

GIS-Modellierung pedogener CO₂- Vorkommen als Ansatz zur Salzexploration am Beispiel des Mittleren Muschelkalkes

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors der
Naturwissenschaften

der Geowissenschaftlichen Fakultät

der Eberhard-Karls-Universität-Tübingen

vorgelegt von
Jakob Sierig
aus Tübingen

2003

Kurzfassung

In dieser Arbeit wurde untersucht, ob sich Bodengasmessungen als Ansatz für eine Explorationsmethode auf oberflächennah lagerndes Steinsalz eignen. Die Untersuchungen basieren auf der Annahme, dass Steinsalz als Barriere auf nach oben strömendes CO₂ geogener Herkunft wirkt und sich aus diesem Grund die Grenze des Salzlagers durch ein erhöhtes Kohlensäure-Vorkommen in der Bodenluft an der Erdoberfläche bemerkbar macht. Als Untersuchungsgebiet wurde das 12 km² große Gelände über dem Salzbergwerk Stetten bei Haigerloch/Baden-Württemberg ausgewählt. Dort lagert in 100 bis 200 Meter Tiefe unter GOK das Steinsalz des Mittleren Muschelkalkes. Unter der Salzschrift sind CO₂-Vorkommen bekannt, die unter einem Druck von ca. 5 – 15 bar anstehen.

Anhand der verfügbaren pneumatischen, lithologischen, und hydrologischen Daten des Untersuchungsgebietes wurde ein Modell entwickelt, mit dem der vertikale Transportmechanismus von Geogasen erklärt und die Aufstiegsgeschwindigkeit des CO₂ abgeschätzt werden konnte. Dabei zeigte sich, dass es vor allem vom hydrostatischen Druck und damit von der Mächtigkeit des Aquifers im Oberen Muschelkalk abhängt, ob geogenes CO₂ durch advektiven Transport zur Erdoberfläche gelangen kann. Advektiver Gastransport findet nur in Richtung eines Druckgefälles statt. Ist der hydrostatische Druck an der Aquiferbasis des Oberen Muschelkalkes höher, als der Gasdruck in den Gesteinsschichten des Mittleren Muschelkalk, entfällt das erforderliche Druckgefälle in Richtung Erdoberfläche. Demnach ist im Untersuchungsgebiet nur dort mit geogenem CO₂-Vorkommen zu rechnen, wo sich die Täler des Untersuchungsgebietes bis in den Oberen Muschelkalk einschneiden. Um die Erkenntnisse der Modellrechnungen zu überprüfen wurde ein Standort über einer intakten Salzschrift mit einem Standort, unter dem kein Salz vorhanden ist verglichen. Beide Standorte befinden sich in der Aue von Bachläufen, die sich bis in den Oberen Muschelkalk eingeschnitten haben. Zum Vergleich wurde das stabile Isotop ¹³C des CO₂ der Bodenluft und des Verhältnisses von O₂ zu CO₂ untersucht. Dabei konnte nur an dem Standort, unter dem kein Salz mehr vorhanden ist, geogenes CO₂ nachgewiesen werden. Dies wird als Hinweis darauf gewertet, dass die Salzschrift als Barriere für den Aufstieg von geogenem CO₂ wirkt. Die Messung von Bodengasen ist allerdings in o.g. Gebiet nur sehr eingeschränkt möglich, da sich dort nur ein geringer Teil des Geländes im Oberen Muschelkalk befindet. Auf einem Standort im Mittleren Keuper wurde eine großflächige Kartierung von CO₂-Konzentrationen der Bodenluft durchgeführt. Bei der Auswertung der Kartierung mit Hilfe des GIS ArcView konnten zwei schwäbisch streichende Lineamente erkannt werden, deren CO₂-Konzentration zwischen 50 und 100% gegenüber der mittleren CO₂-Konzentration erhöht war. Eines der Lineamente trat nur dort auf, wo die Salzschrift im Mittleren Muschelkalk fehlte. Das andere Lineament verlief entlang einer geologischen Störung. Bei Untersuchungen der ¹³C-Isotopen und gleichzeitigen Messung von O₂- und CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft zeigte sich, dass der Zustrom von geogenem CO₂ die Kohlensäure-Konzentration der Bodenluft um maximal 15 % erhöht haben konnte. Die erhöhte CO₂-Konzentration im Bereich der Lineamente konnte demzufolge nicht mit einem Zustrom geogenem CO₂ erklärt werden.

Abstract

The primary goal of this dissertation was to examine if soil-gas concentrations are indicators for shallow rock-salt deposits. The examinations were based on the assumption that rock-salt is a barrier with respect to ascending gas of geogenic origin. Therefore, the lateral extensions of rock-salt formations are characterized by increased carbon-dioxid concentrations within the soil. The study area under consideration comprises an area of 12 km² located above the salt-mine Stetten near Haigerloch (Baden Württemberg). The rock-salt occurs in a depth of 100 to 200m below surface („Mittlerer Muschelkalk). Below the salt layer the CO₂-pressure is 5 to 10 bars. Using existing pneumatic, lithologic and hydraulic data a model has been developed to explain the overall vertical transport mechanism of geogenic gases and to generate estimates for the velocities of the ascending carbon dioxide. The model revealed that the hydrostatic pressure and therefore the thickness of the aquifer within the Oberen Muschelkalk is the most important mechanism controlling the advective transport of geogenic carbon dioxide towards the surface. Advective transport of gas only occurs towards the direction of decreasing pressure. If the hydrostatic pressure on the basis of the aquifer (located within the Oberer Muschelkalk) is higher than the gas pressure within the rock formations of the Mittlerer Muschelkalk there is no incline of pressure towards the surface. Therefore geogenic carbon dioxide within the study area is likely to occur only where valleys incise the Mittleren Muschelkalk.

