IDs entsprechen den Legendennummern in der Themenkarte. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

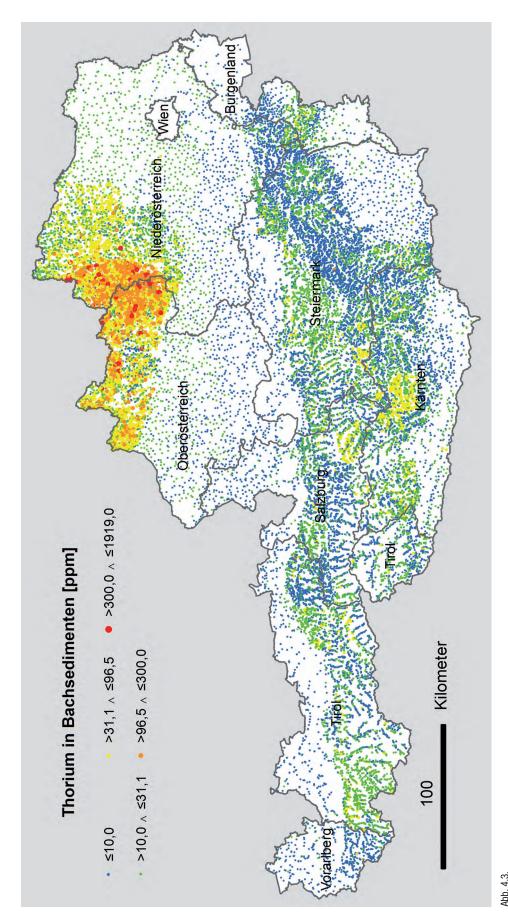


Abb. 4.3. Übersichtskarte zu den Thoriumgehalten in den Bachsedimenten. Analysenwerte über 96,5 ppm treten gehäuft im Bereich der Böhmischen Masse und dabei vor allem im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusionen auf.

Thorium in Bachsedimenten (ppm)

Geologische Einheiten	IDs	N	P10	P50	P90	P95	Max.
Quartär	1–4	4.875	< 10	< 10	21,0	27,0	427,0
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	2.337	< 10	11,0	37,0	51,0	341,0
Oberostalpin – Gosau-Gruppe bis Trias der Nördlichen Kalkalpen (ohne Hauptdolomit)	13–15, 17	702	< 10	< 10	12,0	15,0	34,0
Oberostalpin – Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen	16	250	< 10	< 10	< 10	< 10	16,0
Oberostalpin – "Permoskyth" der Nördlichen Kalkalpen	18	521	< 10	< 10	20,0	24,0	109,0
Oberostalpin – paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen (Norische Decke der Grauwackenzone)	19	1963	< 10	12,0	26,0	30,0	197,0
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis Mitteltrias	20–24	488	< 10	< 10	24,0	31,7	67,0
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; "Permoskyth" und "Permokarbon"	25–26	627	< 10	13,0	24,0	27,0	48,0
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	1.129	< 10	11,0	26,0	32,0	83,0
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	12.503	< 10	< 10	26,0	33,0	104,0
Unterostalpin – Jura bis Mitteltrias	29–31	163	< 10	< 10	28,0	32,0	41,0
Unterostalpin – "Permoskyth" und "Porphyroid"	32–33	95	< 10	< 10	16,0	21,3	43,0
Unterostalpin – Basement inkl. variszische Intrusiva	34–35	548	< 10	< 10	17,0	22,0	39,0
Penninikum und Äquivalente	36	1.655	< 10	< 10	28,0	34,0	59,0
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung (Kreide bis "Permokarbon")	38–42	355	< 10	< 10	26,6	33,3	46,0
Subpenninikum – variszische Intrusiva (Zentralgneise)	43	571	< 10	12,0	27,0	32,0	72,0
Subpenninikum – Basement ohne variszische Intrusiva	44–45	568	< 10	< 10	22,3	27,7	66,0
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	3.457	19,0	61,0	182,0	240,0	1.919,0
Böhmische Masse – Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	2.638	< 10	28,0	60,0	78,0	392,0
Gesamter Datensatz (ohne Ausland)	1–49	35.638	< 10	12,0	40,0	71,0	1.919,0

Statistik zu den Thoriumgehalten in den Bachsedimenten: Aufgrund der zumeist hohen Nachweisgrenze von 10 ppm lässt sich ein Vergleich erst bei höheren Perzentilen (z.B. P50) anstellen. Die IDs entsprechen den Legendennummern in der Themenkarte. Besonders auffällig sind die hohen Thoriumgehalte im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusiva der Böhmischen Masse (das P50 beträgt hier 61 ppm; vgl. Text). Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

4.3.2 Uran- und Thoriumgehalte in Gesteinsproben

(R. BERKA)

In Kapitel 2.4 und Kapitel 3 wurden bereits einige Anmerkungen zur Datenlage der Gesteinschemie getroffen. Als wesentlicher Gesichtspunkt sei die Heterogenität der Datenlage wiederholt, wodurch Aussagen zur Verteilung von Uran und Thorium in den geologischen Einheiten Österreichs nur bedingt möglich sind. Für einige Gebiete (z.B. jene mit Vorherrschaft von Paragesteinen im Zentralalpinen Raum) ist eine detaillierte Beurteilung des geologischen Untergrundes hinsichtlich des radiogenen Potenzials vorerst schwer möglich, da kaum Daten vorliegen und Analogieschlüsse reine Spekulation wären. In diesem Falle können aber sehr wohl die Daten aus der Bachsedimentgeochemie und/oder Aerogeophysik ein gewisses Maß an Abhilfe schaffen.

Grundsätzliches zur Verteilung von Uran und Thorium in Gesteinen wurde in Kapitel 4.1 behandelt. Den dort angegebenen Gesteinswerten werden hier die für Österreich aus der Datenerhebung gewonnen Ergebnisse angefügt. Diese soll durch zwei Tabellen sowie durch zwei Abbildungen vermittelt werden.

In Tabelle 4.6 sind wichtige Kennzahlen der Gesteinsdaten nach den geologischen Einheiten, wie sie in der Themenkarte ausgeschieden sind, angeführt. Die Tabelle soll primär den Versuch der Vergleichbarkeit mit den anderen Datengrundlagen (Bachsedimente, Aerogeophysik) ermöglichen und weniger alle geologischen Einheiten charakterisieren. Dies gilt insbesondere für jene Einheiten, wo nur wenige Gesteinsdaten vorhanden sind (vgl. die entsprechende Analysenanzahl zu den einzelnen Einheiten in Tabelle 4.6). Ein weiterer, die Aussagekraft dieser Zusammenfassung begrenzender Faktor liegt darin, dass die vorhandenen Analysen weder die lithologische Breite der jeweiligen geologischen Einheiten noch deren relative Verhältnisse widerspiegeln. Auch sind die arithmetischen Mittel, wenn einzelne extreme Werte miteingehen, leicht irreführend (vgl. arithmetische und geometrische Mittelwerte). Demgegenüber können die Werte für Einheiten, die aufgrund ihrer spezifischen Eingrenzung auf einen Gesteinstyp (granitoide Gesteine, auch känozoische Vulkanite), durchaus als Richtwerte angesehen werden. Beispielsweise zeigt der mittlere Urangehalt der variszischen Intrusiva der Böhmischen Masse mit 6,7 ppm gute Übereinstimmung mit dem Wert für die paläozoischen Granite Westfrankreichs (6,1 ppm, vgl. Tab. 4.2), ohne hier über deren genetische Vergleichbarkeit spekulieren zu wollen.

Tabelle 4.7 beinhaltet die Analysewerte zu den in der Karte dargestellten Gesteinsgeochemieproben. Die Aufreihung erfolgt entsprechend der Zuordnung der Gesteine zu den geologischen Einheiten und deren Gliederung; für die jüngeren Einheiten (z.B. Molasse etc.) auch nach deren stratigrafischer Position, und in weiterer Folge von West nach Ost, um die Lesbarkeit herzustellen. Den Gesteinsbezeichnungen wurden in der Tabelle Informationen wie Lokalitäten und/oder weitere geologische Spezifikationen angefügt, wodurch der Informationsgehalt wesentlich erhöht ist. Zu dem in der Karte für eine einzelne Probe dargestellten Uranwert findet sich in der Tabelle der zugehörige Wert für Thorium, sowie - im Falle des Vorhandenseins von weiteren Analysen - der geometrische Mittelwert und der Range der erhobenen Messdaten. Grundsätzlich wurde bei der Auswahl der Probenpunkte darauf geachtet, möglichst alle Gesteinstypen aus den erhobenen Daten aufzunehmen. Die besondere Wertigkeit der Zusammenstellung liegt im konkreten Bezug zum Gestein oder Gesteinstyp bzw. zu genetisch ähnlichen Gesteinen. So ist in der Tabelle einerseits der erhobene Gesamtdatensatz weitgehend integriert und andererseits ist durch die geologische Charakterisierung der Gesteine und ihrer Verortung in der Karte ein vertiefter Einblick in die Geologie gegeben. Weiters ist die Datenherkunft durch die Quellenangabe angefügt.

Die Abbildungen 4.4 und 4.5 geben eine Übersicht zur räumlichen Verteilung und den Uran- und Thorium-Konzentrationen der im Rahmen des Projekts erhobenen Gesteinsanalysen.

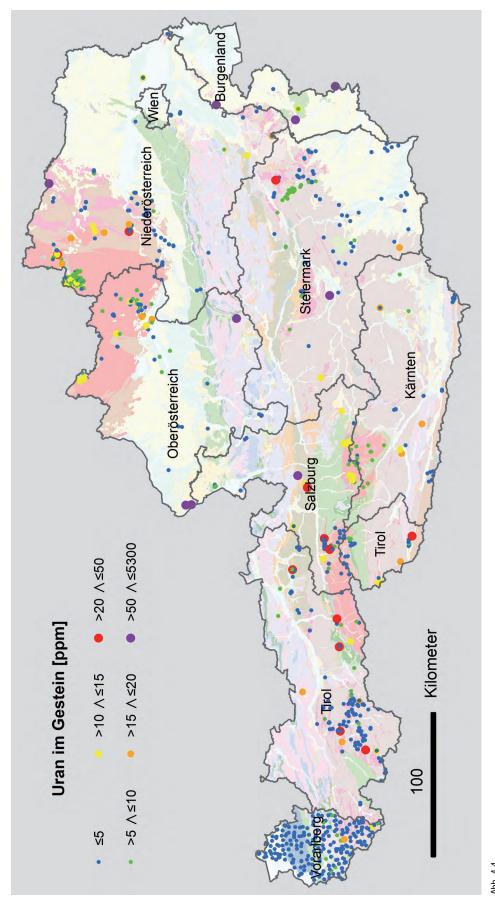


Abb. 4.4.
Urangehalte in Gesteinsanalysen: Die Analysen über 50 ppm Uran stammen vorwiegend von Kohlen, untergeordnet auch von kohlenstoffreichen Schiefern. Wenn man von diesen Analysen absieht, so sind die höheren Urangehalte (> 20 ppm Uran) vorwiegend in Gebieten mit Graniten bzw. Granitgneisen anzutreffen.

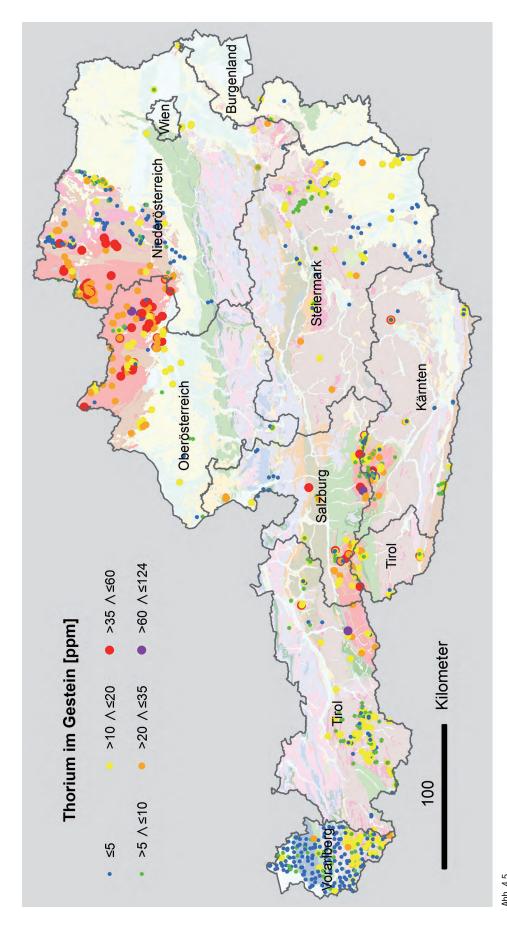


Abb. 4.5.
Thoriumgehalte in Gesteinsanalysen: Die Analysen über 35 ppm Thorium liegen vorwiegend in Gebieten mit Graniten bzw. Granitgneisen (z.B. Böhmische Masse mit Wald- und Mühlviertel, Hohe Tauern).

			URAN					Thorium		
	Anzahl	Min. (ppm)		lwert m)	Max. (ppm)	Anzahl	Min. (ppm)		elwert om)	Max. (ppm)
			Arithm.	Geom.				Arithm.	Geom.	
Quartär										
Schotter, Kiese, Sande der glazialen Terrassen	30	1	5,5	4,8	8	30	2	13,2	12,1	19
"Tertiär"										
Sedimente der Molasse inkl. Waschbergzone und der inneralpinen Becken (ohne Kohlen)	61	0,1	1,8	1,4	7,5	61	0	3,8	1,4	21
Kohlen	15	2	425,1	31,8	5.300	8	1,8	6,9	5,6	13,9
Känozoische Vulkanite	54	0,9	2,9	2,7	4,6	66	3,6	12,5	11,4	23,2
Periadriatische Intrusivgesteine	9	1	4,7	3,1	13	8	1	8,3	6,3	15
Südalpin										
Postvariszische Bedeckung des Südalpinen Basement	2	2,7	2,7	2,7	2,8	10	2,4	8,5	7,2	14,4
Südalpines Basement	6	1,5	2,2	2,1	2,6	8	5,6	7,7	7,6	9,2
Ostalpin: <i>Oberostalpin – N</i>	ördliche	Kalkalpe	en							
Gosau-Gruppe	23	0,8	23,1	3,9	450	21	2,9	8,3	7,5	19
Unterkreide	6	0,2	1,7	1	6,4	16	0,4	2,6	2,3	6
Jura	6	0,2	0,7	0,5	1,8	6	2	4,8	3,7	12
Trias undifferenziert	56	0,1	2,1	1,1	17	55	0,1	3,1	2,3	13,2
Hauptdolomit	42	0,6	7,4	5,5	21,4	36	0,1	2,6	1	15,1
"Permoskyth"	11	0,1	53,1	1,9	566,6	11	5	15,7	12,7	49,3
Paläozoikum (Norische Decke der Grauwackenzone)	45	0,1	4,1	1,3	30	44	0,3	8,1	4,6	42
Ostalpin: Oberostalpin – Z	entralalp	iner Rau	ım: Post	variszisc	he Bede	ckung de	er Basen	nenteinh	eiten	
Trias undifferenziert	1	17	_	-	17	0		_	_	
"Permoskyth" inkl. Gröden- Formation	10	0,5	2,9	2,1	8,6	10	3	13,6	9,4	42,9
"Permokarbon" inkl. Veitscher Decke und Äquivalente der Grauwackenzone	18	0,1	7,4	4,2	15,5	31	0	9,4	3,2	28

	Anzahl	Min. (ppm)		elwert om) Geom.	Max. (ppm)	Anzahl	Min. (ppm)	Thorium Mitte (pp Arithm.	lwert	Max. (ppm)
Ostalpin: <i>Oberostalpin – Z</i>	entralalp	iner Rau	ım: Base	ement						
Orthogneise	219	0,2	3,9	3,1	28	237	0,1	11,2	9,2	33
Undifferenziert	254	0	4	2	23	283	0	8,7	4,1	36
Ostalpin: Unterostalpin (ir	ıkl. Tatrik	rum): Ba	sement							
Orthogneise	3	1,4	5,6	4,1	11	2	11,1	15,7	15	20,2
Penninikum										
Undifferenziert	94	0	2,8	1,6	22	82	0	6,6	3,3	29,2
Helvetikum										
Süd- und Ultrahelvetikum undifferenziert	49	0,2	1,1	0,8	4,4	47	2	3,2	2,8	9
Subpenninikum										
"Permokarbon" der postvarizischen Bedeckung	1	3	3	_	3	1	15	_	-	15
Subpenninikum: Subpenn	inisches	Baseme	nt							
Zentralgneise	102	1	5,5	3,9	21	146	3	17,1	14,5	79
Migmatitgneise	0		-	_		13	3	9,6	7,7	22
Undifferenziert	90	0,1	5,8	2,8	42,8	135	0,2	10,9	5,8	73
Moldanubikum, Moraviku	m: <i>Basen</i>	nent								
Variszische Intrusiva	266	1	7,7	6,7	23	392	1,6	30,5	24,4	873
Orthogneise	59	2	5,2	4,8	10	113	1	10	8,4	27
Undifferenziert	98	0,1	4,8	1,6	30	281	0,1	6,3	3,3	67
Alle Einheiten	1.657	0	5,8	_	5.300	2.180	0	9,4	_	873
Tah 46										

Tab. 4.6. Kennzahlen der Uran- und Thoriumanalysen, zusammengefasst nach geologischen Einheiten Österreichs.

Punkt- Nr.	- Gestein	Analy- senan- zahl (n)	(mdd)	Uran: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Th (ppm)	Thorium: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Quelle
Quartä	Quartär (Kies, Sand, u.g. Konglomerate (Terrassen)						
-	Lößlehm/Löß (Deckenschotter)	4	œ	6,4 (< 4–7)	12	13,9 (12–17)	Moser, 2005
2	Lößlehm/Löß (Deckenschotter)		œ	8.0.	12	8.0.	Moser, 2005
က	Lößlehm/Löß (Hochterrasse)	6	7	4,1 (< 4–7)	14	13,1 (7–19)	Moser, 2005
4	Lößlehm/Löß (Deckenschotter)		œ	8.0.	12	8.0.	Moser, 2005
Molas	Molasse inkl. Waschbergzone und Inneralpine Neogen-Becken (Ton, Mergel, Sand, Kies, u.g. Kalkstein; spätes Paläogen-Neogen)	ergel, Sar	nd, Kies,	u.g. Kalkstein; spät	es Paläo	gen-Neogen)	
2	Weichbraunkohle der Neufeld-Formation (Maximalwert)		100	(77–100)			Weber, 1997b
9	Weichbraunkohle der oberpannonen Lignitfolge (Maximalwert)	k.A.	87	29–87			Weber, 1997b
7	Silt des Pannon des Wiener Beckens	9	7	3,6 (2-7)	13	13,4 (11–15)	GIER, 1990
∞	toniger Silt des Pannon des Wiener Beckens		က	8.0.	4	8.0.	GIER, 1990
6	Braunkohle der Kohletonserie (Hausruck-Revier)	7	7	1,7 (1–3)	5,4	4,7 (2,9–7,9)	AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, 1986
10	Braunkohle der Kohletonserie (Hausruck-Revier)		ო	o. O	6,7	0.	AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, 1986
=======================================	Sarmatkalk	œ	2,4	0,9 (0,33–2,43)	0,5	0,6 (0,28–1,37)	BAUMGARTNER, 2005
12	Sarmatkalk		2,4	8.0.	0,45	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
13	Mattbraunkohle des Lavanttaler Tertiär (MW)	16	8,2	(2–17)			Weber, 1997b
4	Leithakalk	10	7,5	2,2 (0,7–7,5)	0,25	0,2 (< 0,01–0,6)	BAUMGARTNER, 2005
15	Leithakalk		1,7	8.0.	0,35	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
16	Leithakalk		2,0	8.0.	0,14	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
17	Leithakalk		2,8	8.0.	9,0	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
18	Leithakalk		4,4	8.0.	0,42	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
19	Süßwasserkalk der Reiner Schichten (Mittelwert)	7		0,15		0,41	BAUMGARTNER, 2005
20	Weichbraunkohle der Tauchen-Formation (Maximalwert)	k.A.	78	(8–78)			Weber, 1997b
21	Braunkohle des Trimmelkamer Reviers	13	375	25,2 (3–375)	5,2	5 (1,3–9)	AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, 1986
22	Braunkohle des Trimmelkamer Reviers		77	o. O	1,8	.0	AUGUSTIN-GYURITS & SCHROLL, 1986

Punkt- Nr.	Gestein	Analy- senan- zahl (n)	(mdd)	Uran: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Th (ppm)	Thorium: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Quelle
23	Konglomerat (Obere Süßwassermolasse)	-	8,0		7		IUL, 2004*
24	Braunkohle des Voitsberg-Bärnbacher Reviers (Schiller)	7	9	4,1 (3–7)	7	2,6 (0,9–12,9)	Augustin-Gyurits & Schroll, 1986
25	Braunkohle des Voitsberg-Bärnbacher Reviers (Barbara)	1	က	1,6 (1–3)	13,9	7,4 (2,8–13,9)	Augustin-Gyurits & Schroll, 1986
26	Braunkohle des Voitsberg-Bärnbacher Reviers (Bärnbach)	15	4	2,2 (1–4)	11,6	7,9 (4,3–12,2)	Augustin-Gyurits & Schroll, 1986
27	Glanzbraunkohle des Knittelfeld-Fohnsdorfer Beckens (Maximalwert)	31	280	22,8 (< 10–280)			Weber, 1997b
28	Weichbraunkohle des Revier St.Kathrein-Kogl-Ratten (Maximalwert)	ო	45	17–45			Weber, 1997b
29	Weichbraunkohle der Langau-Formation (Maximalwert)	19	5300	45,7 (21–5.300)			Weber, 1997b
30	Sandstein, Luzerner Schichten (obere Meeresmolasse)	4	1,6	0,9 (0,6–1,6)	7	2	IUL, 2004*
31	Sandstein, granitische Molasse (untere Süßwassermolasse)	2	2,7	1,8 (1,4–2,7)	7	4,3 (2–13)	IUL, 2004*
32	Konglomerat, Steigbachschichten (untere Süßwassermolasse)	7	1,6	(1,2–1,6)	7		IUL, 2004*
33	Mergel, Weißachschichten (untere Süßwassermolasse)	œ	1,6	1,4 (0,9–3)	9	3,6 (2–7)	IUL, 2004*
34	Ton-/Sandstein (Untere Meeresmolasse)	-	2,4		9		IUL, 2004*
35	Maria Bucher Sinterkarbonat	-	0,5		0,005		BAUMGARTNER, 2005
Känozc	Känozoische Magmatite (Vulkanite (Pannonische Magmatite); Neogen-frühes Quartär)	hes Quarl	tär)				
36	Basanit der miozänen Magmatite (Pauliberg)	14	3,4	1,7 (1,4–3,6)	11,6	5,9 (5–11,6)	A⊔, 2011
37	Basalt der miozänen Magmatite (Oberpullendorf)	-	6,0		3,64		A⊔, 2011
38	Nephelinit-Basanit der miozänen Magmatite (Steinberg)	10	3,6	2,9 (2,5–3,6)	14,5	11,5 (9,4–14,5)	A⊔, 2011
39	Nephelinit der miozänen Magmatite (Waltrafelsen)	-	3,4		16,2		A⊔, 2011
40	Nephelinit der miozänen Magmatite (Stradnerkogel)	17	4,6	4,2 (4–4,6)	18,6	17,1 (16,4–18,6)	A⊔, 2011
41	Nephelinit-Basanit der miozänen Magmatite (Klöch)	11	2,8	2,5 (2,4–2,8)	10,3	10 (9,5–10,7)	ALI, 2011
Känozo	Känozoische Magmatite (Tonalit, Granodiorit (Periadriatische Magmatite); spätes Paläogen)	spätes Pa	aläogen)				
42	Granit/Granodiorit der Rieserferner-Intrusion	က	13	9,6 (4,7–14,5)	12	5,9 (3–12)	GRATZER, 1982

Ришрртзсн, 1984

(1–9)

6

(2-4)