To verify the calculations based on this model a location with rocksalt in the sub-surface was compared to a location where no rocksalt occurs below the surface. Both locations are in floodplains of streams which incise the Oberen Muschelkalk. The stable isotope compositions of carbon derived from the CO₂ of the soil-gas and the O₂ / CO₂ ratios of both locations have been compared. Only the location where no rocksalt occurs in the sub-surface displays carbon dioxide of geogenic origin. This indicates that rocksalt acts as a barrier with regard to ascending geogenic CO₂.

The exploration of rock-salt with help of soil-gas measurements in the study area is severely limited because only a small fraction of the area is incises the Oberen Muschelkalk.

CO₂ concentrations in soils in the Mittleren Keuper were mapped on a larger scale. The evaluation of this mapping with GIS ArcView revealed two lineaments that parallel the swabian strike and are characterized by CO₂ concentrations which are 50 – 100% higher than the average carbon dioxide concentrations. One of the lineaments occurred where there is no rock-salt in the Mittleren Keuper. The other lineament follows a geologic fault-line. Analysis of the stable isotopes of carbon and the concentrations of CO₂ and O₂ revealed that the geogenic carbon dioxide induced only a 15% increase in the carbon dioxide concentration in the soil gas. Therefore, the geogenic carbon dioxide can not explain the marked increase of the carbon dioxide concentration of this lineament.

Danksagung

Für die Überlassung des Themas und die Betreuung möchte ich zuerst Herrn Prof. Dr. Werner Ernst, Universität Tübingen, und Herrn Prof. Dr. Martin Meschede, Universität Greifswald danken.

Ein weiterer besonderer Dank gilt Herrn Bergwerksdirektor a. D. Hans Boehm, der den Anstoß zur Durchführung dieser Arbeit gab.

Auch Herrn Bergwerksdirektor Höllerbauer danke ich besonders, da er das Einverständnis zur Durchführung dieser Arbeit gab und diese in jeglicher Hinsicht unterstützte.

Ein sehr herzlicher Dank gilt Herrn Dipl. Geol. Matthias Zopperitsch für seinen ausdauernden körperlichen und mentalen Einsatz bei der ersten flächigen Karierung.

Ebensolcher Dank sei an Herrn Dennis Palermo gerichtet, der im Zuge der ersten Profil-Messungen überragenden körperlichen Einsatz zeigte.

Dem Laboranten Achim Hellstern danke ich ebenfalls für die Hilfestellung bei allen anfallenden Kleinigkeiten..

Der Wacker Chemie danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Meinem Chef, Herrn Roland Schindler danke ich für die Nachsicht und das Verständnis dafür, dass ich mich manchmal nicht voll auf das Tagesgeschäft konzentrieren konnte.

Das Ingenieur-Büro Zukunft aus Balingen stellte mir freundlicher Weise Grubenrisse des Bergwerks in jeder Form, die zur Anfertigung der Arbeit benötigt wurde, zur Verfügung.

Zum Schluss danke ich all meinen Freunden, die in irgendeiner Weise wegen dieser Arbeit geduldig mit mir sein mussten.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	2
Abbildungsverzeichnis	5
Tabellenverzeichnis	6
1 Einführung	7
1.1. Einleitung und Zielsetzung	7
1.2. Ausgangssituation	7
1.3. Vorgehensweise	8
2 Bisherige Arbeiten	9
2.1 Nachweis von Störungen anhand der Bodengasmethode nach Ernst (1968)	9
2.2 CO ₂ -Untersuchungen von Frieg (1982)	9
2.3 Nachweis von Störungen und Vertaubungszonen (Wranik, 1984)	10
2.4 Messung von CO ₂ -Drücken in den Kohlensäure-Erschliessungsbohrungen im Eyachgebiet (Blaser, 1987)	10
2.5 Bodengasmessung über einer Subrosionssenke und einem Salzhang im Salinar des Fuldaer Beckens (Briegel, 1988)	11
3 Geografie und Geologie	12
3.1 Geografische Lage	12
3.2 Geologischer Überblick	13
3.3 Stratigrafie	13
3.4 Tektonik	16
3.5 Hydrogeologie	18
4 Modellvorstellung des Gasaufstieges	19
4.1 Einführung	19
4.2 Ausgangssituation	20
4.3 Vorkommen von CO ₂ an den Vertaubungszonen	21
4.4 Transportmechanismen	24
4.4.1 Transport in den oberen Sulfatschichten	24
4.4.1.1 Betrachtung des Druck-Gradienten	25
4.4.1.2 Betrachtung der CO ₂ -Flussrate	26
4.4.1.3 Berechnung der Gaspermeabilität	26
4.4.1.4 Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes	27
4.4.1.5 Ergebnisse	27
4.4.2 Transport in der oberen Dolomitformation (mm) und im o. Muschelkalk (mo)	28
4.4.2.1 Injektionsversuch von GOTH (1983) bei Sulzau am Neckar	33
4.4.3 Aufstieg im Keuper	35

5	CO ₂ in der Bodenluft	37
5.1	Jahreszeitliche Schwankungen und Bodentemperatur	38
5.2	Bodenfeuchte	39
5.3	Grundwasser	40
5.4	Luftdruck	41
5.5	Bodenstruktur	41
5.6	Bodenart	41
5.7	Vegetation und Bodennutzung	42
6	Methodik im Gelände	44
6.1	Die Bodengasmethode nach Ernst (1968)	44
6.2	Modifikationen	46
7	Flächige Kartierung von CO ₂ -Konzentrationen der Bodenluft	47
7.1	Einführung	47
7.2	Auswahl der Gebiete zur flächigen Kartierung	47
7.2.1	Kartierung von Zopperitsch (2001)	47
7.2.2	Kartierung über intakter Salzschiicht	48
7.3	Wahl des Messpunktrasters	48
7.4	Statistik der Kartierung	49
7.5	Bestimmung des Hintergrund-Werte-Bereiches	50
7.6	Normierung der Vegetationsklassen	53
7.7	Kartographische Interpretation	53
7.8	Ergebnisse	55
7.8.1	Kartierung von Zopperitsch (2001)	55
7.8.2	Kartierung über intakter Salzschiicht	56
7.9	Interpretation im Bezug auf Salzvorkommen	56
8	CO ₂ -Profile	59
8.1	Auswahl der Orte	59
8.2	Erläuterung zu den Abbildungen der Profile	60
8.3	Profile 1 - 9	61
8.4	Profile 16 - 18	64
8.5	Profil 10	64
8.6	Profile 14 – 15	66
8.7	Profile 19 – 20	66
8.8	Profile 21 – 22	68
8.9	Profil 11	68
8.10	Profile 12 und 13	71
8.11	Profile 23 – 24	71

8.12	Profile 25 – 26	71
8.13	Zusammenfassung und Diskussion	72
8.14	Vergleich der Messungen von Zopperitsch (2001) und Wranik (1984)	73
9	O ₂ -CO ₂ -Profile	75
9.1	Physikalisches Verhalten von CO ₂ und O ₂ in einem porösen Medium	75
9.1.1	Maximal biologisch erzeugter CO ₂ -Gehalt im Boden	77
9.2	Untersuchung im Gelände	77
9.2.1	Auswahl der Gebiete	77
9.2.1.1	Profile 1 und 2	78
9.2.1.2	Profile 3 bis 5	78
9.2.1.3	Profil 6 bis 9	78
9.2.1.4	Profile 10 und 11	79
9.2.1.5	Profile 12 und 13	79
9.2.1.6	Profile 14 und 15	79
9.2.1.7	Profile 16 und 17	79
9.2.1.8	Profile 18 und 19	80
9.2.1.9	Profil 20	80
9.2.2	Vorgehensweise im Gelände	80
9.2.3	Auswertung der Messergebnisse	81
9.2.3.1	Gesamtbetrachtung	81
9.2.3.2	Ergebnisse und Interpretationen der einzelnen Profilmessungen	83
9.2.4	Interpretation der Ergebnisse	90
¹³ C	- Stabile Isotopen	93
10.1	Einführung	93
10.2	Vorangegangene Arbeiten	94
10.3	Vorüberlegungen	96
10.4	Welche Werte sind bei Zustrom von CO ₂ aus der Tiefe zu erwarten?	97
10.5	Probennahme im Gelände	98
10.5.1	Keuper	98
10.5.1.1	Gebiete, in denen kein Salz im Untergrund vermutet wird:	98
10.5.1.2	Gebiet über vermutetem Salzvorkommen (auffällig niedrige CO ₂ -Konzentrationen im Boden):	100
10.5.2	Muschelkalk	101
10.5.3	Ergebnisse im Keuper	102
10.5.4	Ergebnisse im Muschelkalk	103
10.6	Diskussion der Ergebnisse	104
11.	Zusammenfassung	106
11.1.	Allgemeine Ergebnisse	106
11.2.	Ergebnisse in den Untersuchungsgebieten	106
11.2.1.	Untersuchungen auf Keuper-Standorten	106
11.2.2.	Untersuchungen auf Muschelkalk-Standorten	107
11.3.	Diskussion und Ausblick	107
12	Literaturverzeichnis	108

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 3.1: Geografische Lage des Untersuchungsgebietes
- Abb. 3.2: Abfolge der Gesteinsschichten im Untersuchungsgebiet.
- Abb. 3.3: Tektonische Übersichtskarte der Umgebung des Untersuchungsgebietes
- Abb. 3.4: Kluffrosen des A) Hauptmuschelkalks (EHMANN, 1984), B) einem Hillshade-Bild der Erdoberfläche (SIERIG, 1998) und der Klüfte im Tonigen Anhydrit in Aufschlüssen unter Tage (STRAYLE et al., 1998)
- Abb. 3.5: Blockbild des Hohenzollerngrabens in Kombination mit der senkrecht zum Graben verlaufenden lamellären Scherung
- Abb. 4.1: Abfolge der Gesteinsschichten im Untersuchungsgebiet.
- Abb. 4.2: Bohrungen zur CO₂-Erkundung im Vertaubungsgestein von T-Süd aus WRANIK (1984)
- Abb. 4.3: vorgegebene Darcy-Geschwindigkeit (v_{min}, v_{max}) in Abhängigkeit vom Druckunterschied (bar) und dem Durchlässigkeitsbeiwert (k_f).
- Abb. 4.4: Modellvorstellung des advektiven Gasaufstieges in Klüften nach ETIOPE et al., (2001).
- Abb. 4.5: Darstellung der potentiellen CO₂-Mindestaufstiegsrate (Q_{pot}) in Abhängigkeit von der Kluffweite im Aquifer
- Abb. 5.1: Durchschnittliche Bodentemperatur, Bodenfeuchte und Bodenrespiration in der Langgras-Prärie (aus MIELNICK et al., 2000)
- Abb. 5.2: Einfluss der Bodenfeuchte auf die Bodenrespirationsrate auf landwirtschaftlich (a) und forstwirtschaftlich (b) genutzten Flächen
- Abb. 6.1: Vergleich der Methoden zur Gewinnung von Bodengasen
- Abb. 7.1: Übersicht über die statistische Verteilung der Höhe der CO₂-Konzentrationen aller Messwerte der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001).
- Abb. 7.2: Statistische Verteilung der gemessenen CO₂-Konzentrationen bei der Kartierung über einer intakten Salzsicht.
- Abb. 7.3: Glättung von Einzelwerten durch den gleitenden Mittelwert (nach GOTH, 1983)
- Abb. 7.4: Funktionsweise der ArcView-Berechnungsmethode Neighborhood Statistics
- Abb. 7.5: Statistische Auswertung der Werte, die bei den Kartierungen mehr als zwei Standardabweichungen von der jeweiligen Hintergrundkonzentration abgewichen sind
- Abb. 8.1: Übersicht über die Lage der Profile in den Kartiergebieten.
- Abb. 8.2: Lage und Verlauf der Profile 1,2,3 und 8
- Abb. 8.3: Lage und Verlauf der Profile 4 bis 7 und 9
- Abb. 8.4: Lage und Verlauf der Profile 10 und 16 bis 18