4

က

43 Tonalit von Finkenstein

44	Tonalit von Eisenkappl	3/2	2	(1–2)	10	(10–15)	Рицрритасн, 1984
Südalp	Südalpin (Sandstein, Siltschiefer, Kalkstein, Konglomerat; Oberkarbon-Unterperm)	rperm)					
45	Sandstein (Auernig-Gruppe)	-	2,8		12,85		Марек, 1998
Südalp	Südalpin (Kalkstein, Sand- und Siltstein, Tonschiefer, u.g. Grauwacke, Lydit, Quarzit; Ordovizium-Unterkarbon)	Quarzit	; Ordovizi	um-Unterkarbon)			
46	Grauwacke (Hochwipfel-Formation)	က	2,6	2,3 (2,1–2,6)	7,88	7,3 (6,4–7,9)	MADER, 1998
Ostalp i u.g. Kal	Ostalpin – <i>Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen inkl. paläozoischer Basis</i> (Mergel(-stein), Sandstein, Konglomerat, Tonschiefer, u.g. Kalkstein (Gosau-Gruppe); Oberkreide–Eozän)	Mergel(-s	stein), Sar	ndstein, Konglome	erat, Tons	chiefer,	
47	Bentonit (Gosau-Gruppe)	7	4,3	1,6 (0,8–4,3)	19	5 (3,3–19)	Е _{GGER} et al., 1996
48	Brandschiefer (Gosau von Grünbach)	2	9	(3–6)			Weber, 1997b
49	Glanzbraunkohle (Brandenberger Gosau)	-	о		9		Augustin-Gyurits & Schroll, 1986
Ostalp i u.g. Kie	Ostalpin – <i>Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen inkl. paläozoischer Basis</i> (Kalkstein, Mergelkalkstein, Sandkalkstein, u.g. Kieselgestein, Radiolarit; Jura)	Kalksteir	ı, Mergelk	alkstein, Sandkalk	kstein,		
51	Kalk (Aptychenschichten)	9	9,0	1,0 (0,2–6,4)	9	2,7 (2–6)	IUL, 2004*
52	Kalk (Roter Liaskalk)	0	0,4	(0,2-0,4)	12	(2–12)	IUL, 2004*
53	mergeliger Kalk (Liasfleckenmergel)	က	1,1	1,1 (0,8–1,8)	7	3,8 (2–7)	IUL, 2004*
Ostalpin · Obertrias)	Ostalpin – <i>Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen inkl. paläozoischer Basis</i> (Kalkstein, Dolomit, u.g. (Ton-)Mergelstein, Sandstein, Rauhwacke, Kohle; Mitteltrias– Obertrias)	Kalksteir	ı, Dolomit	., u.g. (Ton-)Merge	ılstein, Sa	ndstein, Rauhwacl	ke, Kohle; Mitteltrias-
54	Kalk (Oberrhätkalk)	4	1,1	0,5 (0,2–1,1)	2	2	IUL, 2004*
25	Kalk (Plattenkalk)	7	2,0	1,0 (0,2–2,5)	2	2,2 (2–4)	IUL, 2004*
26	Dolomit (Hauptdolomit)	4	2,7	2,8 (0,6–6,0)	7	2,4 (2–5)	IUL, 2004*
22	Ölschiefer (Seefelder Schichten)	12	17	(5-17)			Weber, 1997b
28	Hauptdolomit der Gaisbergdeckscholle	22	13,5	6,8 (0,8–13,5)	0,05	0,2 (< 0,1–2,4)	Вегоску et al., 1999
29	Brekzie (Raibler Schichten)	∞	4,2	1,0 (0,2–4,2)	2	2,7 (2–5)	IUL, 2004*
09	Steinkohle (Lunzer Schichten)	k.A.	2,8				Weber, 1997b
61	Kalk (Arlberg Schichten)	2	6,9	2,5 (0,4–6,9)	2	2,0 (2–4)	IUL, 2004*
62	Kalk (Partnach Schichten)	4	ო	1,8 (1,4–3,0)	4	2,4 (2–4)	IUL, 2004*
63	Gutensteiner Dolomit	11/12	9	1,6 (0,3–6,1)	2	4,4 (3–6)	STRASSER, 2008

		Zagina Tanana	
Thorium:	Geometrisches	Mittel (Min-Max)	(mdd)
	hes Th G	(mdd)	
Uran:	Geometrisches	Mittel (Min-Max)	(mdd)
	-	(mdd)	
Andrea	Alidiy-	sellall-	Zallı (II)
	::000		
	Punkt-	Ŋ.	

Ostalpin - Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen inkl. paläozoischer Basis (Tonstein, Quarzsandstein u.g. Kalkstein, Konglomerat, Gips, Steinsalz ("Permoskyth"); Oberperm-Untertrias)

13,7 (10–25) IUL, 2004*	10,3 (5–16) STRASSER, 2008
25	13
1,9 (1,5–2,6)	0,9 (< 0,1–4)
5,6	4
2	4
64 Sandstein (Buntsandstein)	65 Werfener Schiefer

Ostalpin - Oberostalpin: Nördliche Kalkalpen inkl. paläozoischer Basis (Phyllit, Metasandstein, Metavulkanit, Bänderkalk, Kalkmarmor, u.g. Quarzit, Dolomit, Tonschiefer (Norische Decke der Grauwackenzone); Ordovizium-Oberkarbon)

29	Gabbro	17	0,5	0,7 (0,1–3,6)	œ	4,4 (1–42)	Pogoriutschnigg, 1997
89	Gabbro		-	8.0.	2	s.o.	Pogoriutschnigg, 1997
69	Gabbro		3,6	8.0.	17	8.0.	Pogoriutschnigg, 1997
20	Grünschiefer	14	4,1	1,5 (0,6–3,2)	∞	8,4 (4–16)	Pogoriutschnigg, 1997
71	Metavulkanit der Kupferlagerstätten bei Kitzbühel	14	2	0,7 (< 1–4)	14	3,4 (< 2–20)	Steiner, 2011
72	Metavulkanit der Kupferlagerstätten bei Kitzbühel		4	8.0.	10	8.0.	Steiner, 2011
73	Dolomit mit Vererzungen (Schwarzleo)	о	12	2 (< 0,5–16)	1,6	2,2 (< 0,5–15)	Lевснивея, 2000
74	Schwarzschiefer der Pyritlagerstätte bei Dienten	2	30	22,2 (14–30)	25	12,4 (6–25)	HIRSCHMANN et al., 1990

Ostalpin - Oberostalpin: Zentralalpiner Raum (Kalkstein, Dolomit, u.g. Schiefer, Mergel, Tuffe; Mitteltrias-Obertrias)

Weber, 1997b	BAUMGARTNER, 2005
	0,54
83 17	-
Ölschiefer (Drauzugmesozoikum)(MW)	Thörler Kalk
75	92

Ostalpin - Oberostalpin: Zentralalpiner Raum (Sandstein, Serizitphyllit, Quarzit, Metakonglomerat ("Permoskyth" inkl. Gröden Formation); Oberperm-Untertrias)

5	8,2	42,9	MITTERMAIR, 1998 MITTERMAIR, 1998 PROCHASKA et al., 1997	14,6 (4,7–42,9) 7,3 (4,4–11,5)	42,9 8,2 5	3 (0,9–8,6)	8,6 2,6 15,5	- 8 -	rauwacke rkose /eißerde der Lagerstätte Aspang	77 Gr 78 Ar 79 W
---	-----	------	--	-----------------------------------	------------------	-------------	--------------------	------------------	--	------------------------

Ostalpin - Oberostalpin: Zentralalpiner Raum (Phyllit, Metasandstein, Metakonglomerat, Kalkmarmor, u.g. Grünschiefer, Tonschiefer, Kohle ("Permokarbon" inkl. Veitscher Decke und andere Decken der Grauwackenzone); ?Ordovizium-Unterperm)

Weber, 1997b Wagner, 2009 Kiesl et al., 1990	20
	PAULUS, 1991
0,3 (0,05–1)	(72-1,02) 8:52
4,6	77
2,5 (0,37–8,1)	11 (8–14)
3,2 8,1	4
o 1	,
	Kiebeckitgneis
82 82	8

Ostalpin - Oberostalpin: Zentralalpiner Raum (Orthogneis; Ordovizium-Karbon)

84	Muskovitgneis (Orthogesteine des Silvrettakristallin)	21	3,5	2,8 (0,2–16)	12	9,7 (2–22)	IUL, 2004*
85	Muskovitgranitgneis (Orthogesteine des Silvrettakristallin)		16,1	8.0.	o	8.0.	IUL, 2004*
98	Muskovitgranitgneis (Orthogesteine des Silvrettakristallin)		2,3	8.0.	16	8.0.	IUL, 2004*
87	Zweiglimmer-Granitgneis (Flüela Granit)	4	10,3	4,4 (2,1–10,3)	က	7,8 (3–11)	SCHINDLMAYR, 1999
88	Muskovit-Granitgneis (Flüela Granit)		4,9	8.0.	-	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
88	Granodioritgang		2,7		10		SCHINDLMAYR, 1999
06	Zweiglimmer-Granitgneis (Bassler Typ)	22	28	4,7 (1,6–28)	9	7,8 (3,4–18)	SCHINDLMAYR, 1999
91	Biotit-Granitgneis	-	2,4		15,2		BERNHARD, 1994
92	Granodioritgneis (Alpeiner Typ)	43	3,4	2,5 (1–4,5)	12	9,8 (3–20,3)	SCHINDLMAYR, 1999
93	Zweiglimmer-Granit (Bassler Typ)		15,2	s.o.	3,5	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
94	Granodiorit (Alpeiner Typ)		1,9	8.0.	7	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
92	Granodiorit (Alpeiner Typ)		2	8.0.	12	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
96	Granodioritgneis (Alpeiner Typ)		2,6	8.0.	16	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
26	Granitgneis (Wenderkogel)	42	18	4,4 (0,9–58)	13	11,4 (2–29)	SIEDER & PIRCHL, 1994
86	Zweiglimmer-Granit (Bassler Typ)		4,2	8.0.	9	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
66	Zweiglimmer-Granit (Bassler Typ)		3,4	8.0.	16	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
100	Biotit-Granitgneis (Alpeiner Typ)		4,5	8.0.	1	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
102	Biotit-Granitgneis (Alpeiner Typ)		3,7	8.0.	13	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
103	Zweiglimmer-Granitgneis (Alpeiner Typ)		5,2	8.0.	8,4	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
104	Biotit-Granitgneis (Alpeiner Typ)		2,7	8.0.	16	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
105	Metagranodiorit (Winnebach Tonalit/Granodiorit)	-	2,5		6,7		SCHINDLMAYR, 1999
106	Granitgneis (Sulztal/Muschenschneid Granite)	10	3,4	3,4 (2,5–10)	12	7,2 (2,5–15)	SCHINDLMAYR, 1999
107	Zweiglimmer-Granitgneis (Bassler Typ)		3,9	8.0.	7	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
108	Gaislehn Granodioritgneis	7	2,3	(2,3–2,8)	Ξ	(2–11)	SCHINDLMAYR, 1999
109	Hornblende-Tonalitgneis (Alpeiner Typ)		1,6	8.0.	6,7	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
110	Biotit-Granitgneis	-	4,2		15		SCHINDLMAYR, 1999
111	Porphyrischer Granitgneis (Sulztal/Muschenschneid Granite)		2	8.0.	13	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
112	Metagranodiorit (Alpeiner Typ)		2,8	8.0.	Ξ	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
113	Muskovit-Granitgneis (Bassler Typ)		15,8	s.o.	3,5	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
114	Granodioritgneis (Alpeiner Typ)		2,7	8.0.	9,6	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999
115	Metaleukogranit (Alpeiner Typ)		3,3	8.0.	13	8.0.	SCHINDLMAYR, 1999

Punkt- Nr.	Gestein	Analy- senan- zahl (n)	n (mdd)	Uran: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Th (ppm)	Thorium: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Quelle
116	Zweiglimmer-Granitgneis (Bassler Typ)		5,9	4,7 (1,6–28)	8,7	7,8 (3,4–18)	SCHINDLMAYR, 1999
117	Orthogneis (Kellerjochgneis)	20	4,6	3,3 (2,4–4,6)	24,9	22,9 (12,3–30,6)	Tropper, 2012 (mündl. Mitt.)
118	Granit (Schladminger Batholith)	9	14,6	5,2 (2,4–14,6)	33	16,1 (6,8–33)	SCHERMAIER et al., 1997
119	Porphyrischer Granodiorit (Seckau-Bösenstein Batholith)	7	8,8	3,7 (2,6–8,8)	21	11,8 (8,7–21)	Schermaier et al., 1997
120	Kerngranit des Eisenkappler Granitzuges	-	∞		28		РишРРIТSCH, 1984
121	Granitoides Gestein (Sekauer Tauern)	10/9	6,3	4,1 (1,7–8,7)	6,8	8,2 (6,1–11,6)	HÄNSEL, 2003
122	Granitoides Gestein (Sekauer Tauern)		1,7	8.0.	10,1	s.o.	HÄNSEL, 2003
123	Augengneis (Grobgneis)	2	9	(9–9)	15,9	(15,9–20,9)	PEINDL, 1990
125	Grobgneis	∞	3,8	3,3 (2,6–4,1)	10,4	11 (8,2–18)	KIESL et al., 1983
126	Grobgneis		4,1	8.0.	11,3	8.0.	Kies∟ et al., 1983
127	Grobgneis	∞	3,9	3,8 (3–5,1)	17	13,5 (6–22)	Рвоснавка et al., 1997
128	Orthogneis (Stralleggergneis)	-	3,9		4,6		Kies∟ et al., 1983
129	Biotit-Tonalit (Raabalpenkristallin)	2	4	2,9 (2–4)	10,2	8,2 (5,9–10,2)	PEINDL, 1990
130	Zweiglimmer-Granit (Raabalpenkristallin)	2/1	4	(4–5)		14	PEINDL, 1990

Ostalpin - Oberostalpin: Zentralalpiner Raum (Zentralalpine Kristallingebiete: Paragneis, Glimmerschiefer, u.g. (Quarz-)Phyllit, Amphibolit, Marmor; Gurktaler Alpen: Phyllit, Grünschiefer, Grauwacke, u.g. Kalkmarmor; Grazer Bergland: Kalkmarmor, u.g. Phyllit, Grünschiefer; Neoproterozoikum-Unterkarbon)

131	Grobgneis		က	8.0.	22	s.o.	Prochaska et al., 1997
132	Phyllitgneis (Silvrettakristallin)	က	6,3	2,9 (1,8–6,3)	œ	12,5 (8–19)	IUL, 2004*
133	Amphibolit (Silvrettakristallin)	80	2,2	0,8 (0,2–2,2)	7	4,1 (2–10)	IUL, 2004*
134	Gneisglimmerschiefer (Silvrettakristallin)	4	3,4	2,3 (1,2–4,7)	12	9,4 (2–16)	IUL, 2004*
135	Quarzitgneis (Silvrettakristallin)	2	6,5	2,4 (0,9–6,5)	26	6,9 (2–26)	IUL, 2004*
136	Eklogit	2	2,2 (0,6 (0,14–2,4)	4,33	1,4 (0,3–9)	LADENHAUF, 2002
137	Granatglimmerschiefer	6	က	2,8 (2–4)	80	9,8 (7-17)	RECHEIS, 1998
138	Tonalitgneis der zentralen Metabasitzone	=======================================	4,1	3,1 (0,5–5,2)	41	8,7 (2–14)	SCHINDLMAYR, 1999
139	Epidotfels	_	က				SIEDER & PIRCHL, 1994
140	Granatglimmerschiefer		4	8.0.	12	8.0.	RECHEIS, 1998
141	Granatglimmerschiefer		4	8.0.	17	8.0.	RECHEIS, 1998
142	Quarzitphyllit (Thurntaler Phyllitzone)	2	16	14-16			Nawaratne, 1989

Granat-Glimmerschiefer (Gailtalkristallin) Sideritquarzit (Gailtalkristallin, Abfaltersbach)	ach)	ω 4	4,4	2,6 (1,3–9,8) 8,2 (2–23)	25,4	13,9 (8–25,4)	MITTERMAIR, 1998 NAWARATNE, 1989
Quarzglimmerschiefer (Kreuzeckkristallin)		က	18	15,6 (14–18)			Nawaratne, 1989
Glimmerschiefer (Kreuzeckkristallin)			15	8.0.			NAWARATNE, 1989
Silikatmarmor (Goldeggkristallin)		-	2				NAWARATNE, 1989
Granat-Glimmerschiefer (Radentheinit) (Radenthein-Komplex)	$\overline{}$	7	6,4	2,6 (1,2–4,9)	21,3	11,2 (5,9–21,3)	KaINDL, 2001
Amphibolit (Millstatt-Komplex)		7	4	1 (1–4)	3,6	3 (1–3,6)	Ferenczi, 2006
Glimmerschiefer (Rappoldkomplex)		4	2,3	2,2 (1,6–2,7)	13,5	15,9 (13,5–21)	Еять, 2009
Karbonatquarzit (Phyllitgruppe des Saualmkristallin)		-	o				NAWARATNE, 1989
Kontaktgestein (Plankogel)		4	18	10,4 (6–18)	33	33,2 (30–36)	Lenitz, 2008
Glimmerschiefer (Rappoldkomplex)			2,5	8.0.	21	8.0.	Еятг, 2009
Glimmerschiefer (Rappoldkomplex)			2,7	8.0.	15	8.0.	Еятг, 2009
Schöcklkalk (Grazer Paläozoikum)		4	0,2	0,2 (0,1–0,3)	< 0,01	0,1 (< 0,01–0,5)	BAUMGARTNER, 2005
Marmor (Stubalmkristallin)		7	0,1	(0,05-0,12)	< 0,01	< 0,01	BAUMGARTNER, 2005
Gabbro (Bärofen)		2/1	20	(0.9-20)		2,5	Kunze, 2011
Glimmerschiefer (Rappoldkomplex)			1,6	8.0.	15	8.0.	Еять, 2009
Marmor (Koralmkristallin)		2	1,6	(0,31-1,62)	3,61	(0,21-3,61)	BAUMGARTNER, 2005
Steinbergkalk (Grazer Paläozoikum)		7	0,2	(< 0,05–0,17)	0,42	(0,19–0,42)	BAUMGARTNER, 2005
Kanzelkalk (Grazer Paläozoikum)		-	0,2		0,52		BAUMGARTNER, 2005
Kalkstein der Plabutschformation (Grazer Paläozoikum)		2	2,3	0,3 (0,1–2,3)	0,34	0,03 (< 0,01–0,42)	BAUMGARTNER, 2005
Kalkstein der Flösserkogel-Formation (Grazer Paläozoikum)		-	0,1		0,56		BAUMGARTNER, 2005
Kalkstein des Burgstallkogels		-	2,0		0,17		BAUMGARTNER, 2005
Schöcklkalk (Grazer Paläozoikum)			0,3	8.0.	8,0	8.0.	BAUMGARTNER, 2005
Traibachschiefer		7	က	(3-4)	41	(13–15)	Вевка, 2000
Leukophyllit		Ξ	3,9	2,2 (1,6–5,2)	6,8	9,7 (1–19)	Kiesl et al., 1983/ Рвосназка et al., 1997
Paragneis		-	2,3		18		KIESL et al., 1983
Disthenquarzit		4	3,3	1,8 (0,4–3,7)	20	7 (1,8–20)	KIESL et al., 1983
Amphibolit		4	4	3,8 (2–5)	23,8	12,6 (2–27,5)	PEINDL, 1990
Biotit-Andalusit-Schiefer		-	4		15		Векка, 2000

	0	one ne	
Thorium:	Geometrisches	Mittel (Min-Max)	(mdd)
	nes Th G	(mdd)	
Uran:	Geometrisches	Mittel (Min-Max)	(mdd)
	-	(mdd)	
Angly	Alidiy-	senan-	zai II (II)
	::0		
	Punkt-	Ä.	

Ostalpin - Unterostalpin (inkl. Tatrikum) (Orthogneis; Ordovizium-Karbon)

SCHERMAIER et al., 1997	Schuster (mündl. Mitt.)	Schuster (mündl. Mitt.)
	20,2	11,1
1 11	1,4	1 4,4
Mauterndorfer Granit	Wiesmather Orthogneis	Granit (Tatrikum)
172	173 \	174 (

Penninikum (In den großen tektonischen Fenstern: Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmor, Prasinit (Grünschiefer), Amphibolit, u.g. Ultrabasit, Eklogit, Quarzit, Brekzie; Rhenodanubische Flyschzone: Quarzsandstein, Kalksandstein, Mergelstein, Tonstein; Jura-Eozän)

175	Solution Coloring Coloring	Ţ			c	0 0	***************************************
Nalk	(Plancklerbrucke-Serie)	Ξ	٥, ٥	0,0 (0,2-3,1)	7	3 (2–12)	IOL, 2004
San	Sandstein (Reiselsberger Sandstein)	7	1,4	1,7 (1,4–2,5)	10	9,7 (4–22)	IUL, 2004*
Sul	Sulzfluhkalk	2	0,2	(0,2-0,5)	2	(2–3)	IUL, 2004*
Ĕ	mergeliger Sandstein (Plancknerbrücke-Serie)		3,1	8.0.	2	8.0.	IUL, 2004*
줐	Kalk (Piesenkopfschichten)	-	-		2		IUL, 2004*
	Lherzolith (Engadiner Fenster)	1/2	0,01		0,045	(0,02-0,045)	BERTLE, 2004
回	Blauschiefer (Reckner Komplex)	2	4,1	1 (0,6–1,4)	13,1	9,1 (2,5–13,5)	DINGELDEY, 1995
Ď	Bentonit der Anthering Formation	16	7,3	2,9 (1,1–7,7)	23,8	7 (3,2–23,8)	Huber, 1997/Egger et al., 1997
\Box	Diabas (Flyschfenster von Strobl)	-	0,1		0,1		SHABANI (2006)
Š	Sandstein der Altlengbach Formation	2	က	2,7 (2–3,2)	2	6,8 (4,4–11,2)	LEMMERHOFER, 2010
Š	Sandstein der Altlengbach Formation		3,2	8.0.	6,2	8.0.	L еммевногев, 2010
Š	Sandstein der Altlengbach Formation		2,3	s.o.	11,2	8.0.	LEMMERHOFER, 2010
Sc	Schwarzschiefer (Antimonlagerstätte Schlaining-Goberling)	12	12	4 (1–12)			Nawaratne, 1989

Helvetikum (Kalkstein, Mergelstein, Mergel, Tonmergel; u.g. Sandstein, Konglomerat, Kohle; Trias-Paläogen)

189	roter Sandstein des Wildflysch (Feuerstätter Decke)	က	0,5	0,3 (0,2–0,5)	4	2,5 (2-4)	IUL, 2004*
190	Leimern-Mergel (Ultrahelvetikum)	-	6,0		4		IUL, 2004*
191	Sandiger Mergel (Ultrahelvetikum, Liebensteiner Decke)	4	0,5	1,3 (0,5–1,4)	2	6,9 (2–9)	IUL, 2004*
192	Amdener Mergel (Helvetikum)	4	1,5	1,4 (1–2,6)	2	2	IUL, 2004*
193	Seewerkalk (Helvetikum)	က	1,4	0,4 (0,2–1,4)	80	4 (2–8)	IUL, 2004*
194	Schrattenkalk (Helvetikum)	တ	1,8	1 (0,4–3,2)	4	2,2 (2-4)	IUL, 2004*
195	Kalkstein/ -schiefer (Drusbergschichten, Helvetikum)	9	6,0	1 (0,7–1,6)	2	2,9 (2–7)	IUL, 2004*

Ikalk (Helvetikeliger Kalk (Zeener Kalk (Heener Kalk (Heelkalk Ges Rel	int int	Kieselkalk (Helvetikum)10,2Mergeliger Kalk (Zementsteinschichten, Helvetikum)30,91Quintener Kalk (Helvetikum)30,20,5Mergelkalk des Rehkogelgrabens (Ultrahelvetikum)14,4	2 1 (0,9–1,2) 4 0,5 (0,2–2,8) 2	3,4 (2–5)	IUL, 2004* IUL, 2004* IUL, 2004*
--	---------	--	---------------------------------------	-----------	----------------------------------