- Abb. 8.5: Lage und Verlauf der Profile 14,15,19 und 20
- Abb. 8.6: Lage und Verlauf der Profile 11, 21 und 22
- Abb. 8.7: Lage und Verlauf der Profile 12,13,23 und 24
- Abb. 8.8: Lage und Verlauf der Profile 25 bis 27
- Abb. 8.9: Vergleich von Profilen aus der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) und WRANIK (1984)
- Abb. 9.1: Verteilung der CO₂-Konzentrationen der Bodenluft in den CO₂-O₂-Profile
- Abb. 9.2: Verhalten der Sauerstoff-Konzentration im Bezug zur CO₂-Konzentration in der Bodenluft
- Abb. 9.3.: Überhöhte [O₂+CO₂]_{gem} -Werte im Bezug zur CO₂-Konzentration
- Abb. 10.1: δ¹³C-Werte einiger natürlicher C-Vorkommen
- Abb. 10.2: Zu erwartende Abweichung des δ¹³C-Wert eines Gemisches aus biogenem und steigendem Anteil geogenen CO₂
- Abb. 10.3: Übersicht der CO₂-Austrittsstellen unter Tage
- Anlage 1: Geologische Karte der Umgebung des Salzbergwerk
- Anlage 2: Reliefschattierte Darstellung der CO₂-Konzentrationsverteilung im Bezug zur Morphologie
- Anlage 3: Vergleich: Ausdehnung des Salzlagers und CO₂-Konzentrationsverteilung
- Anlage 4: zeichnerische Blockbild-Darstellung der Modellvorstellung des Gasaufstieges
- Anlage 5: Grafische Darstellung der Einzelprofile der O₂-CO₂-Messungen

Tabellenverzeichnis

- Tab. 4.1: Respirationsraten von Böden mit unterschiedlicher Vegetation und unterschiedlicher Temperatur
- Tab .4.2: Kohlendioxid-Austrittsmengen am Seigerschacht
- Tab. 4.3: Gasdruck über dem atmosphärischen Druck an den Untertage-Messstellen
- Tab. 4.4: Druckabfall nach Gasentnahme an Gasventilen unter Tage
- Tab. 5.1. Daten über Durchschnitts-CO₂-Konzentrationen im Boden aus der Literatur
- Tab. 9.1: Wichtige gasphysikalische Kennzahlen für CO₂ und O₂
- Tab. 10.1: Zusammenstellung einiger δ¹³C-Werte aus der vorliegenden und vorangegangenen Arbeiten
- Tab. 10.2: Ergebnis der Isotopen-Untersuchungen im Keuper
- Tab. 10.3: Ergebnis der Isotopen-Untersuchungen im Muschelkalk

1 Einführung

1.1. Einleitung und Zielsetzung

Die Bildung von CO₂ im Erdmantel und der Erdkruste ist ein weit verbreitetes Phänomen. Geogen entstandenes Kohlendioxid migriert zur Erdoberfläche, wobei hauptsächlich die Gas-Durchlässigkeit der durchströmten Gesteine die Geschwindigkeit des Gasaufstiegs bestimmt. Folglich werden geologisch bedingte Inhomogenitäten häufig mit erhöhten CO₂-Vorkommen in der Bodenluft in Verbindung gebracht (SOKOLOV, 1933; GIAMMANCO ET AL., 1997; LEWICKI ET AL., 2000; ETIOPE ET AL., 2001).

Die Erfassung räumlicher Verteilungen von CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft konnte in der Vergangenheit erfolgreich eingesetzt werden, um geologische Strukturen im Untergrund zu lokalisieren (ERNST, 1968; GOTH, 1983; BRIEGEL, 1988).

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist es, mit Hilfe von Bodengasmessungen einen Ansatz für eine Explorationsmethode auf oberflächennah lagerndes Steinsalz zu entwickeln. Salz ist ein Gestein, das keine Poren, Klüfte oder Schichtflächen besitzt. Eventuell entstehende Risse werden durch die hohe plastische Mobilität der Salzgesteine schnell wieder geschlossen. Aufgrund dieser Eigenschaften wird Steinsalz als gasdicht angesehen. In der vorliegenden Arbeit wird angenommen, dass Steinsalz als Barriere auf nach oben strömendes CO₂ wirkt. Die Grenze eines Salzlagers könnte sich daher durch ein erhöhtes Kohlensäurevorkommen an der Erdoberfläche im Boden bemerkbar machen.

1.2. Ausgangssituation

Im Salzbergwerk Stetten bei Haigerloch (SW-Deutschland) wird die bis zu 20 m mächtige Steinsalzschiefer des Mittleren Muschelkalks bergmännisch abgebaut. Im Stettener Salzbergwerk sind im Laufe der Zeit vielerorts Vertaubungen im Salzkörper aufgeschlossen worden. Dabei handelt es sich um Bereiche, in denen die Mächtigkeit der Salzschiefer stark reduziert ist oder gänzlich verschwindet. An Stelle der Salzschiefer tritt dort eine Lösungsbrekzie, deren Komponenten aus dem tonigen Anhydrit im Hangenden der Salzschiefer bestehen (SIERIG, 1998). Die Genese dieser Vertaubungen ist bisher unklar. Unterhalb der Abfolge des Salinars sind vielerorts im Bergwerk Kohlensäure-Vorkommen festgestellt worden. Teilweise steht das Gas mit erheblichem Druck an.

In den vergangenen 150 Jahren wurden im Salzbergwerk Stetten Untersuchungen mit den unterschiedlichsten Zielsetzungen angestellt, um die Genese und die Ausbreitung der Vertaubungen erklären zu können. Bisher ohne Erfolg.

Frühere Messungen begründeten die Hoffnung, dass anhand der CO₂-Konzentration im Boden oberhalb des Salzkörpers ein Nachweis der Vertaubungen möglich sein könne. Aus diesem Grund sollte untersucht werden, ob sich die Vertaubungszonen anhand von erhöhten CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft an der Erdoberfläche nachweisen lassen.

1.3. Vorgehensweise

Zunächst sollte eine großflächige Punktraster-Kartierung der CO₂-Konzentrationen im Boden über der am besten bekannten Vertaubungszone des Salzlagers bei Stetten Anhaltspunkte über die dortige Verteilung von CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft liefern. Der räumliche Zusammenhang der im Gelände gewonnenen Daten sollte mit Hilfe eines GIS analysiert werden. Erwartet wurde entweder eine Abzeichnung des genauen Verlaufes der Vertaubungszone durch die CO₂-Konzentrationen im Boden darüber oder ein sich ebenfalls durch erhöhte CO₂-Konzentrationen abzeichnendes Störungsmuster, das nachweisbar in Zusammenhang mit den Erkenntnissen aus dem Bergwerk stehen könnte.

Anschließend sollten die bei der Kartierung gewonnen Erkenntnissen mit Bodengasuntersuchungen in Form von Profile mit geringerem Messpunktabstand verglichen werden. Untersuchungen der stabilen Isotopen des CO₂ und das Verhältnis Sauerstoff zu Kohlendioxid in der Bodenluft sollten dazu eingesetzt werden, um die Herkunft hoher CO₂-Konzentrationen bestimmen zu können.

Zur Plausibilisierung der Erkenntnisse aus dem Gelände sollte ein Modell entwickelt werden. Anhand des Modells sollte überprüft werden, ob eventuelle geogene CO₂-Funde über Tage mit den Druck- und Durchlässigkeitsverhältnissen der darunter liegenden Gesteinsschichten übereinstimmen können.

2 Bisherige Arbeiten

Bodengasmessungen haben im Bereich der Kohlenwasserstoffgeologie eine langjährige Tradition. In den 30 Jahren wurden Bodengasmessungen von LAUBMEYER und SOKOLOV als geochemische Prospektionsmethode für Erdöl- und Erdgaslagerstätten eingeführt. Ein Erfolg dieser Methode stellte sich in ariden Gebieten der damaligen Sowjetunion ein (SOKOLOV, 1955).

2.1 Nachweis von Störungen anhand der Bodengasmethode nach ERNST (1968)

Ende der 60er Jahre konnte ERNST (1968) anhand von Bodengasmessungen den zuvor auskartierten Verlauf des Bebenhauser Grabens im Norden Tübingens bestätigen. ERNST legte Profile mit einem Messpunkt-Abstand zwischen 5 und 15 Metern senkrecht über den Verlauf des Grabens. Im Bereich der Grabenschultern konnte er meist eine Zunahme des CO₂- und Methangehaltes in der Bodenluft feststellen. Eine ausführliche Beschreibung der Bodengasmethode nach ERNST (1968) folgt in Kapitel 6.1.

Bei der Exploration auf CO₂-Lagerstätten im Neckar-Eyach-Gebiet mit Hilfe der Bodengasmethode konnte das Verhältnis zwischen unproduktiven und produktiven Bohrungen mit Hilfe von Bodengasmessungen um die Hälfte reduziert werden (ERNST, 2002). Dort konnte mit Hilfe der Bodengasmethode von ERNST (1968) ein CO₂-Zustrom aus dem Untergrund direkt nachgewiesen werden.

2.2 CO₂-Untersuchungen von FRIEG (1982)

Die bisher aussichtsreichsten Versuche, die Ausdehnung des Salzes vorhersagen zu können, gehen auf Untersuchungen von FRIEG (1982) zurück. FRIEG unternahm nach Beendigung seiner Diplomarbeit einige CO₂-Messungen im Bereich des Bergwerkes. Bedauerlicherweise sind über diesen Teil seiner Arbeit für das Salzbergwerk Stetten keinerlei Unterlagen erhalten geblieben.

Laut freundlicher Auskunft von Herrn Bergwerksdirektor Boehm a.D. konnte FRIEG die Vertaubung der Strecke 47E anhand einer erhöhten CO₂-Konzentration im Boden darüber auf 20 Meter genau vorhersagen.

2.3 Nachweis von Störungen und Vertaubungszonen (WRANIK, 1984)

WRANIK (1984) stellte sich in seiner Arbeit die Aufgabe, an der Erdoberfläche über dem Salzbergwerk mit Hilfe der Bodengasmethode nach ERNST (1968) nach tektonischen Störungen zu suchen. Dies geschah, indem parallel zum Wegenetz eines Gebietes Messprofile nach der Bodengas-Messmethode (ERNST, 1968) gelegt wurden.

Wenn in den Profilen anhand wiederholt gemessener erhöhter CO₂-Konzentrationen Lineamente erkannt werden konnten und diese in das tektonische Gesamtbild passten, ging WRANIK von einer Störungs-bedingten Anomalie aus.

Anhand der gefundenen Lineamente wollte WRANIK (1984) so Rückschlüsse auf die Wahrscheinlichkeit einer im Untergrund vorhandenen Vertaubungszone ziehen. Zu dieser Zeit ging man davon aus, dass die Entstehung der Vertaubungszonen im Zusammenhang mit den rezenten tektonischen Systemen stehen.