Subper	Subpennnikum – S<i>ubpenninisches Basement</i> (Schwarz-, Grafit-, Porphyrmaterialschiefer, u.g. Konglomerat; Jungpaläozoikum)	materials	chiefer, u.ç	g. Konglomerat; 🎍	Jungpaläc	ozoikum)	
200	Pophyrmaterialschiefer	-	က		15		VeseLA et al., 2011
Subper	Subpennnikum – Subpenninisches Basement (Orthogneis, Granit ("Zentralgneise"); Oberkarbon-Unterperm)	ılgneise",	ı; Oberkark	oon-Unterperm)			
201	Ahorn-Porphyrgneis	-	10		34		SCHERMAIER, 1993
202	Mylonit	_	10		20		SACK, 2008
203	feinkörniger Ahorn-Gneis	5	21	9,6 (5–21)	79	53,6 (41–79)	Vesela et al., 2011
204	Granitgneis der nördlichen Sulzbachzunge	-	4		17		SCHERMAIER, 1993
205	Tonalit/Granodiorit des Zillertal-Venediger-Kerns	10	4	1,2 (1–4)	7	3,9 (1–18)	SCHERMAIER, 1993
206	Knorrkogelgneis (Löbbenthörl)	7	4	1,5 (1–4)	16	13,2 (11–16)	GRITZ, 1990
207	Knorrkogelgneis (südl. Stallkogel)	9/10	2	1,7 (1–5)	14	12,3 (10–14)	GRITZ, 1990
208	Granatspitzkernmetagranit (Landeggalm)	∞	5	3 (1–5)	10	12,8 (10–17)	GRITZ, 1990
209	Orthogneis (Brochetkopf)	œ	10	8,2 (7–10)	31	31,4 (28–35)	GRITZ, 1990
210	Granatspitzgneis	9	2	1,3 (1–2)	7	12,1 (8–21)	SCHERMAIER, 1993
211	Scharkogelgneis	6/4	က	1,6 (1–3)	12	13,4 (12–15)	GRITZ, 1990
212	Sonnblickgranit, feinkörnig	9		9,2 (6–11)		29,5 (10–49,9)	HAUNSCHMID, 1993
213	Sonnblickgranit, porphyrisch	11		10,7 (9–15)		23,3 (10–31,9)	HAUNSCHMID, 1993
214	Siglitzgneis	11	6,5	7,6 (4–13)	23,3	21,6 (13–28)	HAUNSCHMID, 1993
215	Romategneis	က		17,4 (11,5–37)		66,2 (58–77)	HAUNSCHMID, 1993
216	A-Tyg Granit, Prossauer Granit	16		6,6 (1–15,3)		17,9 (10–44)	HAUNSCHMID, 1993
217	Kölnbreinleukogranit	15		2,4 (1–4)		5,8 (2-12)	HAUNSCHMID, 1993
218	A-Typ Granit, Biotitaugengneis			8.0.		s.o.	HAUNSCHMID, 1993
219	Großelendflasergranit	3/5		-		13 (8–24)	HAUNSCHMID, 1993
220	Hochalmporphyrgranit	15	ო	2,9 (1–11)	17	13,9 (8–27)	HAUNSCHMID, 1993
221	Hochalmporphyrgranit		9	8.0.	19	8.0.	HAUNSCHMID, 1993
222	Maltatonalit	5/17		4,1 (1–16)		12 (6–22)	HAUNSCHMID, 1993
223	Granitoide des Gößkern	6/4		1,8 (1,5–3)		7,8 (5–12)	HAUNSCHMID, 1993

Punkt- Nr.	Gestein	Analy- senan- zahl (n)	(mdd)	Uran: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Th (ppm)	Thorium: Geometrisches Mittel (Min-Max) (ppm)	Quelle
Subpen	Subpennnikum – Subpenninisches Basement (undifferenziert)						
224	Metarhyolith des Pfitsch-Mörchner Beckens	-	9		16		Vesela et al., 2011
225	Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis (Metarhyolith) der Habach-Formation	-	7		17,4		VAVRA, 1989
226	Metadiorit der Habach-Formation	4	Ξ	6,7 (5–11)	25	17,2 (5–29)	CARL et al., 1989
227	Muskovit-Mikroklin-Gneis (K1-Gneis des Westfeldes der Scheelitlagerstätte)	28/21	42,8	30,2 (6–49)	21,1	29,6 (16–48,1)	Еісннови, 1995
228	Muskovit-Plagioklasgneis des Zwölferzuges	17	2	3 (1–7)	ω	6,2 (2–12)	BANKHAMMER, 2004
229	Zweiglimmer-Plagioklasgneis der Basisschieferfoge (Habach-Formation)	12	9	3,2 (1–7)	Ξ	5,9 (1–11)	G⊩G et al., 1989
230	Paragneis der Riffldecke	9	က	2,4 (2–3)	23	15,4 (11–23)	GRITZ, 1990
231	Hornblende-Plagioklasgneis des Zwölferzuges	-	30		53		PESTAL, 1983
232	Plagioklasgneis, Metabasit-Komplex der Ankogelmulde	2	4	(3–4)	4,3	(3,7-4,3)	VAVRA, 1989
233	Albit-Muskovit-Quarz-Gneis (Kareckserie)	4	3,9	1,1 (0,3–3,9)	20	5 (1–20)	RONACHER, 1997
Moldan	Moldanubikum, Moravikum – <i>Basementeinheiten der Böhmischen Masse</i> (Variszische Intrusiva)	sse (Varisz	zische In	trusiva)			
235	Bärenstein Granit (Eisgarner Granit)	က	12	11,7 (11–12)	22	23,7 (19–32)	ALLETSGRUBER, 2007
236	Mauthausener Granit	2	2	4 (2–9)	30	20,7 (15–30)	ALLETSGRUBER, 2007
237	Feinkorngranit	-	က		19		ALLETSGRUBER, 2007
238	Schlierengranit	ω	4	2,3 (0,5–5)	23	21,2 (5–71)	Schubert (mündl. Mitt.)
239	Altenberger Granit	9	10,3	9,4 (8–11,1)	14,4	15,8 (14,4–17,7)	Schuberr et al., 2003
240	Weinsberger Granit	8/9	4	5 (3–9)	30	30,9 (22–48)	VELLMER, 1992
241	Migmagranit	2	15,3	7,6 (5,1–15,3)	29	19,3 (11,5–30,7)	Schubert et al., 2003
242	Freistädter Granodiorit	2	2,9	1,8 (1,1–2,9)	6,7	6,1 (4,2–7,9)	Schubert et al., 2003
243	Feinkörniger Tragwein Granit	18	11	5,8 (3-11)	30	23,9 (11–36)	L ептсн, 2007
244	Mauthausener Granit	4/10	10	11,4 (7–17)	59	26,4 (20–34)	VELLMER, 1992
245	Thoriumgranit	2	4	(5,3–14)	119	(119-124)	Göb et al., 1996
246	Weinsberger Granit	9	7	3,3 (1–7)	45	35,1 (24–45)	ALLETSGRUBER, 2007
247	Nebelsteingranit	7	11	7,9 (6–11)	80	7,5 (5–11)	HUMER, 2003
248	Weitraer Granit (Haupttyp)	32	10	5,8 (3-10)	22	24,5 (20–32)	HUMER, 2003
249	Eisgarner Granit	31	13	7,8 (3–14)	19	27,5 (15–50)	Нимев, 2003

250	Weitraer Granit (Subtyp Schützenberg)	36	10	7 (4–13)	39	34,5 (24–42)	HUMER, 2003
251	Weinsberger Granit		က	8.0.	28	8.0.	ALLETSGRUBER, 2007
252	Eisgarner Granit, franktioniert	4	œ	7,3 (5–10)	7	6,5 (6–7)	HUMER, 2003
253	Eisgarner Granit	3/4	20	15,3 (12–20)	32	34,9 (32–38)	VELLMER, 1992
254	Schremser Granit	2	12	(12–14)	21	(21–28)	VELLMER, 1992
255	Rastenberger Granodiorit	80	16	9,6 (3,3–16)	53	43 (22–53)	VELLMER, 1992
256	Mafische Einschlüsse im Rastenberger Granodiorit	4	16	10,1 (7,5–16)	99	46,1 (29–58)	VELLMER, 1992
Moldai	Moldanubikum, Moravikum – <i>Basementeinheiten der Böhmischen Masse</i> (Granitoide Gesteine)	e (Granit	toide Gest	eine)			
257	Gföhler Gneis	4	1,1	1,1 (0,4–1,9)	œ	9,4 (6,2–13)	VELLMER, 1992
258	Gföhler Gneis		1,9	8.0.	12	8.0.	VELLMER, 1992
259	Pegmatit	Ξ	7	4,8 (2–7)	13	11 (5–15)	Kreutzer, unpubl. Daten
260	Eggenburger Hauptgranit	32	0	5,4 (3–9)	12	12,6 (10–15)	Kreutzer, unpubl. Daten
Moldai	Moldanubikum, Moravikum – <i>Basementeinheiten der Böhmischen Mass</i> e (undifferenziert)	e (undiff	erenziert)				
262	Cordierit- Paragneis	7	7	(3-7)	15	(9–15)	ALLETSGRUBER, 2007
263	Mylonitischer Gneis	2	3,1	0,6 (0,3–3,1)	28,7	6,3 (3,2–28,7)	Z ЕІТLНОFЕR, 2009
264	Mylonitischer Gneis		0,3	8.0.	2,8	8.0.	Z ЕІТLНОFЕR, 2009
265	Grafit (Bunte Serie)	7	1,8	1,7 (0,3–6,5)	4,2	2,2 (0,1–12,9)	Wagner, 2009
266	Diorit, Typ Gebharts	3/6	4,2	4,1 (4–4,2)	28	19,5 (8–28)	VELLMER, 1992
267	Granulit (intermediär bis felsisch)	30/33	2,2	0,4 (0,1–2,2)	2,8	1,5 (0,2–7,5)	VELLMER, 1992
268	Grafitführendes Kalksilikatgestein (Bunte Serie)	10	7	4,4 (1,1–7,5)	Ħ	6,3 (2,5–11)	SCHRAUDER, 1991
269	Grafit (Bunte Serie)		6,5	8.0.	12,9	8.0.	Wagner, 2009
270	Granulit (intermediär bis felsisch)		2,0	8.0.	3,9	8.0.	VELLMER, 1992
271	Granulit (intermediär bis felsisch)		0,4	8.0.	1,5	8.0.	VELLMER, 1992
272	Granulit (intermediär bis felsisch)		0,3	8.0.	4,1	8.0.	VELLMER, 1992
273	Grafitgneis (Bunte Serie)	12	1,6	5,4 (1,6–30)	9,0	3,2 (0,6–11,1)	SCHRAUDER, 1991
274	Granulit (intermediär bis felsisch)		6,0	8.0.	2,2	8.0.	Vецемев, 1992
1							

Tab 4.7.

Uran-und Thoriumgehalte der in der Karte dargestellten Probenpunkte zur Gesteinschemie (Punkt-Nr. bezieht sich auf die Nummerierung in der Karte; Uran (ppm) ist der in der Karte angegeben Einzelwert einer Analyse, Thorium (ppm) der zugehörige Thoriumwert. Bei Vorhandensein mehrerer Analysen – bezogen auf die spezielle Lithologie (teils gruppiert) sowie mit einem räumlichen Zusammenhang – sind die entsprechenden Werte (geometrisches Mittel, Minimum, Maximum) angegeben. Falls mehrere Punkte einer vergleichbaren Lithologie in der Karte dargestellt sind, sind die zugehörigen Kennwerte im jeweils obersten Eintrag zu dieser Lithologie zu finden.

* IUL = Institut für Umweit und Lebensmittelsicherheit (Gesamtgesteinsgeochemie Vorarberg, unveröff. Daten, Amt der Vbg. Landesregierung).

4.3.3 Uran- und Thoriumgehalte aus geophysikalischen Messungen

(G. SCHUBERT)

Für die Bewertung des Potenzials des geologischen Untergrundes, Radionuklide in das Grundwasser abzugeben, wurden auch die Ergebnisse der Aeroradiometrie der Geologischen Bundesanstalt (Hubschraubergeophysik) statistisch ausgewertet. Die Herkunft der verwendeten Daten ist in Kapitel 2.2 dokumentiert. Die Abbildungen 4.6 und 4.7 vermitteln einen Überblick zur räumlichen Verteilung der aeroradiometrisch bestimmten Äquivalent-Konzentrationen der beiden Elemente. Das Ergebnis der Auswertung ist in den Tabellen 4.8 (Uran) und 4.9 (Thorium) wiedergegeben.

Aeroradiometrie - Uran-Äquivalent (ppm)

Geologische Einheiten	IDs	N	MW	Max.
Quartär	1–4	62.150	1,6	13
Molasse und inneralpine Neogen-Becken	5	79.945	1,7	13
Südalpines Basement	12	2.308	1,2	9
Oberostalpin – Gosau-Gruppe bis Trias der Nördlichen Kalkalpen (ohne Hauptdolomit)	13–15, 17	4.490	1,2	8
Oberostalpin – Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen	16	477	2,0	11
Oberostalpin – "Permoskyth" der Nördlichen Kalkalpen	18	3.398	1,9	10
Oberostalpin – paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen (Norische Decke der Grauwackenzone)	19	14.981	2,0	10
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis Mitteltrias (ohne Hauptdolomit)	20–22, 24	9.442	1,2	6
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Hauptdolomit	23	3.087	1,7	8
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; "Permoskyth" und "Permokarbon"	25–26	3.829	1,7	10
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	3704	2,1	7
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	41.128	1,4	8
Unterostalpin – Jura bis Mitteltrias	29–31	966	1,4	6
Unterostalpin – "Permoskyth" und "Porphyroid"	32–33	554	1,5	4
Unterostalpin – Basement und variszische Intrusiva	34–35	4.200	1,2	5
Penninikum und Äquivalente	36	6.289	1,3	6
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	45.890	2,0	7
Böhmische Masse – Orthogneise	48	10.234	1,6	8
Böhmische Masse – Kristallin ohne variszische Intrusiva und Orthogneise	49	30.486	1,7	7
Gesamter Datensatz (ohne Ausland)	1–49	329.535	1,7	13

Tab. 4.8. Statistik zu den Urangehalten der Hubschraubergeophysik. Die IDs der geologischen Einheiten entsprechen den Legendennummern in der Themenkarte. N ist die Anzahl der auf der jeweilige geologische Einheit liegenden Pixel mit 200 m Seitenlänge, MW der Mittelwert. Weitere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht. Die gemessenen Äquivalent-Konzentrationen betreffen die oberste Bodenschicht, und sind daher generell niedriger als jene des Muttergesteins (vgl. Kapitel 4.3.2).

Grundsätzlich war bei der Auswertung festzustellen, dass die mit der Aeroradiometrie gemessenen Uranund Thorium-Äquivalentkonzentrationen – verglichen mit den direkt am Gestein bestimmten Uran- und Thoriumgehalten – generell niedriger sind. Beispielsweise beträgt der im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusiva der Böhmischen Masse mit der Aeroradiometrie gemessene Mittelwert 2,0 ppm Uran-Äquivalent,

während das arithmetische Mittel bei den entsprechenden Gesteinsproben 7,7 ppm ausmacht (vgl. Tab. 4.6, 4.8). Im gleichen Gebiet ergibt beim Thorium der Mittelwert der Aeroradiometrie 18,4 ppm (Tab. 4.9), während sich bei den Gesteinsproben das arithmetische Mittel auf 30,5 ppm beläuft (vgl. Tab. 4.6, 4.9). Diese generell niedrigeren Werte der Hubschraubergeophysik sind wahrscheinlich im Wesentlichen darauf zurück-

Aeroradiometrie - Thorium-Äquivalent (ppm)

Geologische Einheiten	IDs	N	MW	Max.
Quartär	1–4	62.616	9,5	57
Molasse und inneralpine Neogen-Becken	5	80.002	13,1	76
Südalpines Basement	12	2.308	7,6	115
Oberostalpin – Gosau-Gruppe bis Trias der Nördlichen Kalkalpen (ohne Hauptdolomit)	13–15, 17	4.492	3,0	19
Oberostalpin – Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen	16	477	2,3	8
Oberostalpin – "Permoskyth" der Nördlichen Kalkalpen	18	3.398	6,7	20
Oberostalpin – paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen (Norische Decke der Grauwackenzone)	19	14.986	8,1	25
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis Mitteltrias (ohne Hauptdolomit)	20–22, 24	9.449	3,0	14
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Hauptdolomit	23	3.087	2,4	8
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; "Permoskyth" und "Permokarbon"	25–26	3.829	5,5	18
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	3.704	7,1	18
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	41.171	6,8	26
Unterostalpin – Jura bis Mitteltrias	29–31	966	4,3	13
Unterostalpin – "Permoskyth" und "Porphyroid"	32–33	557	6,3	18
Unterostalpin – Basement und variszische Intrusiva	34–35	4.200	7,2	18
Penninikum und Äquivalente	36	6.331	9,7	29
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	45.946	18,4	61
Böhmische Masse – Orthogneise	48	10.286	14,0	63
Böhmische Masse – Kristallin ohne variszische Intrusiva und Orthogneise	49	30.537	14,5	79
Gesamter Datensatz (ohne Ausland)	1–49	330.319	11,3	115

Tab. 4.9.
Statistik zu den Thoriumgehalten der Hubschraubergeophysik. Die IDs der geologischen Einheiten entsprechen den Legendennummern in der Themenkarte. N ist die Anzahl der auf der jeweilige geologische Einheit liegenden Pixel mit 200 m Seitenlänge, MW der Mittelwert. Weitere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

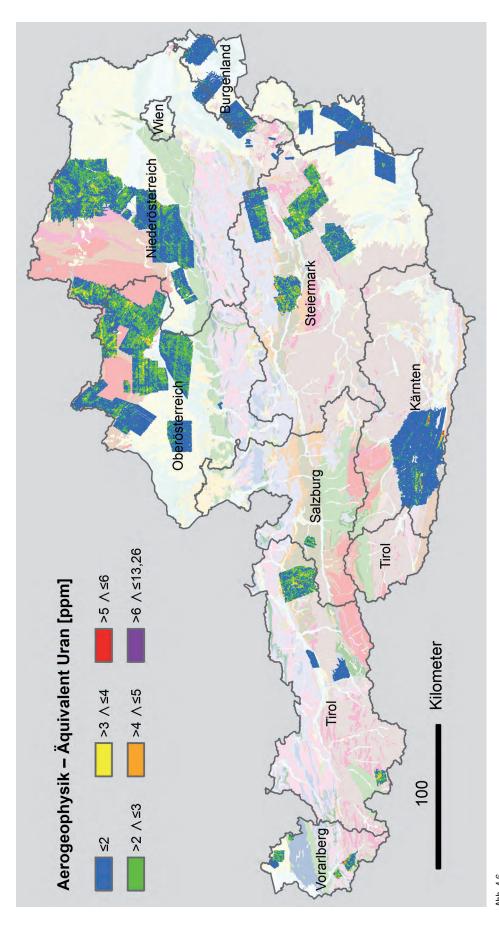


Abb. 4.6. Übersichtskarte zu den Uran-Äquivalent-Konzentrationen der Hubschraubergeophysik. Die Befliegungsgebiete werden in Kapitel 2.2 dokumentiert. Das Messergebnis betrifft die oberste Bodenschicht und ist daher generell niedriger als die direkt am Gestein gemessenen Konzentrationen. Ein relativer Vergleich ist jedoch trotzdem möglich und kann sehr hilfreich für Abschätzungen in Regionen ohne Gesteinsdaten sein. Die Legende zum geologischen Hintergrund entspricht der Legende der Themenkarte.

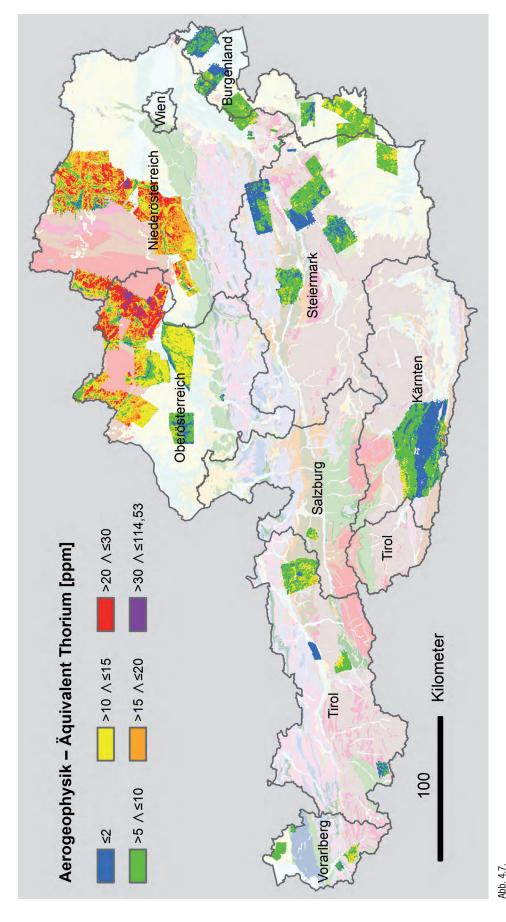


Abb. 4.7. Übersichtkarte zu den Thorium-Äquivalent-Konzentrationen der Hubschraubergeophysik. Die Befliegungsgebiete werden in Kapitel 2.2 dokumentiert. Die Legende zum geologischen Hintergrund entspricht der Legende der Themenkarte.

zuführen, dass hier die in der Regel hohlraumreiche, oberste Bodenschicht gemessen wird. Nichtsdestotrotz eignen sich die aeroradiometrischen Daten ausgezeichnet für einen relativen Vergleich der Uran- bzw. Thoriumgehalte der unterschiedlichen geologischen Einheiten. Die Abbildungen 4.8 und 4.9 enthalten zwei Beispiel, die das veranschaulichen sollen.

Uran

Im Datensatz der Aeroradiometrie (vgl. Tab. 4.8) weisen folgende geologische Einheiten die höchsten mittleren Uran-Äquivalent-Konzentrationen auf: Oberostalpine Orthogneise: 2,1 ppm, Hauptdolomit (Nördliche Kalkalpen): 2,0 ppm, paläozoische Basis der Nördlichen Kalkalpen: (Norische Decke der Grauwackenzone) 2,0 ppm, Granite der Böhmischen Masse: 2,0 ppm und "Permoskyth" der Nördlichen Kalkalpen: 1,9 ppm. Im Vergleich dazu liegt der Mittelwert des Gesamtdatensatzes bei 1,7 ppm Uran-Äquivalent.

Thorium

Der Mittelwert des Aeroradiometrie-Datensatzes beträgt beim Thorium 11,3 ppm. Die bei weitem höchsten Thorium-Äquivalent-Mittelwerte sind in der Böhmischen Masse zu verzeichnen (siehe Tabelle 4.9): 18,4 ppm im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusivgesteine, 14,0 ppm im Bereich der Orthogneise und 14,5 ppm im Verbreitungsgebiet der sonstigen Gesteine der Böhmischen Masse. Damit zeichnen sich die variszischen Intrusivgesteine der Böhmische Masse auch bei der Aeroradiometrie durch die höchsten Thorium-Konzentrationen aus, wenngleich das absolute Niveau bei den drei genannten Methoden unterschiedlich ist. Bei den Gesteinsanalysen (Tab. 4.6) beträgt im Verbreitungsgebiet der variszischen Intrusiva der Böhmischen Masse das arithmetische Mittel der Thorium-Konzentration 30,5 ppm, bei der Bachsedimentgeochemie (Tab. 4.5) liegt das Perzentil P50 bei 61 ppm Thorium.

Die deutlich höheren Werte bei der Bachsedimentengeochemie im Vergleich zur Gesteinschemie und Aeroradiometrie wird vermutlich auf eine Anreicherung der thoriumhaltigen Minerale in der Bachsedimentfraktion zurückzuführen sein. Des weiteren wird bei der Aeroradiometrie nur der oberste Bodenbereich erfasst, was messtechnisch zwangsweise zu gegenüber einer direkten Laboranalytik höheren Ungenauigkeiten führt. Das mindert aber keineswegs das Verfahren bzw. den Einsatz der Aeroradiometrie, vielmehr können rasch über große Gebiete zumindest erhöhte Werte von Radionukliden (z.B. Reaktorunfälle und Einträge über Niederschläge oder aber auch aufgrund natürlicher Gesteinskonzentrationen) kostengünstig festgestellt werden. Für die natürliche Verteilung von Radionukliden sind die Ergebnisse insbesondere für jene Regionen wichtig, in denen keine oder nur ungenügend Gesteinsanalysen vorliegen.