WRANIK (1984) setzte in seiner Arbeit eine ständig stattfindende Gasmigration aus dem Liegenden des Salzlagers zur Erdoberfläche voraus. Das Gas sollte entlang tektonischer Störungen aufsteigen. Nach seiner Vorstellung waren aber die Störungen gasführend, die beim Anfahren unter Tage so viel CO₂ freisetzen, dass der Gasaustritt ohne technische Hilfsmittel vom Menschen wahrgenommen werden konnte.

2.4 Messung von CO₂-Drücken in den Kohlensäure-Erschliessungsbohrungen im Eyachgebiet (BLASER, 1987)

BLASER (1987) maß in sieben CO₂-Entnahmebohrungen der Kohlensäurelagerstätte im Neckar-Eyach-Gebiet über Monate hinweg im 1-2-Wochen-Rhythmus den herrschenden Gasdruck und stellte dort um 1 bis 2 Größenordnungen variierende Gasdrücke fest. Da Stetten sich am südlichen Rand dieser Lagerstätte befindet (STRAYLE et al., 1998), ist in diesem Gebiet ebenfalls von schwankenden CO₂-Drücken im Liegenden des Salzlagers auszugehen. Die Ergebnisse dieser Arbeit von BLASER (1987) lassen das Modell eines kontinuierlichen Gaszustroms aus der Tiefe zweifelhaft erscheinen.

2.5 Bodengasmessung über einer Subrosionssenke und einem Salzhang im Salinar des Fuldaer Beckens (BRIEGEL, 1988)

Durch Anlage von mehreren Profilen über den zu untersuchenden Strukturen im Salinar konnten mittels Bodengasmessungen die Ausdehnung einer bekannten Subrosionssenke und die Lage des Salzhangs einigermaßen sicher bestätigt werden. Die Anwendung der Bodengasmethode nach ERNST (1968) konnte erfolgreich zur Erkundung der Grenzen des Salinars eingesetzt werden.

Das Salzgebirge im Fuldaer Gebiet besteht aus einer 190 bis 240 Meter mächtigen Abfolge aus Steinsalz und Kalisalzen. Die Lagerungsverhältnisse des Fuldaer Salinars sind ähnlich wie die in Südwestdeutschland, allerdings durch salztektonische Vorgänge vor allem im oberen Bereich deformiert worden (BRIEGEL, 1988).

Wie in SW-Deutschland fand auch im Fuldaer Gebiet im Miozän starker Basaltvulkanismus statt (Rhön- und Vogelsberg-Vulkanismus). Im Zuge des Vulkanismus wurde durch Rekristallisationsvorgänge CO_2 unter hohem Druck im Salz eingeschlossen. Das Gas liegt inter- und intrakristallin sowie als freies CO_2 (in Schnitten und Schlechten) vor (BRIEGEL, 1988). Wegen seiner Gashaltigkeit wird dieses Salz „Knistersalz“ genannt.

Am Rand der Lagerstätte und an Kreuzungspunkten tektonischer Bruchlinien wird die Lagerstätte durch Grundwässer subrodiert (BRIEGEL; 1988). Dadurch wird das eingeschlossene CO_2 freigesetzt und kann zur Oberfläche migrieren.

Die Subrosion lässt unterirdische Hohlräume entstehen, über denen durch die sukzessive Entspannung des Gebirges Lockerung und Nachbrechen des Gebirgsverbandes folgt. Ergebnis sind z.B. Einbruchschlote oder Subrosionssenken.

Eine solche Subrosionssenke wurde von BRIEGEL mit drei Profilen mit der Bodengasmethode nach ERNST (1968) übermessen. Dabei stellte sich heraus, dass bei allen drei Profilen im Bereich der Hauptstörungen der Subrosionssenke deutlich erhöhte CO_2 -Werte auftraten (BRIEGEL, 1988). Dort, wo an der Oberfläche besonders hohe CO_2 -Konzentrationen vorlagen, wurde zusätzlich das $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Isotopen-Verhältnis bestimmt. Bei Annahme einer starken CO_2 -Anreicherung durch Zufuhr aus dem Untergrund wäre ein Mischwert aus biogenen und vulkanogenen Isotopenverhältnissen zu erwarten (Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des vulkanogenen CO_2 in Hessen liegen im Bereich von 0 - -5‰ nach PDB-Standard (DIETZEL et al., 1997) (s. Tab.10.1.).