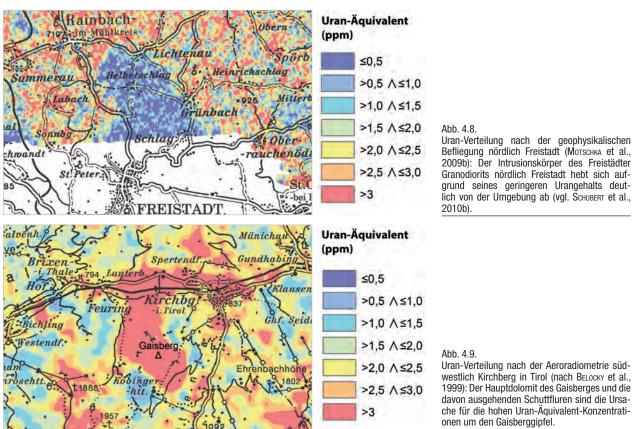


Abb. 4.9. Uran-Verteilung nach der Aeroradiometrie südwestlich Kirchberg in Tirol (nach Belocky et al., 1999): Der Hauptdolomit des Gaisberges und die davon ausgehenden Schuttfluren sind die Ursache für die hohen Uran-Äquivalent-Konzentrationen um den Gaisberggipfel.

5 Radionuklide im Grundwasser

5.1 Zum Verhalten der Radionuklide im Wasser

(R. BERKA)

Das unterschiedliche Verhalten von Uran und Thorium im exogenen Bereich (Verwitterung etc.) wurde bereits im Zusammenhang mit den sekundären Anreicherungen dieser Elemente wie in Phosphoriten, Ligniten, Bauxiten etc. angesprochen (vgl. Kapitel 4.1.3). Diese Anreicherungen sind wiederum zusätzliche Ausgangspunkte für die weitere Verbreitung der Elemente und ihrer Zerfallsprodukte im aquatischen System.

Die wichtigsten Träger der natürlichen Radioaktivität im Grundwasser sind das Uran-238, dessen Tochternuklide Uran-234, Radium-226 und Radon-222 sowie das Radium-228, ein Tochternuklid des Thorium-232. Aufgrund der geringen Löslichkeit des Thoriums im Wasser scheidet das Thorium als relevante Strahlungsquelle in diesem System aus. In Kapitel 1 sind die Zerfallsreihen und die jeweiligen Halbwertszeiten angeführt. Die Zusammenhänge, die sich aus den Zerfallsreihen und deren zeitlicher Stabilität ergeben, haben für die Verteilung der einzelnen Radionuklide und ihrer Verhältnisse zueinander und in weiterer Folge für die Interpretation von Grundwasserdaten eine große Bedeutung.

Die Haupteinflussgrößen für die Mobilität des Urans, Thoriums und anderer Radionuklide im Grundwasser sind der pH-Wert sowie das Redoxpotenzial (Eh-Wert). Entsprechend der unterschiedlichen Bedingungen (sauer bis alkalisch; hohes oder geringes Redoxpotenzial) ergeben sich verschiedene Stabilitätsbereiche der Elemente und ihrer Verbindungen. Die genannten Radionuklide haben im aquatischen Bereich ein unterschiedliches geochemisches Verhalten, was zu weiteren Fraktionierungen der Radionuklide führt. Deshalb zeigen Mutter- und Tochternuklide – wie Uran und Radium – in Grundwässern üblicherweise keine gute Korrelation.

Für das Uran wurde bereits oben festgestellt, dass es in der oxidierten Form (sechswertig) im sauren Bereich als Uranylion bzw. im leicht basischen Bereich als Uranylanionenkomplex (z.B. Karbonat-Komplex, Sulfat-Komplex) gut löslich ist und somit eine hohe Mobilität besitzt. Auch organische Komplexbildungen tragen im oxidierenden Milieu zu erhöhter Mobilität bei. Dadurch sind weite Verfrachtungen des Urans möglich. Die höchsten Uran-Konzentrationen in Grundwässern des Newark Beckens (New Jersey, USA) wurden im schwach alkalischen Bereich (pH 7–8) festgestellt (vgl. SZABO & ZAPECZA,

1991: 259). Durch Änderungen des geochemischen Milieus in den reduzierenden Bereich wird Uran durch Adsorption (sehr effektiv durch humose Substanzen) oder Fällung zunehmend immobil. Diese Vorgänge können auch lagerstättenbildend sein (vgl. Pohl., 2005, Infiltrationslagerstätten). Ein Übergang in den reduzierten vierwertigen Zustand scheint im sulfidischen Milieu möglich. In Laboruntersuchen wurde festgestellt, dass Uran-234 gegenüber Uran-238 leichter aus dem Gestein mobilisierbar ist (vgl. Blum & Erel, 2003: 370).

Demgegenüber zeigt das Radium ein umgekehrtes Verhalten. In Wässern mit hohen Chloridgehalten und unter reduzierenden Bedingungen (z.B. hochsalinare Wässer in tiefen Beckenaquiferen) besitzt Radium seine höchste Mobilität. Radium zählt zur Gruppe der Erdalkalimetalle und hat ein dem Barium, dem leichteren Homolog, vergleichbares geochemisches Verhalten. Im Verwitterungsprozess ist es durch Fällung (in Sulfaten) oder durch Adsorption (an Tonminerale, Hydroxide) nur gering mobil. In natürlichen Wässern unter oxidierenden Bedingungen ist Radium als zweiwertiges Ion grundsätzlich löslich, jedoch ist seine Mobilität in einem weiten pH-Eh-Bereich - in Analogie zum Barium - stark vom Lösungsgleichgewicht mit Sulfaten oder Karbonaten abhängig. Bariumsulfate und -karbonate sind allgemein schwer löslich. Radium wird aufgrund seiner geringen Konzentration wahrscheinlich im Barium- oder Kalziumsulfat substituiert. Szabo & Zapecza (1991: 262) geben drei Faktoren an, die Vorkommen und Konzentration des Radiums kontrollieren: Adsorption an Eisen- und Manganhydroxide, Ionenaustauschverhalten mit Tonmineralen und Fällung mit Erdalkalisulfaten.

Das unterschiedliche geochemische Verhalten im aquatischen System bewirkt meist eine Trennung von Uran-238 und Radium-226, d.h., einer hohen Konzentration von Uran im Grundwasser steht eine vergleichsweise geringe Konzentration von Radium gegenüber (und umgekehrt) (vgl. ZAPECZA & SZABO, 1988: 50).

Hinsichtlich der Verbreitung von Radium-228 wurde oben die hohe Immobilität des Mutternuklids Thorium-232 festgestellt, woraus eine generell geringere Verfrachtungsmöglichkeit von Radium-228 abgeleitet werden kann. Unter spezifischen Voraussetzungen, wie z.B. Anreicherung von Thorium im Aquifer oder eine spezifische geochemische Charakteristik der Wässer, die zu erhöhter Mobilität des Radiums führen, kann auch das Radium-228 einen relevanten Beitrag zur Gesamtstrahlungsaktivität liefern. Untersuchungen in den USA ergaben, dass in Proben mit Radium-226 meist auch Radium-228 vorhanden ist. Aus einer Sammlung von Daten in den USA ergibt sich eine

Spannweite des Aktivitätsverhältnisses Radium-226/Radium-228 von 14 bis zu 0,07 (vgl. Focazio et al., 2001: 20). In Monitoringprogrammen kommt ein Aktivitätsverhältnis Radium-226/Radium-228 von 1,5 zur Anwendung.

Weitere wichtige Produkte der Zerfallsreihen (Abb. 1.1) von Uran-238 und Thorium-232 sind Radon-222 (Radon, entsteht aus Radium-226) bzw. Radon-220 (auch Thoron genannt). Beide sind radioaktiv und gehen durch α-Zerfall in Polonium über. Die Halbwertszeit des Thoron beträgt 55,6 Sekunden, weshalb es für die gegenständliche Fragestellung außer Betracht bleiben kann. Radon-222 hat eine Halbwertszeit von 3,825 Tagen. Radon ist ein Edelgas, weshalb es von seinem Entstehungsort zu entweichen versucht (Emanation). So kann es zur Ansammlung von Radon in der Bodenluft, in diversen Hohlräumen (z.B. Höhlen, Stollen) wie auch in Gebäuden (insbesondere Kellerräume) kommen. Räumlichkeiten mit potenziell erhöhter Konzentration von Radon, das dem Wasser entweicht, sind z.B. Brunnen- oder Quellstuben, Sanitärräume u.Ä. Die primäre Gefährdung für den Menschen liegt in der Einatmung von Radon und dem Festsetzen der ebenfalls strahlenden Folgeprodukte in der Lunge (kanzerogen). Strahlenbelastung kann weiters auch aus der Verbreitung und Ablagerung der strahlenden Folgeprodukte (Polonium, Blei, Bismut) in der Umgebung entstehen.

Untersuchungen von Trinkwässern der USA ergaben eine weite Streuung der Radongehalte von etwa 5 bis über 300 Bq/l. Diese Werte umfassen den Bereich der geometrischen Mittelwerte von 17 US-Staaten (vgl. EPA, 1999: 5-37). Grundsätzlich ist die Aktivität des Radons im Grundwasser um ein vielfaches größer als diejenige von Uran und Radium und es zeigt sich, dass die Radonkonzentrationen im Wesentlichen von den lithologischen Verhältnissen des Aquifers bestimmt sind (vgl. Szabo & ZAPECZA, 1991: 262). Zwar besteht eine Korrelation von Radon- und Radiumgehalt in den Wässern, jedoch ist das Verhältnis derart hoch, dass ein Großteil des Radons aus dem Gesteinskörper und dem darin enthaltenem Radium entstammen muss. Weite Transporte des Radons sind aufgrund der kurzen Halbwertszeit beschränkt, andere chemische Prozesse wegen des Edelgas-Charakters nicht möglich. Szabo & Zapeczka (1991) nennen noch Faktoren wie Förderrate, hydrodynamischer Dispersionskoeffizient, Radonemanationskoeffizient etc., welche die Radonkonzentration im Grundwasser beeinflussen.

5.2 Radionuklide in den Grundwässern Österreichs – regionale Verteilung und Interpretation

(G. Schubert, R. Berka, Ch. Katzlberger & R. Philippitsch)

Zum Staatsgebiet der Vereinigten Staaten von Amerika gibt es zahlreiche veröffentlichte Studien über den Radionuklidgehalt von Grund- bzw. Trinkwässern (siehe z.B. Focazio et al., 2001 und Szabo et al., 2012). Zum Teil wurde bei diesen amerikanischen Studien auch der geologische Hintergrund mitberücksichtigt (z.B. AYOTTE et al., 2007; hier wurden Aeroradiometrie-Karten für die Bewertung des Untergrundes herangezogen) und auch aus anderen Ländern gibt es Studien zum gegenständlichen Themenkreis, wenngleich diese in der Regel selten in englischer Sprache zugänglich sind. Als Beispiele für englischsprachige Arbeiten seien hier FRENGSTAD et al., 2002 - eine Studie zu Radon, Uran und weiteren Spurenelementen in norwegischen Aquiferen - und Knutsson & OLOFSSON, 2002 - eine Publikation zu Radongehalten in Grundwässern im Raum Stockholm genannt; letztere Arbeit enthält auch eine Übersicht zum Radonpotenzial Schwedens.

In Österreich wurde im Jahr 1991 durch das Gesundheitsministerium eine landesweite Studie zur Radonbelastung im Bundesgebiet veranlasst. In der Folge beteiligten sich auch das Bundeskanzleramt, das Sozialministerium und das Bundesministerium für Land und Forstwirtschaft an der Finanzierung des Vorhabens. An der Durchführung dieses österreichischen nationalen Radonprojekts (ÖN-RAP) waren zahlreiche Forschungsinstitutionen beteiligt (H. FRIEDMANN et al., 2007: 1-4). Untersuchungsgegenstand waren in erster Linie die Radonkonzentration in Räumen und die Ermittlung der regional unterschiedlichen Radonpotenziale. Bossew et al. (2008) versuchten in der Folge, diese Radonpotenziale in Hinblick auf eine grobe geologische Klassifizierung statistisch auszuwerten. Es konnte nachgewiesen werden, dass geologische Klassen für die Vorhersage eines mittleren Radonpotenzials geeignet sind, dass jedoch die Variabilität des Radonpotenzials und damit die Ungenauigkeit der Vorhersage umso größer wird, je breiter der Inhalt der geologischen Klasse gewählt wird. Die Verteilungen der Radonpotenziale innerhalb der geologischen Klassen verhielten sich im oberen Verteilungsschweif jedoch oft nicht log-normal -"Hot Spots" (erhöhte Konzentrationen) traten viel häufiger auf als modelliert.

Von der Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung in Wien (BALUF, später Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit, AGES) wurde in den 1990er-Jahren eine systematische Untersuchung der Radon-Konzentrationen der Grundwässer durchgeführt (Ditto et al., 1999). Die Beprobung erfolgte im Rahmen der vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft österreichweit durchgeführten Grundwassergüteerhebung. Ziel dieser Arbeit war es, einen Beitrag zur Auffindung von Gebieten mit erhöhtem Radonpotenzial zu leisten. Im Rahmen dieser Studie waren die mit Abstand höchsten Radon-Konzentrationen im Bereich der Böhmischen Masse, nämlich im unteren Mühlviertel und im Sauwald zu verzeichnen (415,5 bzw. 415,9 Bq/l), also in Gebieten, die vor allem von Granitoiden eingenommen werden. Aber auch in anderen Kristallingebieten traten höhere Werte auf. Die Messergebnisse wurden in Form von Tabellen und einer Übersichtskarte im Maßstab von etwa 1:2,5 Mio. publiziert.

Im Rahmen von zwei an der GBA durchgeführten Projekten - das erste wurde durch das Amt der Oberösterreichischen Landesregierung finanziell unterstützt (Schubert et al., 2003) - und zwei damit verbundenen Salzburger Diplomarbeiten (Gasser, 2006; Alletsgrußer, 2007) wurden im Mühlviertel (Oberösterreich) im Verbreitungsgebiet ausgewählter, petrografisch und geochemisch gut definierter kristalliner Gesteine deren Uran- und Thoriumgehalt und das im Grundwasser enthaltene Radon-222 und Radium-226 untersucht. Zum Teil wurde (von AIT-Austrian Institute of Technology) auch der Uran- und Thoriumgehalt im Grundwasser selbst bestimmt. Das Ergebnis zeigt einen signifikanten Zusammenhang zwischen dem Urangehalt der Gesteine und dem Radongehalt der Grundwässer auf. Die Messwerte lagen zwischen 1 und 15 ppm Uran im Gestein und 0,2 und 719,5 Bq/l Radon-222 im Grundwasser (Schubert et al., 2010a).

In den letzten Jahren wurden von der AGES zwei österreichweite Untersuchungen durchgeführt, in denen an Grundwassermessstellen neben Radon-222 auch die Radionuklide Tritium (3H), Uran-238 und Radium-226 analysiert wurden. In der Folge wurde an jenen Proben, in denen Uran-238, Radium-226 oder Radon-222 erhöhte Werte auftraten, auch Radium-228, Blei-210 und Polonium-210 ermittelt. Im Jahr 2012 untersuchte die AGES in der Folge Leitungswässer auf die genannten Radionuklide. Zudem wurden im Jahr 2013 vom Umweltbundesamt über das staatliche Grundwasser-Beobachtungsmessnetz (GZÜV) bundesweit an 1.977 Messstellen Uran als Metall bestimmt. Die Datensätze dieser vier Untersuchungen sowie die Analysen von Ditto et al. (1999) bilden im Wesentlichen die Grundlage für die im Folgenden dokumentierten statistischen Auswertungen.

Radon-222

Abbildung 5.1 und Tabelle 5.1 zeigen die räumliche bzw. statistische Verteilung der Radon-222-Gehalte in den österreichweiten Grundwasser-Datensätzen der AGES so-

wie einige zusätzliche Radon-222-Werte des Amtes der Steirischen Landesregierung (Kapitel 2.1.2). Nur einige wenige Analysen konnten nicht verortet werden und sind in die Auswertung nicht eingegangen. Für die Geostatistik wurden die einzelnen Grundwassermessstellen jenen geologischen Einheiten zugeteilt, auf denen sie in der Themenkarte zu liegen kommen. Die durch den kleinen Kartenmaßstab von 1:500.000 verursachte Unschärfe wird dabei durch die Statistik ausgeglichen.

Wie im Kapitel 4 mithilfe der Bachsedimentgeochemie und Aeroradiometrie sowie mit Gesteinsanalysen gezeigt wird, sind es vor allem die sauren Orthogesteine (Granite, Granitgneise etc.), die - abgesehen von Kohlen und Schiefern mit hohem Kohlenstoffanteil - die höchsten Uran-Konzentrationen aufweisen. Dies spiegelt sich klar in der Verteilung der Radongehalte im Grundwasser wieder. Der Medianwert (= Perzentil P50) der gesamten verwendeten Daten (Mittelwerte wurden nicht herangezogen, da einige Messwerte unter der Nachweisgrenze lagen) beträgt 18,9 Bg/l Radon-222 (Tab. 5.1). Die höchsten Medianwerte sind im Verbreitungsgebiet ostalpiner Granitgneise und der variszischen Intrusionen der Böhmischen Masse zu verzeichnen; das Perzentil P50 beträgt hier 83,0 Bg/l bzw. 55,7 Bg/l Radon-222. Deutlich über dem Perzentil P50 des gesamten Datensatzes liegen auch die Medianwerte der Subpenninischen Einheit (das sind die Zentralgneise mit ihrem alten Dach und der dazugehörigen Sedimentdecke; hier beträgt der gegenständliche Wert 31,9 Bq/l Radon-222) und das Kristallin der Böhmischen Masse ohne den variszischen Intrusionen (Medianwert 35,0 Bq/l Radon-222). Die Penninischen Einheiten - das sind die Flyschzone und die Schieferhüllen des Tauernfensters und ihre Äguivalente - weisen mit 6,0 Bq/l Radon-222 den niedrigsten Medianwert auf. Die in Tabelle 5.1 wiedergegebenen Maxima zeigen auf, dass - abweichend vom generellen Trend - lokal vergleichsweise hohe Werte möglich sind.

Weiters sei darauf hingewiesen, dass für den Radionuklidgehalt der quartären Sedimenten das Ausgangsmaterial, sprich die Beschaffenheit des Einzugsgebietes eine wichtige Rolle spielt. Zum Beispiel geht der erhöhte Radongehalt der Grundwassermessstelle bei Umhausen im Ötztal (Tirol) vermutlich auf das Konto eines umgelagerten Orthogneises. Das gleiche wird übrigens auch für die in Umhausen bekannt hohen Radongehalte in der Bodenluft angenommen (Keller, 1996).

In der vorliegenden Studie stellte sich heraus, dass von den untersuchten Radionukliden Radon-222 das einzige ist, dessen Konzentration im Grundwasser deutlich mit dem Urangehalt im Untergrund korreliert. Dieser Umstand kann darauf zurückgeführt werden, dass Radon-222 ein Edelgas ist, das keine chemischen Bindungen eingeht

und von dem daher ein merklicher Teil aus dem Gestein entweichen kann. Uran-238 und Radium-226 bleiben hingegen zumeist beinahe zur Gänze im Gestein gebunden und die Zerfallsprodukte des emanierten Radon-222 werden offensichtlich größtenteils wieder ausgefällt, wie die niedrigen Konzentrationen von Polonium-210 und Blei-210 im Wasser nahelegen (siehe unten). Radon-222 kann daher als Indikator für einen erhöhten Urangehalt im Gestein bzw. Sediment herangezogen werden, auch wenn keine Gesteinsanalysen vorliegen.

Element Uran

Um die verschiedenen Datensätze unterschiedlicher Herkunft vergleichen zu können, wurden die Uran-238-Aktivitäten (Bq/l) in Uran-Konzentrationen (µg/l) umgerechnet.

Im Unterschied zum Radon-222 ist bei der Verteilung des Urans im Grundwasser (siehe Abb. 5.2 und Tab. 5.2) ein zu einem großen Teil vom geologischen Hintergrund abweichendes Bild festzustellen. Eine Anhäufung von höheren Uran-Konzentrationen im Grundwasser (über 15 µg/l) ist vor allem im Nordosten des Bundesgebietes, nämlich im Horner Becken (Niederösterreich), im Weinviertel (Niederösterreich), im Wiener Becken (Wien/Niederösterreich) und im Seewinkel (nördliches Burgenland) zu verzeichnen. In den genannten Gegenden ist aber nur im Horner Becken und am Rand der Böhmischen Masse aufgrund der Herkunft der Lockersedimente (Abtragungsschutt der Böhmischen Masse) ein höherer geogener Hintergrundwert zu erwarten. In den anderen genannten Gegenden mit Urangehalten über 15 µg/l ist zu erwarten, dass neben der Geologie noch weitere Faktoren eine maßgebliche Rolle spielen. Denkbar ist die Aufkonzentration des Lösungsinhaltes aufgrund der im Nordosten des Bundesgebietes geringen Niederschlagshöhe. Des Weiteren ist auch noch der mögliche Einfluss durch die Phosphatdüngung in der Landwirtschaft zu untersuchen (Kumulation des Urans aus Phosphatdüngern; vgl. Dienemann & Uter-MANN, 2012). Dazu sollten die Ergebnisse aus dem zurzeit laufenden Forschungsprojekt über den Einsatz von uranhaltigen Düngemitteln in Österreich durch die AGES und das Umweltbundesamt (Laufzeit 2013-2015) dienlich sein. Im Rahmen dieses Vorhabens werden in den genannten Regionen mit intensiver Landwirtschaft auch Böden und Pflanzen auf Uran untersucht.

Auffällig ist auch, dass in den großen Porengrundwasser-körpern entlang der Donau – z.B. im Eferdinger Becken und Machland (Oberösterreich) sowie im Tullner/Kremser Feld (Niederösterreich) – die Urangehalte im Grundwasser teilweise leicht erhöht sind, obwohl dort aufgrund der Beschaffenheit der Geschiebe das nicht zu erwarten wäre. Bei einer Messstelle im Kremser Feld wird sogar der Grenzwert von 15 μg/l überschritten. Auch in diesen Becken entlang der Donau besteht noch Erhebungsbedarf, um eine klare Aussage treffen zu können.

Einige über 15 µg/l liegende Uran-Konzentrationen sind auch in den Ötztaler Alpen und im Umfeld des Tauernfensters festzustellen (siehe Abb. 5.2). Diese erhöhten Werte sind im Hinblick auf die bekannte Gesteinszusammensetzung wohl auf erhöhte Urangehalte im geologischen Untergrund selbst, bzw. auch auf eine entsprechende Mineralogie/Verfügbarkeit zurückzuführen. Beispielsweise Umhausen im Ötztal und Bad Gastein sind für die höhere radiogene Belastung des Untergrunds schon lange bekannt.

Radium-226

Abbildung 5.3 und Tabelle 5.3 geben die Verteilung der Radium-226-Konzentrationen wieder. Generell sind die Konzentrationen sehr gering (das Perzentil P95 liegt bei < 0,05 Bq/l Radium-226). Ein signifikant gehäuftes Auftreten von höheren Werten ist nur im Horner Becken und im Umfeld der Gmünder Bucht (beides in Niederösterreich; die Gmünder Bucht ist der österreichische Anteil des Beckens von Třeboň) zu verzeichnen. In beiden Bereichen bildet Abtragungsschutt der Böhmischen Masse die Beckenfüllung, wobei im Horner Becken Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation (Egerium) und in der Gmünder Bucht die Klikov-Formation ("Gmünder Schichten"; Oberkreide) vorherrschen. Nördlich von Gmünd finden zudem Granite vom Typus Eisgarn weite Verbreitung (siehe Schnabel, 2002), die für ihren höheren Gehalt an Radionukliden bekannt sind (Schubert et al., 2010a). Eine Messstelle mit einem einzelnen deutlich erhöhten Wert ist bei St. Margarethen im Burgenland zu verzeichnen.

Blei-210, Polonium-210 und Radium-228

Aus den Tabellen 5.4 bis 5.6 geht hervor, dass in den untersuchten Wässern die Gehalte an diesen Radionukliden generell sehr niedrig sind. Aufgrund der geringen Konzentrationen (zumeist nahe der Nachweisgrenze) lässt sich hier kein signifikanter Zusammenhang mit der Geologie feststellen.

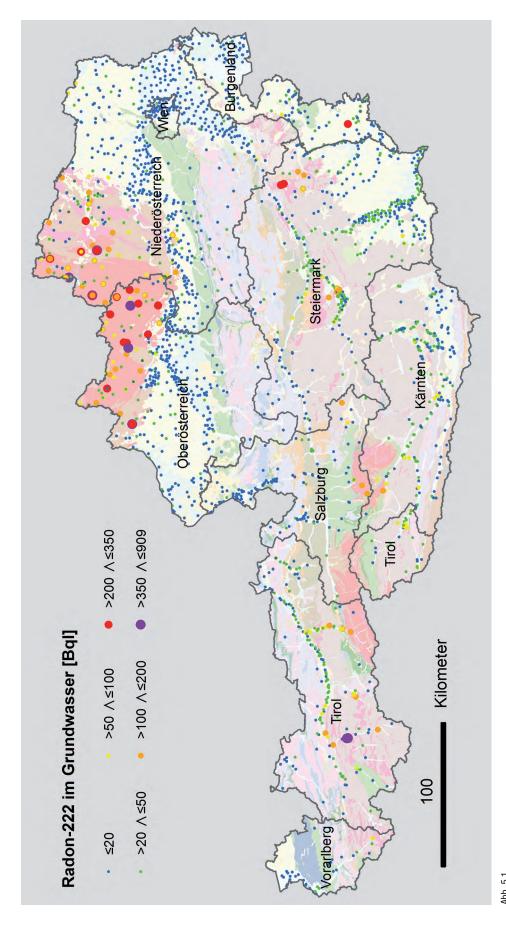


Abb. 5.1. Übersichtskarte zu den Radon-222-Gehalten der Grundwässer der Datensätze der AGES und des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung. Höhere Werte sind vor allem im Bereich von variszischen Intrusivgesteinen, insbesondere in der Böhmischen Masse, zu verzeichnen. Die Legende zum geologischen Hintergrund entspricht der Legende der Themenkarte.

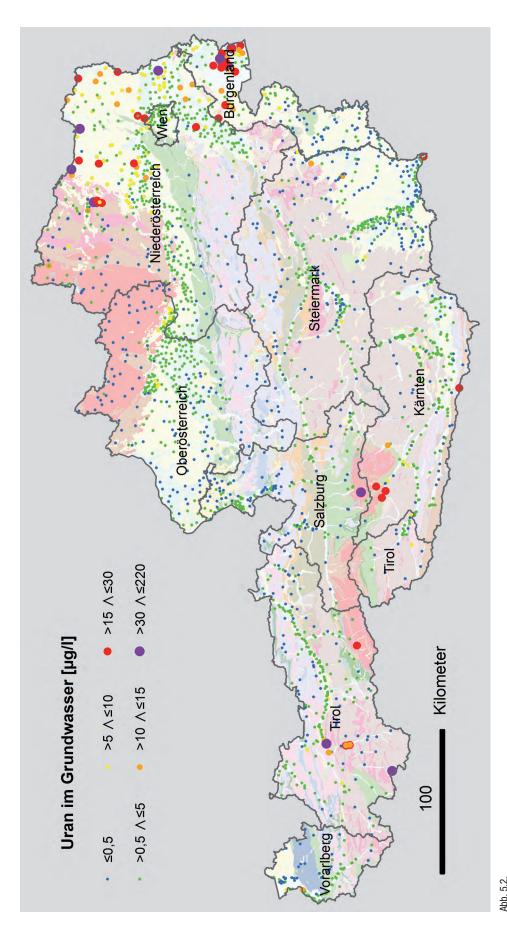
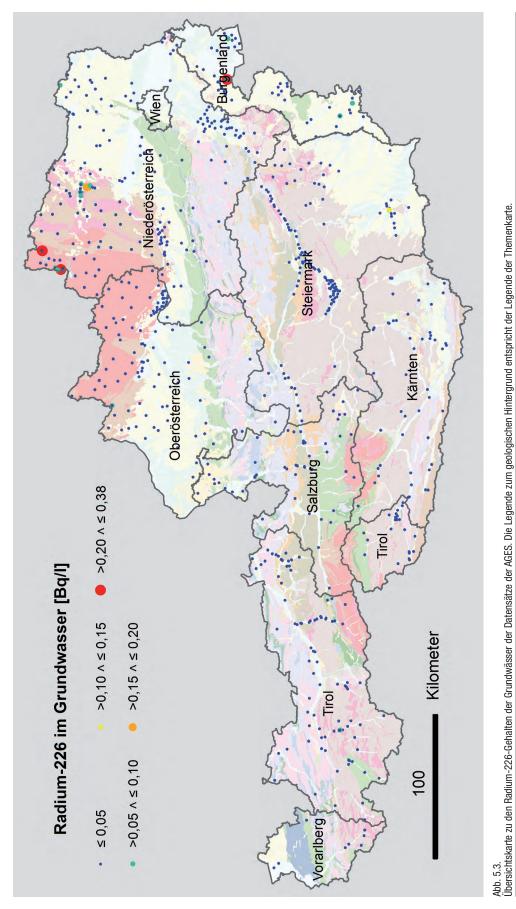


Abb. 5.2. Übersichtskarte zu den Urangehalten der Grundwässer der Datensätze der AGES und des Umweltbundesamtes. Im Osten des Bundesgebietes ist eine Häufung von höheren Uran-Konzentrationen zu verzeichnen. Die Legende zum geologischen Hintergrund entspricht der Legende der Themenkarte.



Radon-222 im Grundwasser (Bq/I; gerundet auf Zehntel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	1.631	< 18,9	< 18,9	25,1	37,5	51,7	909,0
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	658	0,2	11,1	19,2	28,9	37,1	159,0
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	296	< 0,2	12,9	22,3	41,4	59,0	248,0
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	103	< 0,7	7,6	18,0	24,4	26,0	33,4
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	21	3,8	7,8	20,8	32,5	38,4	44,7
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	21	< 1,8	83,0	154,2	165,5	218,4	257,0
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	110	< 1,2	15,8	27,7	51,0	96,3	224,0
Unterostalpin	30–35	31	2,0	15,7	30,9	57,2	58,8	75,1
Helvetische und Penninische Einheiten	36–37	44	< 1,8	6,0	10,2	14,7	15,0	15,8
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszischer Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	13	3,0	31,9	52,2	106,6	112,2	120,0
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	206	1,5	55,7	149,7	261,7	332,0	793,0
Böhmische Masse – Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	182	0,5	35,0	72,6	138,0	157,8	415,9
Alle verorteten Werte	1–49	3.335	< 18,9	< 18,9	26,4	50,0	86,6	909,0

Tab. 5.1. Statistik Radon-222 (Halbwertszeit 3,825 Tage) zu den Datensätzen der AGES und des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

Uran im Grundwasser (µg/l; gerundet auf Hundertstel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	1.133	< 0,10	1,10	2,30	4,70	7,20	32,90
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	556	< 0,05	0,94	1,60	3,75	6,28	65,00
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	242	< 0,10	1,60	4,30	10,07	15,00	158,87
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	170	< 0,05	0,29	0,81	1,58	2,38	4,90
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	20	0,07	0,96	1,88	4,02	7,85	8,71
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	13	< 0,05	0,18	0,45	0,73	0,84	0,94
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	138	< 0,10	0,29	0,70	1,63	2,86	100,81
Unterostalpin	30–35	29	< 0,10	0,99	1,60	3,18	3,82	6,10
Helvetische und Penninische Einheiten	36–37	69	< 0,10	0,22	0,47	0,80	1,60	2,30
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszischer Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	17	0,45	1,80	2,99	15,59	25,90	65,50
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	100	< 0,10	0,14	0,54	1,42	2,01	14,00
Böhmische Masse- Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	97	< 0,10	0,26	0,83	4,62	6,34	220,00
Alle verorteten Werte	1–49	2.601	< 0,10	0,87	1,80	4,38	7,50	220,00

Tab. 5.2.
Statistik Uran (das in der Natur bei weitem häufigste Isotop Uran-238 hat eine Halbwertszeit von etwa 4,47 Milliarden Jahren) zu den österreichweiten Datensätzen der AGES und des Umweltbundesamtes. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

Radium-226 im Grundwasser (Bq/I; gerundet auf Hundertstel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	631	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,11
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	194	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,07
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	147	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,05	0,08	0,24
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	75	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	11	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	18	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	80	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Unterostalpin	30–35	21	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Helvetische und Penninische Einheiten	36–37	32	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszischer Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	15	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	153	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,08	0,38
Böhmische Masse– Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	133	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,08
Alle verorteten Werte	1–49	1.524	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,38

Tab. 5.3.
Statistik Radium-226 (Halbwertszeit 1.600 Jahre) zu den österreichweiten Datensätzen der AGES. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

Blei-210 im Grundwasser (Bq/l; gerundet auf Hundertstel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	102	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02	0,03
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	29	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	55	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	15	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	4	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	4	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	35	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,02	0,05
Unterostalpin	30–35	7	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01
Helvetische und Penninische Einheiten	36–37	18	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,04
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszischer Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	7	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02	0,02
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	52	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,03	0,05
Böhmische Masse- Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	35	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03
Alle verorteten Werte	1–49	367	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02	0,02	0,05

Tab. 5.4. Statistik Blei-210 (Halbwertszeit 22,3 Jahre) zu den österreichweiten Datensätzen der AGES. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

Polonium-210 im Grundwasser (Bq/I; gerundet auf Hundertstel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	102	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,04
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	29	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	55	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,05
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	15	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,01
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	4	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,01
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	4	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	35	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,07
Unterostalpin	30–35	7	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01
Helvetische und Penninische Einheiten	36–37	18	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszischer Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	7	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,02
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	52	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
Böhmische Masse- Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	35	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
Alle verorteten Werte	1–49	367	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,07

Tab. 5.5. Statistik Polonium-210 (Halbwertszeit 138,4 Tage) zu den österreichweiten Datensätzen der AGES. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

Radium-228 im Grundwasser (Bq/I; gerundet auf Hundertstel)

Geologische Einheiten	IDs	N	Min.	P50	P75	P90	P95	Max.
Alluvium	1	109	< 0,03	< 0,01	0,01	0,01	0,02	0,11
Pleistozäne Terrassen, untergeordnet Moränen und Bergsturzmaterial	2–4	31	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,03	0,03
Molasse inkl. Waschbergzone und inneralpine Neogen-Becken	5–6	59	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02	0,03	0,13
Oberostalpin – Nördliche Kalkalpen und ihre paläozoische Basis (Norische Decke der Grauwackenzone)	13–19	16	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02
Oberostalpin – postvariszische Bedeckung des zentralalpinen Raumes; Gosau-Gruppe bis "Permoskyth"	20–25	4	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Oberostalpin – Orthogneis des zentralalpinen Raumes	27	4	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Oberostalpin – zentralalpines Kristallin undifferenziert	28	37	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02
Unterostalpin	30–35	7	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,01	0,02
Helvetische und Penninische Einheiten	36-37	19	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Subpenninikum – postvariszische Bedeckung und Basement inkl. variszi- scher Intrusiva (Zentralgneise)	39–45	8	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,02	0,02
Böhmische Masse – variszische Intrusiva	47	56	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,03	0,10
Böhmische Masse- Kristallin ohne variszische Intrusiva	48–49	43	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02	0,02	0,05
Alle verorteten Werte	1–49	397	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,13

Tab. 5.6. Statistik Radium-228 (Halbwertszeit 5,75 Jahre) zu den österreichweiten Datensätzen der AGES. Nähere Angaben zu den Abkürzungen werden in der Vorbemerkung zu Kapitel 4.3 gemacht.

5.3 Hinweise zu den Radonquellen in der Themenkarte

(R. Berka)

Die in der vorliegenden Themenkarte enthaltenen Radonquellen (siehe auch Tabelle 5.7) stellen eine Auswahl der in Zötl & Goldbrunner (1993) aufscheinenden Radonwässer dar. In deren Publikation werden neben weiteren Vorkommen von Radonquellen auch radonhaltige Wässer ausführlich behandelt. Die Abgrenzung radonhaltiger Wässer von Radonwässern ergibt sich aus dem Radonmindestgehalt von 10 nCi/l (~370 Bq/l) für letztere. Radonhaltige Wässer umfassen den Bereich 1 bis 10 nCi/l. Die Karte in Zötl & Goldbrunner (1993) weist neben den Vorkommen von Radonwässern in Italien (Villnöß, Meran, Antholz und Bormio) noch ca. 50 radonhaltige Wässer aus. Von diesen besitzen folgende Vorkommen einen deutlich erhöhten Radongehalt (100 bis 300 Bg/l): Bad Eisenkappel (Kärnten), Bad Mehrn (bei Brixlegg, Tirol), Bad Goisern (Oberösterreich), Tuffbad St. Lorenzen (Lesachtal, Kärnten) und das Warmbad Villach (Kärnten)

Aufgrund der genannten Einteilung würden von den in der Karte dargestellten Wasseranalysen (ca. 700) drei als Radonwässer zu bezeichnen sein. Eine befindet sich im Ötztal (Tirol), die beiden anderen im Mühlviertel (Oberösterreich) in der Böhmischen Masse. Weiters sind über 120 Wässer als radonhaltig zu qualifizieren (entspricht ca. 17 % des Gesamtdatensatzes). Der Schwerpunkt der Verteilung dieser radonhaltigen Wässer liegt, wie bereits

in Kapitel 5.2 ausgeführt, in den Gebieten mit Vorherrschaft von granitischen Gesteinen (vgl. 50er-Perzentile in Tabelle 5.1).

Tabelle 5.7 fasst Daten zu den dargestellten Radonquellen zusammen. Mit Ausnahme der Velperquelle im Wipptal (Tirol, Nr. 1 in der Karte), sind alle Radonquellen mehr oder minder mit granitischen Gesteinen verbunden. Zu Bad Gastein (Salzburg) ist anzumerken, dass mit der Fledermausquelle (Austritt 5) diejenige mit dem höchsten Radongehalt ausgewählt wurde. Der Mittelwert für alle fünf Austritte dieser Quelle liegt bei knapp 3.500 Bq/l. In Bad Gastein finden sich insgesamt 14 Radonquellen, die zusammengefasst einen mittleren Radongehalt von knapp 1.350 Bq/l aufweisen. Dem in der Themenkarte angegeben Maximalwert für die Quellaustritte bei Mallnitz (995 Bq/l) steht ein Mittelwert von 455 Bq/l gegenüber (auch Schwankungen der Radonführung beinhaltend).

Im Bereich von Bad Zell (Oberösterreich) liegen 7 Erschließungen von Wässern, deren gemittelter Radongehalt etwa 500 Bq/l beträgt. Der Mittelwert der drei bekannten Quellen bei Gutau (Oberösterreich, Nr. 5) liegt bei 420 Bq/l.

Auch in der näheren Umgebung der Velperquelle treten weitere radonhaltige Quellwässer auf, die jedoch eine deutlich geringere Radonführung aufweisen (Mittelwert: 144 Bq/l). Für die Velperquelle liegt neben dem angegebenen Maximalwert (1.212 Bq/l) ein Mittelwert aus Mehrfachmessungen von ~890 Bq/l vor.

Nr. in Karte	Name	Ort	Rn (Bq/l)	Schüttung (l/s)	Tempe- ratur (°C)	Tektonische Einheit	Lithologie
1	Velperquelle	Steinach am Brenner(Tirol)	1.212	0,06	5,1	Ötztalkristallin	Quarzphyllit, Hellglimmer- schiefer
2	Alter Dorfbrunnen	Brandberg (bei Mayrhofen i. Zillertal, Tirol)	407	0,5	8,3	Subpenninikum/ Zentralgneise	Knollengneis, Zentralgneis
3	Fledermausquelle, Austritt 5	Bad Gastein (Salzburg)	4.588	0,16 (5 Austritte)	36,6	Subpenninikum/ Zentralgneise	Granitgneise
4	M1, M2 und andere Zuleitungen	Mallnitz (Kärnten)	995	5–100	5,3; 8,9	Subpenninisches Basement	Bergsturzge- biet im Draxel- komplex, Biotitschiefer
5	Alte Badequelle (Bründl-Kapelle)	Gutau, Tannbach (Oberöster- reich)	403	0,03	6,8–10,1	Variszische Intrusiva der Böhmischen Masse	Weinsberger Granit (?)
6	Krinnerquelle 1	Bad Zell (Oberöster- reich)	1.117	1,05	9,7	Variszische Intrusiva der Böhmischen Masse	Mauthausener Granit

Tab. 5.7. Radonquellen in der Themenkarte (nach Zötl. & Goldbrunner, 1993).

Vorkommen und Verteilung von natürlichen Radionukliden in Österreich – eine Zusammenschau aus geologischer Sicht

(R. BERKA)

Ein Hauptziel des Projektes war, das Vorkommen und die Verteilung von Radionukliden in den Grundwässern Österreichs unter dem Gesichtspunkt der geologischen Verhältnisse darzustellen. Dazu wurden in den Kapiteln 4 und 5 jene Themenkreise behandelt, die das Auftreten und Verhalten von Uran, Thorium und ihrer radiogenen Tochternuklide im geochemischen Kreislauf bestimmen.

Es wurde festgestellt, dass Anreicherungen von Uran und/oder Thorium in den Gesteinen von den spezifischen Bildungsbedingungen der Gesteine abhängig sind. Abgesehen von den spezifischen Anreicherungen, wie sie in der Bildung von Lagerstätten stattfinden, treten im Generellen höhere Konzentrationen in den sogenannten sauren, magmatischen Gesteinen - Granite, Pegmatite, Rhyolite etc. – und deren metamorphen Äquivalenten auf. Anreicherungen von Uran erfolgen auch im sedimentären Geschehen wie z.B. bei der Bildung von Kohlen, Schwarzschiefern oder Phosphatgesteinen. Die entsprechenden Tabellen in Kapitel 4 geben dazu Auskunft. Weiters sind aus der Lagerstättenkunde klare Hinweise auf die potenziellen Anreicherungsmöglichkeiten von Uran in ihrem geologischen Kontext sowie deren räumlicher Verbreitung (vgl. Kapitel 4.2.1) in Österreich zu gewinnen. Hier können die postvariszischen Sedimente des Perm und der permotriadischen Transgression hervorgehoben werden.

Die spezifischen Anreicherungen von Uran und Thorium in den Gesteinen der geologischen Einheiten Österreichs zeichnen sich weiters in deren Abtragungsprodukt, den Bachsedimenten, ab. Als ein Produkt des aufgearbeiteten geologischen Untergrundes nehmen sie eine vermittelnde Stellung zwischen den Ausgangsgesteinen und dem Wasser ein. In den Bachsedimenten können noch zusätzliche Anreicherungen stattfinden (siehe Kapitel 2.3 und 4.3.1); auch selektives Lösungsverhalten und eine damit verbundene Abfuhr ist zu berücksichtigen. So ergibt sich aus den chemischen Analysen von Bachsedimenten ein wichtiger Zugang zur österreichweiten Verteilung der Radionuklide, gemeinhin als Spiegelbild der mineralogisch-geochemischen Zusammensetzung des geologischen Untergrundes von Österreich.

Ein weiterer wichtiger Themenkreis betrifft die Verhältnisse, die sich aus der Interaktion des Wassers mit dem geologischen Untergrund ergeben. Das geochemische Verhalten der Radionuklide im aquatischen System wird in Kapitel 5.1 behandelt. Hierbei spielen Parameter, wie lithologische Eigenschaft des Aquifers, Art und Größe

des Aquifers, Geochemie der Wässer, Lösung, Fällung, Transport etc. für die Konzentration von Radionukliden eine zentrale Rolle.

In den zu den genannten Themenkreisen ausgeführten Darstellungen wurde also versucht, ein generelles Bild zum natürlichen – d.h. geogen bedingten – Vorkommen und der Verbreitung von Radionukliden in Österreich zu entwerfen. Als allgemeiner Ausgangspunkt hat sich die Tatsache ergeben, dass das natürliche Vorkommen von Radionukliden kein ubiquitäres Phänomen ist, sondern aus den geologischen Verhältnissen durchaus Anhaltspunkte für spezifische Anreicherungen abgeleitet werden können. Im Folgenden sollen diese mehr oder minder gut fassbaren Zusammenhänge in einer Zusammenschau behandelt werden. Dadurch wird einerseits das Verteilungsbild der natürlichen Radionuklide, wie es sich aufgrund der Datenlage in der Themenkarte abzeichnet, beleuchtet, und andererseits aber auch die Schwierigkeiten in der Aufstellung und Interpretation dieser Zusammenhänge aufgezeigt.

Das radiogene Potenzial des geologischen Untergrundes lässt sich generell aus der geologischen Gliederung der gegenständlichen Themenkarte und ihrer lithologischen Charakterisierung (Gesteinscharakter) erfassen. Im Rahmen der durch den Maßstab vorgegebenen (eingeschränkten) Möglichkeiten wird versucht, neben einer übergeordneten tektonisch/chronostratigrafischen Gliederung Österreichs, jene Bereiche auszuweisen, von denen ein erhöhtes radiogenes Potenzial anzunehmen ist. Weiters rückt in der Kartendarstellung der geologischen Einheiten bei den geologisch jüngeren Gebieten (Quartär, Molassse und Äquivalente) der hydrogeologische Aspekt in den Vordergrund, indem dabei die Aquifereigenschaften, also ergiebige gegenüber begrenzte Grundwasservorkommen, ersichtlich sind. Genauere Informationen dazu sind der "Hydrogeologischen Karte von Österreich 1:500.000" (SCHUBERT, 2003) zu entnehmen.

Das radiogene Potenzial bzw. die Radioaktivität von den Gesteinen und folglich auch des Grundwassers bildet sich in der Karte weiters durch die Darstellung der Bachsedimentchemie flächenhaft ab. In diesem Zusammenhang wird nochmals darauf hingewiesen, dass durch die Auswahl der Uran-Maxima ein etwas stärker betontes Bild entsteht, wodurch jedoch gerade der potenzielle radiogene Hintergrund hervorgehoben werden soll. Des Weiteren wird darauf hingewiesen, dass aus den Bachsedimenten häufig nur generalisierende Schlüsse/Trends abzuleiten

sind, da eindeutige Zuordnungen von Bachsedimentproben zu bestimmten Lithologien ohne den Detailbefund nicht immer eindeutig möglich sind. Die Abbildungen in Kapitel 4.3.1 zeigen den Gesamtdatensatz der Uran- und Thoriumgehalte der Bachsedimente.

Für die Zusammenschau können die geologischen Verhältnisse von Österreich aufgrund der lithologischen Charakteristik in zwei Bereiche untergliedert werden:

- Gebiete mit überwiegendem Festgesteinscharakter: In diesen Gebieten wird der geologische Untergrund - unter einer mehr oder minder mächtigen Verwitterungsschicht - von Festgesteinen aufgebaut, die sich, auch in wechselnder Zusammensetzung, bis in größere Tiefen fortsetzen. Sie werden im landläufigen Sinn mit dem Begriff Gebirge oder Bergland assoziiert. Diese Gebiete und deren geologische Einheiten können für unseren Zweck weiters vom Gesichtspunkt des Gesteinstypus gegliedert werden. So lassen sich in vereinfachender Weise Gebiete mit Vorherrschaft von erdgeschichtlich jüngeren (hauptsächlich des Mesozoikums), gering bis schwach überprägten Sedimentgesteinen (Kalke, Dolomite, Sandsteine) von jenen Arealen unterscheiden, die sich aus mehr oder minder stark überprägten Gesteinen (Metamorphite) und magmatischen Gesteinen (sogenanntes "Kristallin", Paläozoikum und älter) zusammensetzen.
- Gebiete mit überwiegend Lockergesteinscharakter: Diese Gebiete umfassen jenen Raum, der als Alpenvorland oder als junge Beckenbereiche am Alpenostrand (kleinere auch im inneralpinen Raum) bezeichnet werden. Hier besteht der für die Themenstellung relevante Untergrund (obere 10er- bis wenige 100er-Meter) aus gering bis mäßig verfestigten Ablagerungen der geologisch jüngsten Vergangenheit (Neogen, Quartär).

Die beiden Bereiche sind folglich auch durch die für sie typischen Aquifereigenschaften gekennzeichnet. Die Festgesteinsgebiete sind meist Kluft- oder Karstgrundwasserleiter, die "jungen" Bereiche sind meist Porengrundwasserleitergebiete. Diese spezifischen Eigenschaften in Kombination mit den lithologischen Verhältnissen haben einen entscheidenden Einfluss auf die Verteilung der Radionuklide im Grundwasser. Es muss jedoch betont werden, dass die Wechselwirkungen zwischen geologischem Untergrund und dem Grundwasser in vielen Fällen komplexe Beziehungen sind und von einer Vielzahl von Faktoren abhängen.