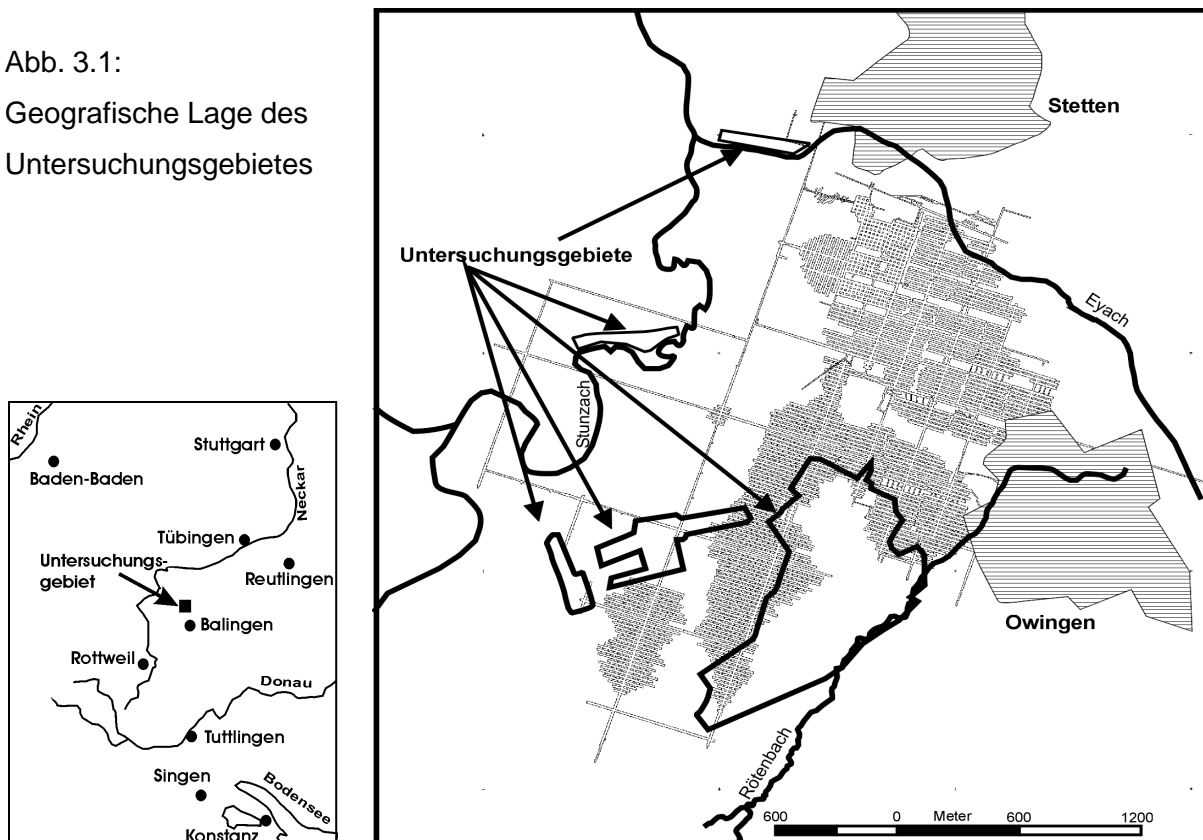
Allerdings sprechen die Werte deutlich für eine rein biogene Herkunft des Kohlendioxids. Die rein biogene Signatur des CO_2 wird auf eine bakterielle Umwandlung von Methan aus den Tiefengasen zurückgeführt. Nach freundlicher Auskunft von Herrn Dipl.-Geologe Dr. Lukas von der Kali & Salz AG in Kassel ist Methan im Knistersalz allerdings nur in Spuren vertreten. Aus diesem Grund scheidet als Quelle für das CO_2 eine Umwandlung von Methan durch Mikroorganismen im Boden aus.

3 Geografie und Geologie

3.1 Geografische Lage

Das Salzbergwerk Stetten befindet sich in Baden-Württemberg etwa 10 Kilometer nordwestlich von Balingen (siehe Abb. 3.1). Der Hauptschacht des Bergwerkes liegt direkt am Bahnhof Haigerloch/Stetten. Von dort aus dehnt sich der Untertage-Abbau ca. 3 Kilometer nach SE und jeweils 2 km nach E und W aus (siehe Abb. 3.1). Das Abbaugelände wird im Norden und im Westen im wesentlichen von den Bachläufen der Eyach und Stunzach umgrenzt. Im Osten und Süden begleitet der Rötenbach in einer Entfernung zwischen 100 und 700 Metern die Grenze des Grubengebäudes.

Abb. 3.1:
Geografische Lage des
Untersuchungsgebietes



Der größte Teil der Untersuchungen konzentrierte sich auf ein Gebiet, das im südöstlichen Bereich des Abbaues beginnt und sich von dort aus bis zum Rötenbach bei Owingen ausdehnt. Ein weiteres Kartiergebiet befindet sich über dem Zentrum des Abbaues im Bereich der Kreuzung Wetterstrecke und Abbau 100. Es erstreckt sich von dort aus bei 100-300 Metern Breite etwa 300 Meter nach NE und 650 Meter nach SW. Weitere Messungen fanden im Tal der Stunzach auf der Höhe des Gutshofes Hospach und im Eyachtal direkt am Steinbruch Schneider statt (siehe Abb. 3.1).

3.2 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet befindet sich morphogeologisch betrachtet in der südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft. Das Salzlager ist konkordant in den Mittleren Muschelkalk eingeschaltet. Die Überdeckungsmächtigkeiten im Kartiergebiet betragen zwischen 100 und 240 m (STRAYLE ET AL., 1998) (siehe Abb. 3.2) .

Die Schichtenfolge reicht auf den Hochflächen des Untersuchungsgebietes vom Lettenkeuper bis zum Lias. Teile der Hochfläche sind von mächtigem Löß und Lößlehm überdeckt. Entlang der Talränder treten altquartäre Terrassenschotter auf (siehe Anlage 1 im Anhang) .

Die Bachläufe der Eyach und Stunzach haben sich in meist engen Tälern bis in den Oberen Muschelkalk eingetieft. Die Schichten fallen generell mit 2-4° nach Südosten ein, wodurch das Alter der die Hochflächen bildenden Schichten nach Nordwesten hin zunimmt.

Die Gebiete der flächigen CO₂-Messungen befinden sich auf den Hochflächen des mittleren Keupers, die größtenteils von quartärem Lösslehm überdeckt sind.

3.3 Stratigrafie

Die stratigrafische Abfolge der für diese Arbeit relevanten Gesteinsschichten ist in Abb. 3.2. dargestellt.

Der **Untere Muschelkalk (mu)** besteht aus einer Wechselfolge von dünnplattigen Tonmergeln, Kalken und Dolomiten. Die Wechselfolge ist vertikal stark geklüftet und weist im Vergleich zu den im Hangenden folgenden Schichten eine relativ hohe Porosität auf. Aufgrund der im Hangenden folgenden undurchlässigen Schichten erfüllt der untere Muschelkalk somit die Funktion eines CO₂-Speichergesteins.