6.1 Festgesteinsgebiete mit Vorherrschaft von mesozoischen Sedimentgesteinen

(Nr. 9, 10, 13–18, 20–25, 29–32, 37 sowie teilweise 36 und 38–42)

Zur ersten Gruppe der oben gegliederten Festgesteinsgebiete ("Mesozoikum") werden die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und das Helvetikum, mit seiner hauptsächlichen Verbreitung in Vorarlberg, gezählt. Von den äquivalenten Bildungen in anderen großtektonischen Einheiten sind die Gailtaler Alpen (Kärnten), die Karawanken (Kärnten), das Gebiet der Radstätter Tauern (Salzburg/ Steiermark) sowie das Semmering-Wechselgebiet (Steiermark/Niederösterreich) als die größeren Areale hervorzuheben. Diese und weitere Gebiete sind in der Themenkarte erfasst und mit der entsprechenden Farbgebung versehen. Die genannten Einheiten (Abfolgen etc.) weisen eine relativ einheitliche Lithologie (Flyschzone) bzw. eine wesentliche Dominanz eines Gesteinstyps (Karbonate im Falle der Kalkalpen und seiner Äquivalente sowie im Helvetikum) auf. Die Uran- und auch Thoriumgehalte der Bachsedimente sowie die Radionuklidführung der untersuchten Grundwässer sind in diesen Gebieten allgemein gering.

Bezüglich der Nördlichen Kalkalpen (und ihrer Äguivalente) können weitere Überlegungen angeschlossen werden. Ein erster Punkt bezieht sich auf den Hauptdolomit, der in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) weit verbreitet ist und in der Themenkarte eigens ausgeschieden wurde. In einer Studie zur Gaisbergdeckscholle in Tirol (vgl. Belocky et. al., 1999), die auf geophysikalische wie geochemische Untersuchungen aufbaute, ergaben sich Urangehalte des Hauptdolomits von 6,8 ppm im Mittel (22 Analysen, Maximum: 13,5 ppm, vgl. Punkt Nr. 58 in der Karte), weshalb hier von einer Urananomalie gesprochen wird. Eine Erhöhung der Urangehalte in den Bachsedimenten der Hauptdolomitareale gegenüber den anderen lithologischen Einheiten der NKA lässt sich zwar feststellen (vgl. 95er-Perzentil in Tabelle 4.4), zeigt jedoch nur geringe Signifikanz. Ob sich weitere Anomalien im Hauptdolomit finden lassen bzw. ein generell erhöhter Urangehalt im Haupdolomit festgestellt werden kann (Analysen zu Punkt Nr. 56 in Tabelle 4.7 geben einen gewissen Anhaltspunkt), muss noch untersucht werden. In derartige Überlegungen wären auch die Seefelder Schichten einzubeziehen (Punkt Nr. 57), die als bituminöse Mergel (Ölschiefer) dem Hauptdolomit eingeschaltet sind, wie übrigens der Hauptdolomit generell durch seinen bituminösen Charakter gekennzeichnet ist. Weiters liegen nur wenige geochemische Analysen zu den Urangehalten der vielfältigen Karbonatgesteine in den NKA (und Äquivalente) vor. Dies wäre insofern von Interesse, da ähnliche sedimentäre Verhältnisse (Lagunenfazies) auch in anderen stratigrafischen Niveaus zu finden sind. Wieweit sich ein möglicherweise erhöhtes radiogenes Potenzial in den Wässern manifestiert, bedarf noch genauerer Untersuchungen. Hinsichtlich der auch für die Versorgung wichtigen Trinkwasserquellen ist festzustellen, dass diese überwiegend an die gut verkarstungsfähigen Plattformkarbonate (Dachsteinkalk, Wettersteinkalk) gebunden sind, wobei diese Gesteinstypen in der Regel ein sehr geringes radiogenes Potenzial aufweisen.

Eine zweite Anmerkung zu den NKA (und Äquivalente) bezieht sich auf die, an der Basis der mesozoischen Abfolge liegenden Schichten. In der Themenkarte sind sie mit dem, in der Geologie informell verwendeten Begriff des "Permoskyth" (auch "Permomesozoikum") ausgewiesen. Bestimmte Anteile dieser Gesteine wurden oben schon öfters als permotriadische Transgressionsserien angesprochen. Die zeitliche Unschärfe der verwendeten Begriffe lässt sich anhand der Position dieser Gesteine an der Basis der Gesteinsabfolge auf das Perm (teilweise Unterperm) eingrenzen. Im Kapitel 4.2.1 (Lagerstätten) sind diese Schichten (in der Geologie auch als "Alpiner Verrucano" bezeichnet) als einer der Hauptträger von Uranerz-Mineralisationen in Österreich ausgewiesen. Dazu sei erwähnt, dass es sich im Wesentlichen um Anreicherungen handelt, die in sedimentären Prozessen stattfanden, die von terrestrischen Bedingungen gekennzeichnet sind. Diese primären Anreicherungen von Uran zeigen sich auch in der statistischen Auswertung der Bachsedimente (vgl. Tab. 4.4). Weiteres radiogenes Potenzial könnte auch von den Salinaren (Salzlager) ausgehen, die in dieser Einheit miteinbezogen sind. Von der Gollrader Bucht (westlich der Veitsch, Steiermark) und der Umgebung von Eisenerz (Präbichl-Formation), von der Rannachserie südlich des Liesingtales (Steiermark, vgl. auch Abb. 4.1) sowie bei Leogang (Salzburg) können teils deutliche Anstiege des Urangehalts in den Bachsedimenten festgestellt werden. Dagegen sind in anderen Gebieten mit ähnlichen Uran-Mineralisationen (Nordtiroler Kalkalpen, Radstätter Tauern, vgl. Tabelle 4.3) entsprechende Umsetzungen in den Bachsedimenten weniger deutlich zu erkennen. Ursache dafür könnten unterschiedliche Ausbildungsformen der Vererzung/Art der Mineralisation sowie unterschiedliche Sedimentationsmechanismen sein. Für die Erfassung eines erhöhten radiogenen Potenzials in den zugehörigen Grundwässern ist die derzeitige Datenlage unzureichend.

6.2 Para- und Orthogesteinsgebiete der Zentralalpen und der Böhmischen Masse

(Nr. 19, 26-28, 33-35, 43-45, 47-49)

Zur zweiten Gruppe der Festgesteinsgebiete zählen ein großer Bereich der Ostalpen sowie das Gebiet der Böhmischen Masse (Mühl- und Waldviertel in Ober- und Niederösterreich). In der Themenkarte wurden in diesen Einheiten jeweils die granitoiden Gesteine (Granite, Orthogneise) – soweit darstellbar – von den übrigen Gesteinen (Paragneise, Glimmerschiefer, Phyllite etc.) abgetrennt. Das erhöhte radiogene Potenzial ersterer wurde schon mehrfach genannt.

Wie oben angesprochen, können die Gesteine dieser Einheiten mehr oder minder stark metamorph überprägt sein. Daraus ergibt sich für unsere Fragestellung ein wichtiger Ansatzpunkt. Während bei gering überprägten Sedimentgesteinen sowie bei den magmatischen Gesteinen der Zusammenhang von Gesteinsbildungsbedingungen und geochemischer Charakteristik meist noch mehr oder minder gut erhalten ist, wird dieser Zusammenhang bei vielen Paragesteinen durch die Metamorphose verschleiert, eventuell auch verändert. Es ist beispielweise oft schwierig, von einem Glimmerschiefer, ohne genauere petrologische Untersuchungen, den Ausgangsgesteinscharakter festzustellen, dies insbesondere bei Mehrfachüberprägung, wie es im Ostalpin häufig der Fall ist. Derart können auch primäre Anreicherungen von Uran in ihrer nunmehrigen Ausbildung im Gesteinsverband schwer erfassbar sein, wobei die Tektonik dazu einen wichtigen Teil beiträgt.

Grundsätzlich sind deshalb Aussagen zum radiogenen Potenzial und seiner Herkunft über die großen Gebiete, die hauptsächlich von Paragesteinen (Metasedimenten) aufgebaut werden, schwierig, ebenso wie die Interpretation der Bachsedimentgeochemie. Jedoch ist trotz des Mangels an Gesteinsanalysen eine grobe Abschätzung des radiogenen Potenzials der Metasedimentgesteinsgebiete unter Heranziehung von vergleichbaren Gesteinsanalysen anderer Herkunft (vgl. Kapitel 4.1) und einer Beurteilung der lithologischen Charakteristik möglich. Im Folgenden werden anhand der Daten zu den Bachsedimenten Beispiele aus dem Gebiet der Gurktaler Decke angeführt:

 Für die drei in der Themenkarte ausgewiesenen gelben Bachsedimentpunkte, die nördlich des "Permokarbons" des Königstuhls liegen, kommen verschiedene Eduktgesteine in Betracht. Im Gesamtdatensatz der Bachsedimente finden sich in der näheren Umgebung über zehn gelbe Bachsedimentpunkte mit einem Urangehalt zwischen 12 und 29 ppm (vgl. Abb. 6.1). Die erhöhten Konzentrationen könnten sowohl vom Bundschuh-Orthogneis als auch vom Oberkarbon der Stangalpe herrühren. In diesem Oberkarbon treten sowohl Konglomerate (Königstuhl-Konglomerat) als auch Anthrazite (Kohlen der Turrach) auf. Weiters sind auch die auflagernden Werchzirmschichten (rote Feinbis Grobklastika) mögliche Ausgangsgesteine.

- Für die erhöhte Konzentration des Bachsedimentpunktes östlich des Rosennocks (in Abbildung 6.1 südlich der Grundalm) können sowohl der Pfannock-Orthogneis, das angrenzende Brunnachkonglomerat, als auch die hier auftretenden permischen Klastika herangezogen werden.
- Ca. 20 km südöstlich des letztgenannten Punktes, bei Zedlitzdorf, sind in der Themenkarte zwei überlappend liegende Punkte ausgewiesen. Hier finden sich im Gesamtdatensatz fünf gelbe und weit über zehn grüne Punktdaten. Als Liefergestein kommt der aus Detailkartierungen bekannte Golzeck-Quarzporphyr in Frage.

Diese Beispiele zeigen den zukünftigen Forschungsbedarf hinsichtlich exakter Zuordnung der Herkunft der Sedimente und ergänzender gesteinschemischer Analysen auf.

Aus wasserwirtschaftlicher Sicht zeichnen sich die Gebiete mit siliziklastischen Metasedimenten durch lokale und begrenzte Grundwasservorkommen aus (vgl. Schubert, 2003), wodurch eine eventuelle radiogene Belastung des Grundwassers nur für lokale oder private Versorgungen (kleine Quellen etc.) ein Problem darstellen kann.

Demgegenüber sind die Zusammenhänge zwischen Gesteinen, Bachsedimenten und Radionukliden im Wasser in den Arealen, die von granitoiden Gesteinen bestimmt sind, leichter aufzuzeigen. Aus den Tabellen zur Gesteinschemie (Tab. 4.2 und 4.7), zu den Bachsedimenten (Tab. 4.4) und zu den Grundwässern (Tab. 5.1-5.6) geht das allgemein erhöhte Potenzial der verschiedenen Radionuklide in diesen Gebieten klar hervor. Die konkrete Verbindung ist am Beispiel von Bad Gastein gut nachzuvollziehen (Abb. 6.2). Bad Gastein ist bekannt für seine Thermalwässer, die einen hohen Radongehalt aufweisen (Kapitel 5.3). Sowohl für die erhöhten Temperaturen als auch für die Mineralisierung der Wässer wird eine Mischung von oberflächennahen Kaltwässern mit tief zirkulierenden warmen Wässern angenommen. Das Tiefenzirkulationssystem ist an tektonisch angelegte Kluftsysteme gebunden. In diesen Kluftsystemen treten neben den bekannten Goldvererzungen auch rezente hydrothermale Bildungen von Uranmineralen auf (vgl. Weber, 1997b: 282 sowie Kapitel 4.2.1). Infolge der Mischung der Wässer in den Kluftsystemen bilden sich auch Quellschlämme, wo-

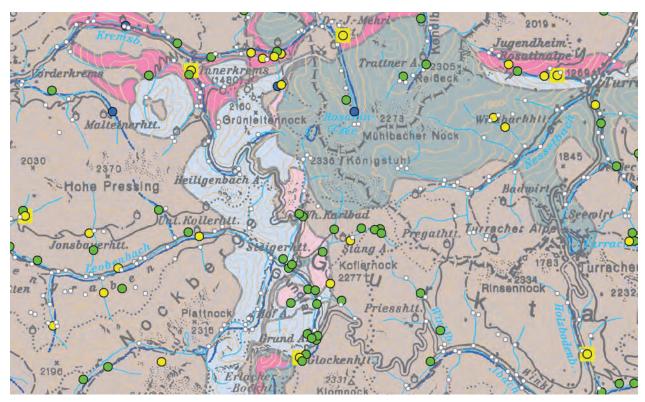


Abb. 6.1.

Beispiel für Bachsedimentanalysen im Bereich der Gurktaler Alpen (weiß: Uran kleiner Bestimmungsgrenze, blau: < 5 ppm, grün: < 12,1 ppm, gelb: < 29 ppm.

rin das in den Tiefenwässern mitgeführte Radium festgesetzt wird. In weiterer Folge geht das als Zerfallsprodukt gebildete Radon in die Quellwässer über. Zur Herkunft des Urans kann eine Mobilisierung aus den Granitgneisen ("Zentralgneise"), die hier in verschiedenen Varietäten auftreten, angenommen werden.

Das Wasser einer weiteren, südlich von Bad Gastein (Radhausberg) gelegenen Quelle weist Gehalte von Uran über 60 μg/l, von Radium-226 über 25 mBq/l, von Radon-222 über 100 Bq/l und von Radium-228 über 20 mBq/l auf (siehe Darstellung der Wasseranalyse südlich Böckstein in Abbildung 6.2). Als spezifisches Ausgangsgestein der Radionuklide kann hier der im Gebiet verbreitete Granosyenitgneis angenommen werden. Dieser wurde schon im Jahr 1939 als das am stärksten radioaktive Gestein in der Umgebung erkannt (vgl. Exner, 1957: 124) und wird in der geologischen Literatur auch als "Romategneis" bezeichnet. In Tabelle 4.7 findet sich ein Maximalwert für den Urangehalt dieses Gesteins mit 37 ppm, einer der höchsten Urangehalte für die granitoiden Gesteine in die-

ser Auflistung (Punkt Nr. 215 in der Themenkarte). In dieser geologischen Zone sind noch im Gebiet von Mallnitz und Innerfragant-Flattach Wässer mit deutlich erhöhten Uran- und Radongehalten in der Karte ausgewiesen.

Auch für das Gebiet des Mühl- und Waldviertels (Böhmische Masse, Oberösterreich/Niederösterreich), mit seiner Dominanz von granitischen Gesteinen, lässt sich ähnliches feststellen. In einer Studie zum Radon im Grundwasser des Mühlviertels (Schubert et al., 2010a) wurde der signifikante Zusammenhang zwischen Urangehalt der Gesteine und Radongehalt im Grundwasser festgestellt, wobei auch hier die deutlich erhöhten Radongehalte (> 250 Bq/l) im Grundwasser wiederum mit spezifischen Granittypen in Ober- und Niederösterreich, die hohe Urangehalte aufweisen (Altenberger Granit, einzelne Intrusionskörper des Mauthausener Granites und des Migmagranits, Eisgarner Granit), in Verbindung stehen. Beispielsweise wären die Quellen von Bad Zell/Oberösterreich zu nennen (Mauthausener Granit) (vgl. auch Kapitel 5.3).

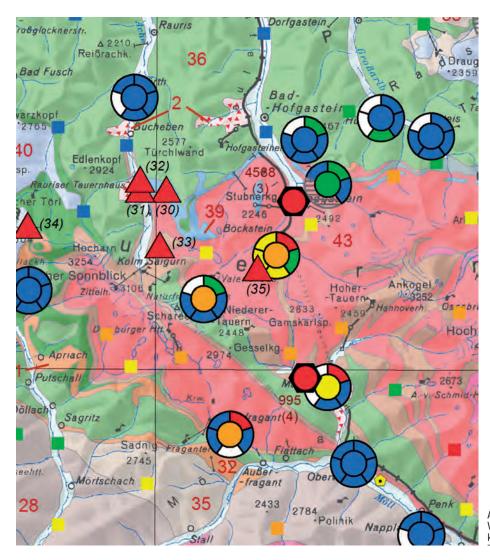


Abb. 6.2. Vergrößerter Ausschnitt der Themenkarte 1:500.000.

6.3 Becken- und Tallandschaften mit jungen Sedimenten – Lockergesteinsgebiete

(Nr. 1-5)

A: Grundsätzliches

So bleibt in der Zusammenschau noch jener Bereich übrig, der eingangs als Alpenvorland oder als junge Beckengebiete bezeichnet wurde. Diese Gebiete haben sowohl als Siedlungsraum wie auch als Gebiet mit intensiver Bodennutzung eine große volkswirtschaftliche Bedeutung. Aus wasserwirtschaftlicher Sicht liegen hier – wenn man von den Quellen in den Kalksteinarealen absieht – die Hauptträger der Grundwasservorkommen und somit die Hauptlieferanten von Trink- und Nutzwasser. Dies zeichnet sich auch in der räumlichen Verteilung der in der Themenkarte dargestellten Daten zum Grundwasser, insbesondere im Messstellennetz zur Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV), ab.

Während in den oben beschriebenen Gebieten meist Kluft- oder Karstgrundwässer vorliegen, die üblicherweise in Quellen zu Tage treten, wird dieser Raum als Gebiet mit Porengrundwässern bezeichnet. In der Geologie sind diese Bereiche mit dem Begriff der Lockergesteinssedimente verbunden, obgleich natürlich Verfestigungen, insbesondere mit zunehmender Tiefe stattfinden. Vom geologischen Aufbau des Untergrundes können zwei Aquifertypen unterschieden werden:

Den ersten Typ stellen die, in der Regel an die Tallagen gebundenen, jungen – d.h. rezenten bis quartären – Kiese, Sande und/oder Schotter dar. Als oberflächennah ausgebildete Porengrundwasserleiter repräsentieren diese die bei weitem wichtigsten und auch ergiebigsten Grundwassergebiete bzw. Grundwasserkörper. Teilweise können hierzu auch die Ablagerungen des oberen Pannonium gezählt werden. Letztere konzentrieren sich im Wesentlichen auf das ostösterreichische Bundesgebiet. Vom Gesichtspunkt des Ablagerungscharakters sind diese Aquifere unter terrestrisch-fluviatilen (auch limnischen) Bedingungen entstanden.

Beim zweiten Typ treten die Grundwässer in älteren (neogenen), meist sandig-kiesigen Schichten, in der Regel unterhalb der oberflächennahen Grundwasservorkommen auf, wobei diese Grundwässer häufig auch gespannt oder artesisch sind und oft auch als Tiefengrundwässer zu bezeichnen sind. Diese Porengrundwasserleiter liegen oft innerhalb gering durchlässiger Ablagerungen des Neogens, die in den zentralen Hauptbeckenbereichen unter mehr oder minder marinen Bedingungen gebildet

wurden. Eine gegenseitige Beeinflussung der beiden Aquifersysteme ist zumindest bereichsweise gegeben.

Die Verbreitung der beiden Haupttypen im Bundesgebiet ist der Hydrogeologischen Karte von Österreich 1:500.000 (Schubert, 2003) bzw. der Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000 (Berka et al., 2009) zu entnehmen. Die lokale und auch regionale Ausbildung dieser Aquiferverhältnisse ist insbesondere von den eiszeitlichen Entwicklungen geprägt, d.h., die Überprägung durch die eiszeitliche Dynamik nimmt von West nach Ost bzw. von alpennah zu alpenfern ab. Die Mineralisierung der Wässer ist im ersteren Aquifertyp generell niedriger, was im Prinzip mit den kürzeren Verweilzeiten der Wässer in Zusammenhang steht.

Ein wichtiges und grundlegendes Kriterium für die Ausbildung der Sedimente ist ihre Beziehung zum Hinterland, d.h. dem Liefergebiet des materiellen Inhalts der Sedimente. So stammt der Hauptbestandteil der Sedimente in den Beckenbereichen vom Abtrag der aufsteigenden Alpen. Mit zunehmender Näherung an die Böhmische Masse (hier auf das Alpenvorland bezogen) nimmt auch deren Anteil an der Sedimentanlieferung zu.

Neben der großen Bedeutung der Herkunft des Materials und somit seiner lithologisch/lithochemischen Charakteristik, den Transport- und Ablagerungsbedingungen, wobei auch an Umlagerungen, Wiederverfrachtungen, physiko-chemischen Umwandlungen etc. zu denken ist, sind für die Beurteilung des radiogegen Potenzials auch die häufig komplexen Grundwasserverhältnisse, Fragen zum Einzugsgebiet der Grundwässer u.v.m. zu berücksichtigen.

Im Folgenden soll sowohl überblicksmäßig als auch anhand einzelner Beispiele die Verbreitung von Radionukliden im Lockergesteinsuntergrund und in den Grundwässern dargestellt und deren z.T. unterschiedliche Wechselwirkungen diskutiert werden.

B: Schlussfolgerungen aus der Bachsedimentgeochemie in den Lockergesteinsgebieten

Alpenvorland und nordöstliche Beckengebiete: In der Themenkarte zeigen die Bachsedimente der Molassezone in der Regel ein einheitliches Bild von Werten unter 5 ppm Uran. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass die in der Themenkarte verwendete Klassenbildung sich aus der zumeist hohen Nachweisgrenze des Gesamtdatensatzes ergab. Gerade aber zu den Sedimentbecken liegen Uran-Messwerte mit einer höheren Genauigkeit vor. Diese betragen in Alpenrandnähe meist weniger als 2 ppm und steigen im Inn- und Hausruckviertel mit Annäherung an die Böhmische Masse auf 2–5 ppm Uran an. Verein-

zelte Bereiche mit höheren Werten (5-10 ppm Uran) finden sich meist am unmittelbaren Rand der Böhmischen Masse. Im Weinviertel lässt sich eine ähnliche Randbeziehung feststellen, jedoch zeigt sich eine größere räumliche Streuung von höheren Werten (2-10 ppm Uran). Einen ähnlichen Wertebereich weist auch das östlichen Weinviertel auf. Als Ausgangsmaterial für das Vorkommen der Radionuklide im Randbereich der Böhmischen Masse wurde in Kapitel 4.1 die Anreicherungsmöglichkeit von Restitmineralen (uranführende Schwerminerale mit hoher Verwitterungsresistenz) angesprochen. Die geringen Werte in den alpennahen Gebieten stehen wohl mit der Dominanz des kalkalpinen Materials, das hier zur Ablagerung gelangt ist, in Zusammenhang. Zum (südlichen) Wiener Becken lassen sich aufgrund der geringen Auflösungsschärfe der Analytik keine spezifischen Aussagen treffen. Das Neogen-Gebiet des Nordburgenlandes ist mit dem Weinviertel vergleichbar. Vom Seewinkel liegen vergleichsweise nur wenige Daten vor.

Beckengebiete am Alpenostrand und Inneralpine Becken: Am östlichen und südlichen Alpenrand (Rosalia, Bucklige Welt, Nord- und Westbegrenzung des Steirischen Beckens) ist die Nahebeziehung von Hinterland und Beckenrand ebenfalls deutlich ausgebildet. Hier passen sich die Urangehalte der Bachsedimente der Randgebiete, einen mehr oder minder breiten Saum bildend, jenen der Bachsedimente im angrenzenden Bergland relativ gut an (meist 5-12 ppm). Im eigentlichen Beckenbereich liegen im östlichen Teil des Steirischen Beckens die Uranwerte durchwegs unter 2 ppm, im weststeirischen Teil generell etwas höher (2-10 ppm und darüber). Vom Gesichtspunkt der möglichen Träger des randlich erhöhten radiogenen Potenzials können für das Mittelburgenland und das nordöstliche Steirische Becken klastische untermiozäne Beckenrandbildungen (Sinnersdorfer Schichten, Hochriegelschichten etc.) in Betracht gezogen werden. Im weststeirischen Gebiet sind vielfältig Randklastika des Unter- und Mittelmiozän ausgebildet (z.B. Eibiswalder Schichten). Der gesamte Ostalpenrand ist weiters durch seine neogenen Braunkohlebildungen in verschiedenen stratigrafischen Niveaus gekennzeichnet, einem weiteren möglichen Träger von Uran und seiner Folgeprodukte.

Im Klagenfurter Becken sind die Uranwerte meist gering (< 2 ppm) bis etwas erhöht (2–5 ppm). In den kleineren inneralpinen Beckengebieten (Lavanttal, Fohnsdorf, Krappfeld etc.) passen sich die Urangehalte der Bachsedimente naturgemäß stärker jenen der näheren Umgebung an und liegen überwiegend im Bereich von 5–10 ppm. In den größeren und kleineren Tallandschaften des inneralpinen Raumes (Inn, Salzach, Enns, Mur etc.) liegen die Werte im Bereich von < 2 ppm bis maximal 5 ppm.

C: Zu den Radionuklidgehalten von Grundwässern in Lockergesteinsgebieten

Im Gegensatz zu den Informationen, die von den Bachsedimenten gewonnen werden, sind in der Beurteilung der Daten zu den Grundwässern zusätzliche Faktoren zu berücksichtigen. Während die Bachsedimente grundsätzlich einen Auszug der oberflächennahen Verhältnisse abbilden, kommen in den Grundwässern verstärkt die Verhältnisse des Untergrundes, auch des tieferen, zum Ausdruck. Deshalb sind viele wichtige Informationen dazu oft nur aus künstlichen Aufschlüssen (d.h. aus Bohrungen) abzuleiten, wodurch - mangels dieser Informationen - gleichzeitig aber auch der Interpretationsspielraum von Ergebnissen mehr oder weniger stark einschränkt wird. Diese Bedingungen lassen für derart spezifische Fragestellungen, wie z.B. die genaue Herkunft und detaillierte Verteilung von Radionukliden im Grundwasser, oft nur grobe Abschätzungen zu. Folgende Ausführungen sind also Überlegungsansätze, die für eine Interpretation der Radionuklidführung dieser Grundwässer aus geologischer Sicht wichtig erscheinen.

Einen Einblick in die Verteilung von Uran in den Grundwässern gibt die GZÜV-Messserie 2013. Dabei zeigt sich, dass viele der großen zusammenhängenden Grundwassergebiete (Rheintal, Inntal, Welser Heide, Grazer Feld, Wiener Becken etc.) meist eine relativ homogene Verteilung aufweisen. Die Werte liegen allgemein unter 5 µg/l, häufig auch unter 2 µg/l. Die homogene Verteilung kann auf den relativ guten Verdünnungs- und Durchmischungseffekt in den Grundwasserkörpern zurückgeführt werden. Dieser wirkt umso stärker, je höher die Wassermenge ist. Daraus leitet sich auch der allgemeine Trend ab, der sich aus der Niederschlagsverteilung in Österreich ergibt, sodass in Ostösterreich im Grundwasser eher höhere Uranwerte auftreten können. Dahingehend könnten die Verteilungsmuster der Daten im Tullner Feld oder im Marchfeld (höhere Werte nördlich bzw. östlich) interpretiert werden. Ob aber die auffällig erhöhten Uranwerte des Seewinkels und einiger anderer Messstellen in Ostösterreich (über 15µg/l) allein auf die geringeren Niederschläge zurückzuführen sind, ist noch zu klären. Bei der Betrachtung der Urangehalte sind auch mögliche anthropogene Ursachen (Phosphatdüngung) zu berücksichtigen bzw. können solche nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Zu dieser Fragestellung werden aktuell Untersuchungen (Forschungsprojekt des Umweltbundesamtes und der AGES, 2013) durchgeführt. Für entsprechende Interpretationen können auch Vergleiche mit anderen Inhaltsstoffen, wie z.B. mit dem Nitratgehalt des Wassers (Indikator für den Einfluss der Landwirtschaft), ebenso wie sein Verhältnis zum Radon-222 hilfreich sein. Das einzige Radionuklid, dessen Konzentration im Grundwasser in der vorliegenden Studie gut mit dem Urangehalt im Untergrund korrelierte, war Radon-222 (vgl. Kapitel 5.2). Das Radon-222 kann daher als Indikator für einen erhöhten Urangehalt im Gestein bzw. Sediment herangezogen werden, auch wenn keine Gesteinsanalysen vorliegen. Dies ist wohl auf die Eigenschaften dieses Edelgases zurückzuführen, dass es keine chemischen Bindungen eingeht und flüchtig ist, während die anderen Radionuklide zumeist im Gestein chemisch gebunden bleiben. Die Radongehalte, sowie die der anderen behandelten Radionuklide dieser Grundwässer sind der Themenkarte zu entnehmen.

Die Situation in den Neogen-Gebieten ist durchaus komplex. Erstens nimmt der Einfluss des Untergrundes und seiner lithologischen Zusammensetzung an Bedeutung zu, dies sowohl aufgrund der höheren Verweilzeiten der Wässer als auch der größeren Heterogenität der Aquifere selbst. Zweitens erlangen Themen wie Einzugsgebiet und Verbreitung des Aquifers, Wasserdargebot, Versickerung, Verweilzeiten, Lösungs-, Fällungs- und Austauschverhalten etc. eine besondere Wichtigkeit. Dazu kommt noch, dass die Datenlage oft auch unzureichend ist. Deshalb sollten konkrete Aussagen zu einzelnen Grundwassermessergebnissen nur aufgrund spezifischer Untersuchungen getroffen werden.

Abschließend sollen zwei Beispiele gebracht werden, in denen der Zusammenhang von Radionuklidgehalt der Wässer und geologischer Untergrund mit gewisser Plausibilität hergestellt werden kann.

In der Themenkarte ist das Horner Becken als ein Gebiet mit auffällig erhöhten Werten von Radionukliden im Grundwasser ausgewiesen. Die Urangehalte erreichen 10 μg/l im Mittel bei einem Höchstwert von über 150 μg/l; die Radon-222-Gehalte liegen zwischen 20 und 95 Bg/l. Aufgrund der Lage des Beckens auf der Böhmischen Masse ist dieses Kristallin als Liefergebiet für die Sedimente (inklusive deren radiogenen Inhaltes) naheliegend. Das Becken ist im Mittel etwa 100 m tief und erreicht im tiefsten Bereich knapp an die 200 m (BERGER, 1980). Die hauptsächliche Füllung besteht aus den fluviatilen Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation. Sie bestehen aus schlecht sortierten arkosisch-pelitischen Fein- und Grobsanden, teils Kiesen, die mit Tonen und Schluffen wechsellagern. Vorwiegende Ausgangsgesteine sind der Eisgarner Granit, der Rastenberger Granodiorit, der Wolfshofer Syenitgneis sowie diverse Paragesteine (vgl. Nehyba & Roetzel, 2010: 50), die auf ein Haupteinzugsgebiet westlich des Beckens hinweisen. Aufgrund der Sedimentausbildung sind die Voraussetzungen zur Bildung von vielfältigen Aguiferen im Becken gegeben (ein Brunnen in Mörtersdorf hat drei größere Filterstrecken, vgl. Schubert, 1998). Es kann also in diesem Fall ein durchaus plausibler Zusammenhang von lithologischer Zusammensetzung des Aquifers und dem Radionuklidgehalt der Wässer bestehen, jedoch sind weitere Faktoren auch hier nicht gänzlich auszuschließen.

Ein weiteres Beispiel, in dem sich die radiogene Belastung des Grundwassers und auch der Bodenluft mit konkreten geologischen Verhältnissen verbinden lassen, ist die Umgebung von Umhausen (Ötztal, Tirol). Hier wurde man anfangs der 1990er-Jahre durch eine erhöhte Mortalitätsrate (5-fach) an Lungenkrebs auf die hohe Radonbelastung aufmerksam. Aus den umfangreichen Untersuchungen ergab sich, dass der hohe Radongehalt der Bodenluft (bis zu 320 kBq/m³) vom Material des Bergsturzes von Köfels stammt (Purtscheller et al., 1997), der größten Massenbewegung im Kristallin der Ostalpen. In anderen Teilen des Ötztales wurden keine erhöhten Konzentrationen von Radon festgestellt (l.c.). Der postglaziale Bergsturz kam knapp südlich von Umhausen zu liegen. Die Mächtigkeit der Talverfüllung beträgt im Raum Umhausen ca. 200 m. Im südlich anschießenden, eigentlichen Bergsturzgebiet kann die Mächtigkeit des Bergsturzmaterials über 500 m erreichen (vgl. Brückl et al., 2001). Das Material des Bergsturzes besteht ausschließlich aus granitischen Gesteinen (Augengneise, Granite), die einen mittleren Urangehalt von 4,4 ppm haben (Tab. 4.7), einem eher durchschnittlichen Wert für granitoide Gesteine. Jedoch wurden auch stark erhöhte Werte gefunden (bis 65 ppm). Diese könnten auf hydrothermale Urananreicherungen, die im Ötztalkristallin in Verbindung mit den Orthogneisen anzutreffen sind (vgl. Tropper & Kozlik, 2012), zurückgeführt werden. Die erhöhte Mobilisierbarkeit von Radionukliden aus dem Bergsturzmaterial lässt sich mit der intensiven Zertrümmerung (Kataklase) des Gesteins, die teils bis in den Subkornbereich reicht, erklären. Die hohe Anreicherung von Radon in der Bodenluft erfolgt durch verstärkte Luftzirkulationssysteme im Bergsturz. Eine Anreicherung von Uran und Radon in den Wässern, die dieses Material durchströmen, ist naheliegend. Von Quellen, die aus dem Bergsturzmaterial entspringen, ist die hohe Radonaktivität schon lange bekannt (KRÜSE, 1940; Pseirerbrünnl in der Maurachschlucht, bis 380 Bq/l). Wieweit diese Anomalie der Umgebung von Umhausen im Abstrombereich wirkt bzw. wieviel und wieweit das Material verfrachtet wurde, wäre zu untersuchen. Dies könnte für die Messpunkte am Ausgang des Ötztales und im anschließenden Inntal von Interesse sein.

Vor allem im letzteren Beispiel lässt sich eine der möglichen Ursachen für die erhöhten Radionuklidgehalte der Wässer durch die gute Kenntnis über die Zusammensetzung des Aquifers und der Materialherkunft leicht eruieren. Oftmals reicht aber die gegenwärtige Datenlage nicht aus, um die Radionuklidführung der Porengrundwässer auf die jeweiligen Untergrundverhältnisse zurückführen zu können. So sind im Bedarfsfall nähere geochemische Analysen unumgänglich.

7 Quellenverzeichnis

7.1 Literatur

AHL, A. & BIEBER, G. (2010): Correction of the attenuation effect of vegetation on airborne gamma-ray spectrometry data using laser altimeter data. – Near Surface Geophysics, **8**, 271–278, Houten.

AHL, A., ARNDT, R., BIEBER, G., JOCHUM, B., MOTSCHKA, K., RÖMER, A., SLAPANSKY, P. & WINKLER, E. (2005a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Melk/NÖ. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/02b, ÜLG-28/04, ÜLG-35/04, 210 Bl., 4 Anh., Wien.

AHL, A., MOTSCHKA, K., WINKLER, E., KOHL, B., MARKART, G., PIRKL, H., SLAPANSKY, P. & STOTTER, C. (2005b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Schruns/Vlbg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/03a, ULG-028/04, 67 Bl., 4 Beil., Wien.

AHL, A., BIEBER, G., MOTSCHKA, K., RÖMER, A., SLAPANSKY, P. & SUPPER, R. (2012): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Leithagebirge (Bgld.). – Unveröff. Bericht ÜLG20/2010B & 2011A, Projekt ÜLG28/2010B & 2011A, Projekt ÜLG35/2010B & 2011A, 150 S., 84 Abb., 13 Tab., Wien.

ALI, S. (2011): Petrology and geochemistry of the Late Miocene-Pleistocene volcanic rocks from Burgenland and SE Styria, Austria. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 75 S., Wien.

ALLETSGRUBER, I. (2007): Radongehalte in Grundwässern des Mühlviertels (Oberösterreich): Geologoische und hydrogeologische Faktoren. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 78 S., Salzburg.

AUGUSTIN-GYURITS, K. & SCHROLL, E. (1986): Geochemische Charakterisierung von heimischen und importierten Kohlen und ihren Verbrennungsprodukten – Endbericht (Projekt Nr.: ÜLG 14/86). – 123 S., Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal.

AYOTTE, J.D., FLANAGAN, S.M. & MORROW, W.S. (2007): Occurrence of Uranium and 222Radon in Glacial and Bedrock Aquifers in the Northern United States, 1993–2003. – Scientific Investigations Report, 2007-5037, 84 p., U.S. Geological Survey.

Bankhammer, A. (2004): Untersuchungen zur Petrogenese der altkristallinen Gesteine des Zwölferzugs am Nordrand des Tauernfenster (Land Salzburg). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 85 S., Salzburg.

BAUMGARTNER, M. (2005): Mineralogische und isotopengeochemische Untersuchung von Karbonatgesteinen in der Steiermark in Hinblick auf die historische Mörtelherstellung. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 134 S., Graz.

BECH, J., REVERTER, F., TUME, P., ROCA, N., SUAREZ, E., SEPULVEDA, G. & SOKOLOVSKA, M. (2012): Uranium, Thorium and some other trace elements in phosphorites from different provenances. – Geophysical Research Abstracts, **14**, EGU2012–11946.

BELOCKY, R., SLAPANSKY, P., EBLI, O., OGORELEC, B. & LOBITZER, H. (1999): Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich) – Geophysikalische,

geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abh. Geol. B.-A., **56**/2, 13–33, Wien.

Berger, E. (1980): Das Horner Becken als GW-Speicher. – Bericht Amt der NÖ Landesregierung, Wien.

Berka, R. (2000): Zur Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel-System. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 133 S., Wien.

Berka, R., Philippitsch, R. & Schubert, G. (2009): Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.

Bernhard, F. (1994): Zur magmatischen und metamorphen Entwicklung im westlichen Ötztal-Stubai-Kristallin (Bereich Feichten – Verpeil, mittleres Kaunertal). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 315 S., Graz.

Bertle, R.J. (2004): Zur Geologie des Piz-Mundin-Gebietes (Engadiner Fenster, Österreich-Schweiz): Stratigraphie, Geochronologie, Strukturen. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 243 S., Wien.

BGR (2013): Energiestudie 2013. Reserven, Ressourcen und Verfügbarkeit von Energierohstoffen (17). – 112 S., Hannover.

Best, M.G. & Christiansen, E.H. (2001): Igneous petrology. – XVI + 458 S., Oxford.

BIEBER, G., MOTSCHKA, K. & RÖMER, A. (2004): Fachliche Bewertung und Verifizierung der aerogeophysikalischen Befliegung der Messgebiete Traun/Ennsplatte und der Detailgebiete Sierning und Neuhofen an der Krems (OÖ). – Unveröff. Gemeinschaftsbericht der Projekte ÜLG20/ÜLG28/ÜLG35, 228 S., 113 Abb., 17 Tab., 1 Anh., Wien.

BIEBER, G., MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2009): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eisenberg/Güssing (Bgld.). – Unveröff. Bericht Projekte ÜLG-20/2007B & 2008A, Projekt ÜLG-28/2007E, 2008C & 2009A, Projekt ÜLG-35/2007B & 2008D & 2009A, 182 S., 117 Abb., 18 Tab., Wien.

BIEBER, G., MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P., AHL, A., RÖMER, A. & SCHATTAUER, I. (2012): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lest (OÖ). – Unveröff. Bericht Projekt ÜLG20/2009A & 2010A, Projekt ÜLG28/2009C, 2010A & 2011B, Projekt ÜLG35/2009A, 2010A & 2011B, 118 S., 63 Abb., 14 Tab., Wien.

BLUM, J.D. & EREL, Y. (2003): Radiogenic Isotopes in Weathering and Hydrology. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (Eds.): Treatise on Geochemistry, Vol. 5: Surface and ground water, weathering, and soils. – 365–392, Oxford.

BMLFUW (2012): Fukushima - Auswirkungen des Kern-kraftwerksunfalls. Gemeinsamer Bericht des Lebensministeriums, der Österreichischen Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. – 70 S., Wien. http://www.lebensministerium.at/umwelt/strahlen-atom/strahlenschutz/fukushima-bericht.html (abgefragt am 17.05.2014).

Bossew, P., Dubois, G. & Tollefsen, T. (2008): Investigations on indoor Radon in Austria, part 2: Geological classes as categorical external drift for spatial modelling of the Radon

potential. – J. of Environmental Radioactivity, **99**, 81–97, Elsevier

BRÜCKL, E., BRÜCKL, J. & HEUBERGER, H. (2001): Present structure and prefailure topography of the giant rockslide of Köfels. – Z. f. Gletscherkunde u. Glaziologie, **37**/1, 49–79, Innsbruck.

Bundesministerium für Gesundheit und Umweltschutz (1986): Tschernobyl und die Folgen für Österreich. – Monographien Band 1, Bericht des Umweltbundesamtes, 273 S., Wien.

CARL, R.R.B., HÖLL, R. & SCHROLL, E. (1989): Ein Metadioritvorkommen in der Habachformation westlich der Achselalm/ Hollersbachtal (Hohe Tauern, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 123–132, Wien.

Dahlkamp, F.J. (1993): Uranium ore deposits. – 460 S., Berlin-Heidelberg (Springer).

De Vos, W. & Tarvainen, T. (Eds.) (2006): Geochemical Atlas of Europe. Part 2 – Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps and Related Publications. – 690 S., Geological Survey of Finland, Espoo.

DIENEMANN, C. & UTERMANN, J. (2012): Uran in Boden und Wasser. – Umweltbundesamt, Texte, **37**, 24 S., Dessau–Roßlau.

DINGELDEY, CH. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 309 S., Wien.

DITTO, M. & CERNOHLAWEK, N. (2012): Radioaktivität und Strahlung in Österreich 2009 und 2010, Daten und Bewertung. – Gemeinsamer Jahresbericht von BMG und BMLFUW, 57 S.

DITTO, M., FIMML, W., KARG, V., KORNER, M. & WEISZ, J. (1999): Radon-222 im Grundwasser: Ein österreichweiter Überblick. – Bericht Bundesanstalt für Lebensmitteluntersuchung und -forschung Wien, Abteilung Radiochemie und Strahlenschutz, 14 S.

Egger, H., Bichler, M., Homayoun, M., Kirichner, E. & Surenian, R. (1996): Spätpaleozäne Bentonite aus der Gosau-Gruppe des Untersberg-Vorlandes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., 139/1, 13–20, Wien.

EGGER, H., BICHLER, M., DRAXLER, I., HOMAYOUN, M., HUBER, H-J., KIRCHNER, E., KLEIN, P. & SURENIAN, R. (1997): Mudturbidites, Black Shales and Bentonites from the Paleocene/Eocene Boundary: the Anthering Formation of the Rhenodanubian Flysch (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **140**/1, 29–45, Wien.

EICHHORN, R. (1995): Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralen der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (Land Salzburg, Österreich). – Münchner Geologische Hefte, **15**, 78 S., München.

EPA (Environmental Protection Agency) (1999): Methods, occurrence and monitoring document for radon from drinking water. – Office of water 4607, EPA 815-D-99-003, 221 p.

ERTL, A. (2009): Characterisation of tourmalines from different environments and correlations between structural and chemical data. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 202 S., Wien.

EXNER, CH. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Gastein 1:50.000 (Ausgabe 1956). – 108 S., Geol. B.-A., Wien.

FERENCZI, A. (2006): Mineralogische Beschreibung der Magnetitvererzung Wollanig bei Villach, Kärnten. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 191 S., Wien.

FINCH, W.I. (1996): Uranium Provinces of North America – Their Definition, Distribution and Models. – U.S. Geol. Surv. Bull., **2141**, 18 S., Washington.

Focazio, M.J., Szabo, Z., Kraemer, T.F., Mullin, A.H., Barringer, T.H. & DePaul, V.T. (2001): Occurrance of selected radionuclides in groundwater used for drinking water in the United States: A reconnaissance survey, 1998. – U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4273, 40 p., Reston (Virgina).

Frengstad, B., Banks, D., Skrede, A.M., Krog, J.R., Siewers, U. & Strand, T. (2002): The hydrochemistry of crystalline bedrock groundwater in Norway. – NGU-Bull., **439**, 87–98, Trondheim.

Friedmann, H., Atzmüller, C., Beck, C., Breitenhuber, L., Brunner, P., Fink, K., Fritsche, K., Gottsbachner, D., Hamernik, E., Hofmann, W., Hover, R., Kafesie, M., Kaineder, H., Karacson, P., Karg, V., Kindl, P., Kompatscher, M., Kralik, C., Kriha, C., Krischan, J., Lackner, S., Lettner, H., Mack, U., Maringer, F.J., Mossbauer, L., Nadschläger, E., Pock, K., Ringer, W., Schindler, C., Schönhofer, F., Schönleitner, P., Schramml, B., Singer, T., Sperker, S., Stadtmann, H., Steger, F., Steinhäusler, F., Tschurlovits, M., Weilguni, I., Weiss, W., Weissenbök, R., Wihlidal, H., Winkler, R. & Zimprich, P. (2007): Das österreichische nationale Radonprojekt – ÖNRAP Projekt Endbericht. – 192 S., Lebensministerium und Bundesministerium für Gesundheit, Familie und Jugend, Wien.

FRIEDMANN, L., HERB, S., HÖBEL, W., HÖLLER, C., KASCHUBE, M., LESSIG, U., LEUTNER, G., LINDENTHAL, W., REIFENHÄUSER, C. & SCHREFF, A. (2007): Untersuchungen zum Vorkommen von Uran im Grund- und Trinkwasser in Bayern. – 43 S., Bayerisches Landesamt für Umwelt.

FRIEDRICH, O.M. & HADITSCH, J.G. (1983): Liste ostalpiner Mineralrohstoffvorkommen. – Band 4, unveröff. Bericht, ungez. S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Leoben.

Gasser, V. (2006): Radionuklide im Grundwasser des östlichen Mühlviertels (Böhmische Masse). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 103 S., Salzburg.

GIER, S. (1990): Untersuchungen zur Entwicklung hochmineralisierter Grundwässer im nordwestlichen Randbereich des südlichen Wiener Beckens. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 121 S., Wien.

GILG, H.A., HÖLL, R., KUPFERSCHMIED, M.P., REITZ, E., STÄRK, H. & WEBER-DIEFENBACH, K. (1989): Die Basisschieferfolge in der Habachformation im Felber- und Amertal (Tauernfenster, Salzburg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 65–91, Wien.

GÖD, R., OBERLERCHER, G. & BRANDSTÄTTER, H. (1996): Zur Geochemie und Mineralogie eines Monazit-führenden Granit-körpers im Südböhmischen Pluton (Gutau, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **139**/4, 445–452, Wien.

Gratzer, R.W. (1982): Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusionen in Ost- und Südtirol. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 91 S., Wien.

Gritz, W. (1990): Geologische Untersuchungen im Bereich Felber Tauerntal – Kalser Dorfertal unter besonderer Berücksichtigung der granitoiden Gesteine. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 130 S., Wien.

GRUBER, V., MARINGER, F.J., ASPEK, W., BAUMGARTNER, A., BERNREITER, M., BINDER, K., BRETTNER-MESSLER, R., DITTO, M., EDTSTADLER, T., FROSCH, M., GUTTENBRUNNER, G., KAINEDER, H., KATZLBERGER, C., LANDSTETTER, C., LANG-JAKSCHI, K., LEICHTFRIED, W., NADSCHLÄGER, E., RINGER, W., SIMADER, M., SPERKER, S., STEIDL, G. & WEILNER, S. (2006): Strahlenexposition durch Trinkwasser in Oberösterreich – 2004–2006, Teilprojekt Bevölkerungsexposition. – Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, 28 S., Linz.

HÄNSEL, S. (2003): Geochemie und Altersdatierung der magmatischen Gesteine im Bereich des Hochreichhart, Seckauer Tauern. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 77 S., Graz.

HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster: Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 156 S., Salzburg.

Heinz, H. & Seiberl, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet. – Abh. Geol. B.-A., **44**, 152 Abb., 3 Tab., 8 Tafeln (Beil.), Wien.

HIRSCHMANN, G., GARBE, C.-D. & TARKIAN, M. (1990): Geochemie von Schwarzschiefern und assoziierten Metavulkaniten im Bereich der Pyritlagerstätte Schwarzenbach bei Dienten (Salzburger Grauwackenzone, Österreich). – Geol. Rundschau, **79**/2, 417–432, Stuttgart.

HOLLEMANN, A.F., WIBERG, E. & WIBERG, N. (1985): Lehrbuch der anorganischen Chemie. – 91.–100. Aufl., 1451 S., Berlin.

Huber, H.-J. (1997): Vergleichende Spurenelementbestimmung vulkanogener Bentonitlagen im alpinen Alttertiär. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 86 S., Wien.

HUMER, B. (2003): Der Weitraer Pluton im nordwestlichen Waldviertel (Niederösterreich). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg. 157 S., Salzburg.

IAEA (International Atomic Energy Agency) (1979): Gammaray Surveys in Uranium Exploration. – IAEA Techn. Rep. Series No. 186, 90 p., Vienna

KAINDL, R.A. (2001): Fluid inclusions and their significance for the metamorphic evolution of the Austroalpine basement. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 99 S., Graz.

Katzlberger, C., Landstetter, C., Hiegesberger, B., Hirczy, M., Schönhart, L., Häusler, G., Cernohlawek, N., Zapletal, M., Faber, F., Furian, G., Damberger, V., Korner, M. & Dauke, M. (2008–2009a): Erhebung der natürlichen Radioaktivität in österreichischen Grundwässern gemäß § 37 Strahlenschutzgesetz (GZ: BMLFUW-UW 1.1.8/0022-V/7/2008). – AGES, Fachbereich Strahlenschutz im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt- und Wasserwirtschaft, Wien.

Katzlberger, C., Landstetter, C., Hiegesberger, B., Hirczy, M., Schönhart, L., Häusler, G., Cernohlawek, N., Zapletal, M., Faber, F., Furian, G., Damberger, V., Korner, M. & Dauke, M. (2008–2009b): Natürliche Radioaktivität in österreichischen Trinkwässern (GZ: BMGFJ-32234/0011-III/B/5/2007). – AGES Fachbereich Strahlenschutz im Auftrag des Bundesministeriums für Gesundheit, Wien.

Keller, G. (1996): Fallstudie Umhausen/Tirol. – In: Siehl, A. (Hrsg.): Umweltradioaktivität. – 331–344, Berlin.

KIESL, W., WIESENEDER, H. & KLUGER, F. (1983): Untersuchungen des Vorkommens der Seltenen Erden und von Thorium in Gesteinen des unterostalpinen Kristallins des Semmering-Wechselfernsters. – Sitzber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., 192/1–4, 1–20, Wien.

KIESL, W., KÖBERL, C. & KÖRNER, W. (1990): Geochemistry of Magnesites and Dolomites at the Oberdorf/Laming (Austria) Deposit and Implications for their Origin. – Geol. Rundschau, **79**/2, 327–335, Stuttgart.

KLEIN, E.M. (2003): Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (Eds.): Treatise on Geochemistry, Vol. 3: The Crust – 433–463, Oxford.

Knutsson, G. & Olofsson, B. (2002): Radon content in ground-water from drilled wells in the Stockholm region of Sweden. – NGU-Bull., **439**, 79–85, Trondheim.

Kralik, M., Zieritz, I., Grath, J., Vincze, G., Philippitsch, R. & Pavlik, H. (2005): Hydrochemische Karte Österreichs - Oberflächennaher Grundwasserkörper und Fliessgewässer. Mittelwerte von Wassergüteerhebungsdaten (WGEV-Daten) 1991–2001. – Berichte, **269**, 2. Auflage, 19 S., Umweltbundesamt, Wien.

Kratz, S. & Schnug, E. (2005): Schwermetalle in P-Düngern. – In: Haneklaus, S., Rietz, R.-M., Rogasik, J. & Schroetter, S. (Eds.): Recent advances in agricultural chemistry. – Landbauforschung Völkenrode, SH **286**, 37–45, Braunschweig.

KRÜSE, K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. – Mitt. d. Reichsstelle f. Bodenforsch., Zweigstelle Wien, 1, 69–80, Wien.

Kunze, R. (2011): Petrologische und experimentelle Untersuchungen am Gabbro-Eklogit-Übergang im Koralmkristallin (Bärofen, Steiermark). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Innsbruck, 184 S., Innsbruck.

Ladenhauf, Ch.R. (2002): Geochemistry and geochronology of eclogites from the Austroalpine Silvretta Nappe. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Innsbruck, 79 S., Innsbruck.

Landstetter, C. & Katzlberger, C. (2005): Rapid Methods for the Determination of Natural Radionuclides in Drinking Water. – Radiocarbon, LSC 2005, International Conference on Advances in Liquid Scintillation Spectrometry, Katovice, Poland, 181–190.

Landstetter, C., Katzlberger, C., Damberger, V., Faber, F., Hiegesberger, B., Pusch, G., Schönhart, L. & Zapletal, M. (2013): Blei-210 und Polonium-210 in Wässern aus kleinen Wasserversorgungsanlagen (GZ: BMG-32234/0002-III/5/2013). – AGES Fachbereich Strahlenschutz im Auftrag des Bundesministeriums für Gesundheit, Wien.

LEBLHUBER, P. (2000): Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Grubenrevier Schwarzleo-Mitte, Leogang, Salzburg. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 155 S., Innsbruck.

LEITICH, A. (2007): Der feinkörnige Granit von Tragwein im unteren Mühlviertel (Oberösterreich, Böhmische Masse). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 91 S., Salzburg.

LEMMERHOFER, C. (2010): Schleifsteine aus Niederösterreich: Petrologie und Technische Eigenschaften. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien.

LENITZ, H. (2008): Mineralogie und Petrologie der Granat-Korund-Paragenese, Saualpe, Kärnten. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 180 S., Wien.

Mader, D. (1998): 40Ar/39Ar [hoch 49 Ar/hoch 39 Ar] dating of detrital white mica and provenance analyses of Palaeozoic sandstones in the Carnic Alps (Austria). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 98 S., Salzburg.

MINTY, B. (2011): Airborne geophysical mapping of the Australian continent. – Geophysics, **76**/5, A27–A30.

MITTERMAIR, N. (1998): Die polymetallischen Vererzungen von Abfaltersbach (Osttirol) und deren geologischer Rahmen. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 107 S., Wien.

Moser, G. (2005): Lösse und Lösslehme in Oberösterreich südlich der Donau – Funktion und Bedeutung für den Grundwasserschutz. – Diss., nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, ungez. S., Wien.

Мотsснка, К. (2001): Aerogeophysics in Austria. – Bull. of the Geol. Surv. of Japan, **52**, 83–88, Tsukuba-shi.

MOTSCHKA, K., SUPPER, R., BIEBER, G., SLAPANSKY, P., RÖMER, A., JOCHUM, B., WINKLER, E., AHL, A., PIRKL, H., KLEIN, P., REITNER, J., SCHEDL, A. & WIMMER-FREY, I. (2008a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Drautal/Gailtal 2 (Kärnten). – Unveröff. Bericht, Projekt ÜLG20/2005A&2006A, ÜLG28/2006A&2007B & ÜLG35/2005B & 2006A, 224 S., 158 Abb., 6 Tab., Wien.

Motschka, K., Slapansky, P., Schubert, G. & Ahl, A. (2008b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ). – Unveröff. Bericht Projekt ÜLG20/2006B & ÜLG28/2007A, 66 S., 31 Abb., 5 Tab., Wien.

Мотschka, K., Bieber, G., Slapansky, P. Ahl, A., Supper, R. & Römer, A. (2009a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eferdinger Becken/OÖ. – Unveröff. Bericht, Projekte ÜLG-20/06c & 07a, ÜLG-28/07c & 08a, ÜLG-35/07c, 125 S., 67 Abb., 10 Tab., Wien.

Motschka, K., Schubert, G., Slapansky, P., Bieber, G., Römer, A & Ahl, A. (2009b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Rainbach/OÖ.- Unveröff. Bericht, Projekte ÜLG-20/08b, ÜLG-28/08b & 09b, ÜLG-35/08b & 09b, 94 S., 71 Abb., 9 Tab., Wien.

Mück, K., Schmitzer, C., Lovranich, E., Henrich, E., Seiberl, W. & Oberlercher, G. (1990): Aufspüren von Bruchstücken von Satelliten mit Kerneraktoren – ein Vergleich verschiedener Methoden. – OEFZS-4541, ST-179/90, 78 S., Anhang, Österreichisches Forschungszentrum Seibersdorf.

Миярнеу, W.M. & Shock, E.L. (1999): Environmental aqueous geochemistry of actinides. – In: Burns, P.C. & Finch, R. (Eds.): Uranium: mineralogy, geochemistry and the environment. – Reviews in Mineralogy, **38**, 221–253, Washington D.C.

NAWARATNE, S. (1989): Geochemical, petrological and isotopic studies related to the genesis of Antimony deposits in the Eastern Alps with special reference to the deposit of Schlaining, Burgenland, Austria. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 282 S., Wien.

Nehyba, S. & Roetzel, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **103**/2, 50–80, Wien.

Neinavale, H. & Schedl, A. (2008): Geochemie-Workshop 25.1.2008, Teil 2: Geochemische Tabellen. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 54 S., Wien.

Neuhuber, S. (2008): Geochemical and isotope proxies for palaeoceanographic change in Late Cretaceous key horizons of the Eastern Alps. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 111 S., Wien.

OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (1997): Quantitative Cs-137 distributions from airborne gamma ray data. – In: IAEA – INIS, 29/4, IAEA-TECDOC-980, 181–191, Wien.

OECD Nuclear Energy Agency (1981): IUREP Orientation phase mission: Summary report Austria. – 25 S., Paris.

OREM, W.H. & FINKELMAN, R.B. (2003): Coal formation and geochemistry. – In: HOLLAND, H.D. & TUREKIAN, K.K. (Eds.): Treatise on Geochemistry, Vol. 7: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. – 191–222, Oxford.

Paulus, G. (1991): Die Entwicklungsgeschichte der Altkristall-inschollen von Vöstenhof/Schlöglmühl sowie geochemische, geochronologische und petrogenetische Untersuchungen der Riebeckitgneise von Gloggnitz im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpin). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 150 S., Graz.

PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark). – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Graz, 252 S., Graz.

Pestal, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien.

PHILIPPITSCH, R. (1984): Petrologisch-Geochemische Untersuchungen an magmatischen Gesteinen in Süd-Kärnten. – Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 158 S., Wien.

PIRKL, H. & KRALIK, M. (1988): Ergebnisse einer umweltgeochemischen Flußsedimentbeprobung im südlichen Wiener Becken und nördlichen Wechsel. – Ber. Geol. B.-A., **12**, 71 S., Wien.

PLANT, J.A., SIMPSON, P.R. & SMITH, B. & WINDLEY, B.F. (1999): Uranium ore deposits – Products of the Radioactive Earth. – In: Burns, P.C. & Finch, R. (Eds.): Uranium: mineralogy, geochemistry and the environment. – Reviews in Mineralogy, **38**, 255–319, Washington.

Pogoriutschnigg, B. (1997): Petrologie & Geochemie an Metabasiten in der Nördlichen Grauwackenzone (Wörgl, Tirol). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 125 S., Wien.

POHL, W. (2005): Mineralische und Energie-Rohstoffe. – 527 S., Stuttgart.

PROCHASKA, W., HUBER, M. & BECHTEL, A. (1997): Die alpidische Leukophyllitbildung am Alpenostrand. – Archiv f. Lagerst. forsch., Geol. B.-A., **20**, 37–52, Wien.

Purtscheller, F., Stingl, V., Tessadri, R., Mair, V., Pirchl, T., Sieder, G., Brunner, P., Schneider, P. & Ennemoser O. (1997): Geologisch-petrographische Ursachen der Radonanomalie in Umhausen (Tirol). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 88, 7–13, Wien.

RECHEIS, A. (1998): Chemische Granatzonierung und BT-Bestimmungen an metapelitischen Gesteinen des Ötztal-Stu-

bai-Kristallins. - Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Innsbruck, 97 S., Innsbruck.

ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. (1969a): Thorium. – In: WEDE-POHL, K.H. (Ed.) Handbook of geochemistry, 2/4, 90-D–90-O, Berlin (Springer-Verlag).

ROGERS, J.J.W. & ADAMS, J.A.S. (1969b): Uranium. – In: Wede-POHL, K.H. (Ed.) Handbook of geochemistry, 2/4, 92-D-92-O, Berlin (Springer-Verlag).

RONACHER, E. (1997): Geochemische und isotopengeologische Untersuchungen im Au-W-Erzvorkommen von Schellgaden, Salzburg. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 65 S., Wien.

RUDNIK, R.L. & GAO, S. (2003): Composition of the continental crust. – In: Holland, H.D. & Turekian, K.K. (Eds.): Treatise on Geochemistry, Vol. 3: The Crust – 1–64, Oxford.

Sack, M-P. (2008): Analysen und U-Th-Pb Datierung von akzessorischen REE, Y-, Th- und U-führenden Mineralen in einer Scherzone im Venediger Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 71 S., Salzburg.

SCHERMAIER, A. (1993): Gliederung der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 175 S., Salzburg.

Schermaier, A., Haunschmid, B. & Finger, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272**, 315–333, Amsterdam.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif – A Key for Understanding the Early Paleozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Diss. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 288 S., Salzburg.

SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmischen Masse. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 181 S., Wien.

Schubert, G. (1998): Die Grundwasserverhältnisse in den tertiären Sedimenten der Bezirke Horn und Hollabrunn aus hydrogeologischer Sicht. – In: Heinrich, M. (Projektl.): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras-Retz-Horn-Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn). – Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-036/97, 60 S., Anhang 10, Wien.

Schubert, G. (Red.) (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.

Schubert, G., Finger, F., Gasser, V. & Lettner, H. (2003): Radionuklide im Grundwasser des kristallinen Untergrundes im Mühlviertel: Endbericht. – 36 S., Geol. B.-A., Wien.

Schubert, G., Alletsgruber, I., Finger, F., Gasser, V., Hobiger, G. & Lettner, H. (2010a): Radon im Grundwasser des Mühlviertels (Oberösterreich). – Grundwasser, **15**/1, 33–42, Springer.

Schubert, G., Finger, F., Rockenschaub, M., Vrána, S., Friedl, G., Haunschmid, B. & Schermaier, A. (2010b): Geologische

Karte der Republik Österreich 1:500.000, Bl. 16 Freistadt. – Geol. B.-A., Wien.

Schwarz, G. (1991): Methodische Entwicklungen zur Aerogammaspektrometrie. – Diss. ETH Zürich, 160 S., Zürich.

Seiberl, W. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld. – Unveröff. Bericht ÜLG-20/91-1, 45 S., 17 Abb., 14 Anl., Wien.

Seiberl, W. & Antes, G. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Pöllauer Bucht. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/92-3, 31 S., 6 Abb., 14 Beil., 1 Anh., Wien.

Seiberl, W. & Antes, G. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Birkfeld II. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/92-2, 43 S., 4 Abb., 2 Anl., 14 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Belocky, R. (1998): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Parndorfer Platte, Burgenland. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/97-2, 40 S., 14 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Heinz, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Herzogenburg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Projekt ÜLG-020/88, 40 S., 13 Abb., 13 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Lobitzer, H. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Bad Gleichenberg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/92-1, 45 S., 13 Abb., 2 Anh., 15 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Pirkl, H. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Hausruck. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/90, 42 S., 9 Abb., 14 Beil., Wien

Seiberl, W. & Pirkl, H. (1992): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Amstetten. – Unveröff. Bericht Projekt ÜLG-020/89-1, 45 S., 13 Abb., 14 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Pirkl, H. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Bürserberg/Schesatobel, Vlbg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/94-3., 54 S., 20 Abb., 1 Anh., 10 Beil., Wien.

Seiberl, W. & Roetzel, R. (1997): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau-Nord/NÖ. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/95-1, 54 S., 7 Abb., 10 Beil. in Beilagenband., Wien.

Seiberl, W. & Roetzel, R. (1998): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Geras/NÖ. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/96-97, 48 S., 7 Abb., 11 Beil. in Beilagenband, Wien.

Seiberl, W. & Slapansky, P. (1999): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Donnerskirchen, Burgenland. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/98, 37 S., 10 Beil., Wien.

Seiberl, W., Schedl, A. & Heinz, H. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Kitzbühel. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/88-2,90-2, 29 S., 4 Abb., 2 Anl., 12 Beil., Wien.

Seiberl, W., Brüggemann, H. & Pirkl, H. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Peuerbach-Ried. – Un-

veröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/88-2.3, 49 S., 10 Abb., 1 Anh., 13 Beil., Wien.

Seiberl, W., Pirkl, H. & Pascher, G. (1996a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Wiesen/Bgld. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/95-1, 59 S., Wien.

Seiberl, W., Pirkl, H. & Umfer, T. (1996b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Gallneukirchen, OÖ. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/91-3 & 93-1, 47 S., 6 Abb., 9 Beil., Wien.

Seiberl, W., Roetzel, R. & Pirkl, H. (1996c): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Pulkau/NÖ. – Unveroff. Bericht, Vollzug des Lagerstättengesetztes: Projekt ÜLG-20/94-1, 52 S., 8 Abb., 10 Beil. in Beilagenband., Wien.

Seiberl, W., Kollmann, W., Motschka, K., Oberlercher, G., Supper, R. & Winkler, E. (2000): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Lafnitztal, Burgenland. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-020/99-c, 38 S., 9 Beil., Wien.

Seiberl, W., Motschka, K., Heidovitsch, M., Supper, R., Oberlercher, G., Jochum, B. & Pirkl, H. (2002a): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eisenerz/Stmk. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/00-02, 44 S., 20 Abb., Wien.

Seiberl, W., Motschka, K., Heidovitsch, M., Jochum, B., Winkler, E., Supper, R., Ahl, A. & Pirkl, H. (2002b): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Sibratsgfäll/Vlbg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/00-01, 46 S., Wien.

SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A. & PIRKL, H. (2002c): Aerogeophysikalische Vermessung der Messgebiete Langen-Doren und Schesatobel/Vlbg. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/01, 68 S., Wien.

Seiberl, W., Motschka, K., Heidovitsch, M., Jochum, B., Winkler, E., Supper, R., Ahl, A., Götzl, G. & Krenmayr, H.-G. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Messgebiets Obergrafendorf. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/00-3, 45 S., 19 Abb., Wien.

Shabani, A. (2006): Ophiolithe und Sedimente im Gebiet des Fensters von Strobl Salzburg/Österreich. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Salzburg, 88 S., Salzburg.

SIEDER, G. & PIRCHL, TH. (1994): Geologische und petrographische Untersuchungen im Raum Umhausen,Ötztal mit besonderer Berücksichtigung der Radonproblematik. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Innsbruck, 91 S., Innsbruck.

STEINER, M. (2011): Petrologie ausgewählter Cu-Lagerstätten (Kelchalm, Bachalm, Wildalm) im Revier Kitzbühel. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Innsbruck, 167 S., Innsbruck.

STRASSER, G. (2008): Zur Vererzung (Fe - Zn - Pb - Cu - As) und tektonischen Position des Arikogels N Hallstatt. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 108 S., Wien.

SZABO, Z. & ZAPECZA O. (1991): Geologic and geochemical factors controlling uranium, radium-226, and radon-222 in ground water, Newark Basins, New Jersey. – In: GUNDERSEN, L.C.S. & WANTY, R.B. (Eds.): Field studies of radon rocks, soils, and water. – U.S. Geol. Surv. Bull., 1971, 243–266, Washington.

SZABO, Z., FISCHER, J.M. & HANCOCK, T.C. (2012): Principal aquifers can contribute radium to sources of drinking water under certain geochemical conditions. – U.S. Geological Survey Fact Sheet **2010–3113**, 6 p.

Thalmann, F. (1987a): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000 (Böhmische Masse und Zentralzone der Ostalpen) - Element Thorium. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

THALMANN, F. (1987b): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000 (Böhmische Masse und Zentralzone der Ostalpen) - Element Uran. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien

Thalmann, F., Schermann, O., Schroll, E. & Hausberger, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1,000.000 Böhmische Masse und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0,18 mm). – 141 S., Geol. B.-A., Wien.

TROPPER, P. & KOZLIK, M. (2012): Was sagen uns die Ti-führenden Akzessorien? Die Rolle der Akzessorien in der Bestimmung der Polymetamorphose in den Metakarbonaten aus dem zentralen Ötztal Komplex (Pollestal, Tirol). – PANGEO AUSTRIA 2012, Abstracts, 136, Salzburg.

Vavra, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb Radiometrie. - Tübinger geowiss. Arbeiten, Reihe A, 6, 173 S., Tübingen.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. – Diss. Mineralog. Inst. Univ. Göttingen, 139 S., Göttingen.

VESELA, P., SÖLLNER, F., FINGER, F. & GERDES, A. (2011): Magmato-sedimentary Carboniferous to Jurassic evolution of the western Tauern window, Eastern Alps (constraints from U-Pb zirekon dating and geochemistry). – Int. Journ. Earth Sc., 100, 993–1027, Stuttgart.

WAGNER, S. (2009): Geochemische Charakteristik sulfidführender Mineralisationen der Böhmischen Masse mit besonderer Berücksichtigung der Isotopengeochemie. – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 60 S., Wien.

Weber, L. (Hrsg.) (1997a): Metallogenetische Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Geol. B.-A., 2 Bl. + Beilagen (Karte der bearbeiteten Rohstoffvorkommen und Liste der erfassten Rohstoffvorkommen, nach ÖK-Blättern geordnet), Wien.

Weber, L. (Hrsg.) (1997b): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industrieminerale und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industrieminerale und Energierohstoffe. – Archiv f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., 19, 607 S., Wien.

WEDEPOHL, K.H. (1995): The composition of the continental crust. – Geochim. Cosmochim. Acta, **59**/7, 1217–1232, New York.

WHO (2012): Uranium in Drinking-water–Background document for development of WHO Guidelines for Drinking-water Quality. – WHO/SDE/WSH/03.04/118/Rev/1, 21 p.

WNA (2013): Uranium from Phosphates. – Stand Juni 2013. www.world-nuclear.org/info/Nuclear-Fuel-Cycle/Uranium-Resources/Uranium-from-Phosphates (abgefragt am 21.05.2014).

ZAPECZA O. & SZABO, Z. (1988): Natural radioactivity in ground water – a review. – In: Moody, D.W., CARR, J., CHASE, E.B. & PAULSON, R.W. (Comp.): National Water Summary 1986 – Ground-water quality: Hydrologic conditions and events. – US Geol. Surv. Water-Supply Paper, 2325, 50–57.

Zeitlhofer, H. (2009): Geologische und petrographische Untersuchungen des Amstettener Berglandes und Strudengaus (SW Moldanubikum). – Dipl.-Arb. nat.-wiss. Fak. Univ. Wien, 85 S., Wien.

ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. – 324 S., Wien-New York.

7.2 Rechtsmaterialien und Gesetze

Trinkwasserverordnung (TWV, BGBI. II Nr. 304/2001 i.d.g.F.): Verordnung des Bundesministers für soziale Sicherheit und Generationen über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch. Gesamte Rechtsvorschrift für die Trinkwasserverordnung: https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnumm er=20001483 (abgefragt am 23.05.2014)

Strahlenschutzgesetz (BGBI. Nr. 227/1969 i.d.g.F.): Bundesgesetz über Maßnahmen zum Schutz des Lebens oder der Gesundheit von Menschen einschließlich ihrer Nachkommenschaft vor Schäden durch ionisierende Strahlen (Strahlenschutzgesetz – StrSchG). Gesamte Rechtsvorschrift für das Strahlenschutzgesetz: https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnum mer=10010335 (abgefragt am 23.05.2014)

Empfehlung 2001/928/Euratom der Kommission der Europäischen Gemeinschaften vom 20. Dezember 2001 über den Schutz der Öffentlichkeit vor der Exposition gegenüber Radon im Trinkwasser. – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften, Nr. L 344, 85, Brüssel. http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/?qid=1400853705677&uri=CELEX:32 001H0928 (abgefragt am 23.05.2014)

Richtlinie 98/83/EG des Rates der Europäischen Union vom 3. November 1998 über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkw-RL). – Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaften, Nr. L 330, S. 32, vom 5. Dezember 1998 (berichtigt in Abl. Nr. L 45, S. 55, vom 19. Februar 1999). http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/?qid =1400854102564&uri=CELEX:31998L0083 (abgefragt am 23.05.2014)

ÖNORM EN ISO 5667-3: Wasserbeschaffenheit - Probenahme - Teil 3: Anleitung zur Konservierung und Handhabung von Wasserproben (ISO 5667-3:2003) (konsolidierte Fassung), ÖNORM EN ISO 5667-3: 2007 09 01

ÖNORM EN ISO 17294-2: Wasserbeschaffenheit - Anwendung der induktiv gekoppelten Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) - Teil 2: Bestimmung von 62 Elementen (ISO 17294-2:2003), ÖNORM EN ISO 17294-2: 2005 02 01

ÖNORM S 5251: Bestimmung und Bewertung der Gesamtdosis durch Radionuklide im Trinkwasser (Ausgabedatum: 2005 03 01).