Im Hangenden folgt die saline Abfolge des **Mittleren Muschelkalkes (mm)**. Sie beginnt im Liegenden mit 2-3 m mächtigen Dolomiten, die von einem ebenso mächtigen Grundanhydrit überlagert werden. Darauf folgt eine zwischen 5 und 15 Metern mächtige, nicht geschichtete Steinsalzschiefer. Nähere Beschreibungen zu dieser Schicht finden sich bei STRAYLE et al., (1998) und SIERIG (1998). Halit ist als gasdichtes Gestein bekannt. In die Salzvorkommen des Zechstein geschlagene Kavernen werden in Norddeutschland zur Speicherung von Erdgas verwendet.

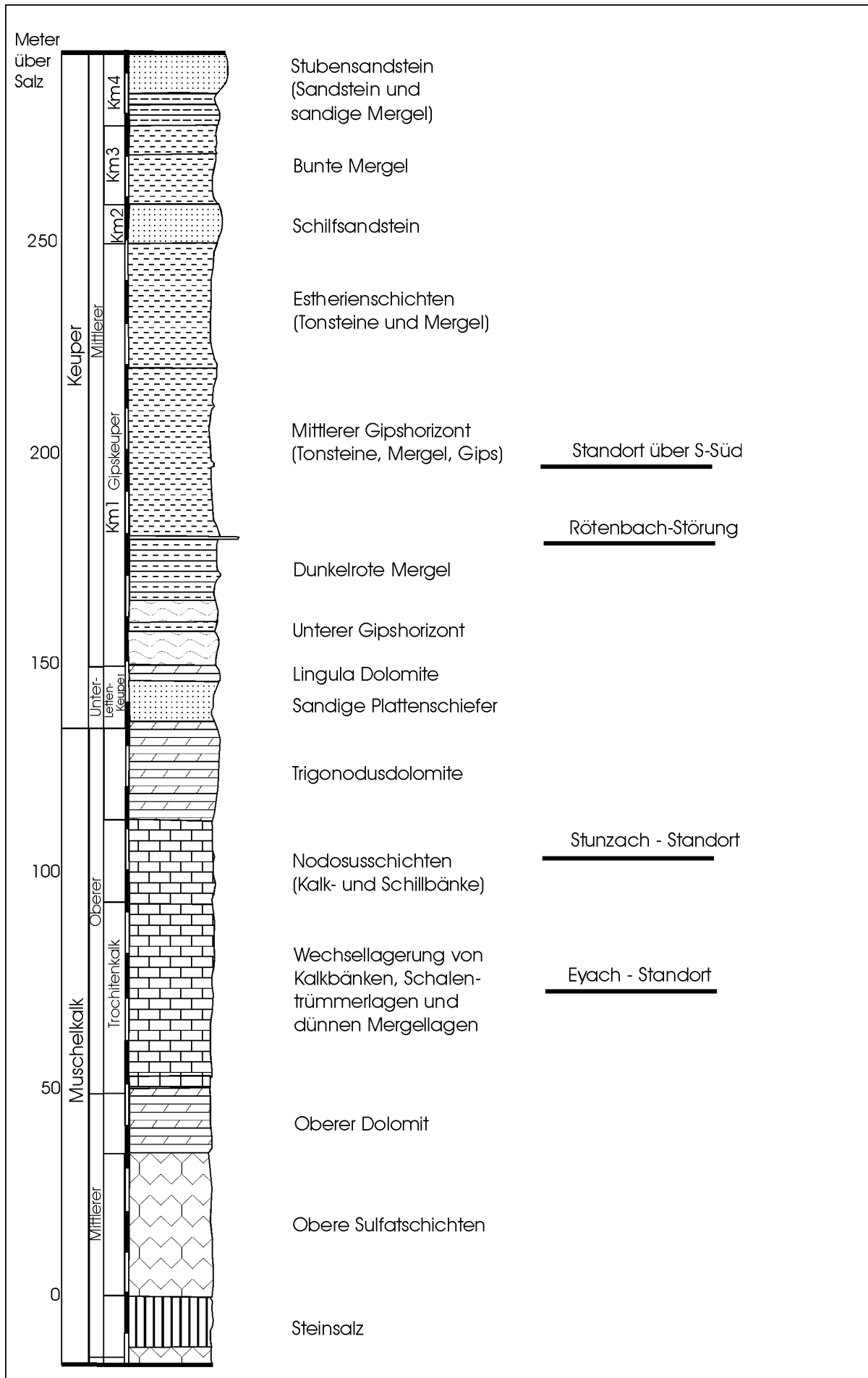
Das Steinsalz wird von den 35-43 m mächtigen Oberen Sulfatschichten überlagert. Sie bestehen aus einem schwach tonhaltigen geschichteten Anhydrit. Diese Schicht ist gering

durchlässig. Im Hangenden folgt der Obere Dolomit, der wie die darüber lagernden Kalke des **Oberen Muschelkalkes** aus gut gebankten und geklüfteten Karbonaten besteht. Die Klüftung wurde dort teilweise durch Verkarstung erweitert.

In den Oberen Muschelkalk sind örtlich Mergellagen eingeschaltet, die sich mindernd auf die Durchlässigkeit dieser Einheit auswirken können.

Mit dem im Hangenden folgenden **Lettenkeuper (ku)** beginnt die stark variierende Abfolge des Keupers. Der Lettenkeuper besteht aus einer inhomogenen Wechselfolge aus Dolomiten, Mergeln, Tonen und Sandsteinen. Die Basis des den Unterkeuper überlagernden **Gipskeupers (km1)** wird aus massigen Gipsen gebildet, die teilweise von Mergellagen unterbrochen sind. Darüber folgt eine hauptsächlich mergelige und tonige Abfolge, in die Gipse eingeschaltet sein können. Der Gipskeuper wird teilweise vom **Schilfsandstein (km2)** überlagert. Bei dieser bis zu 9 Meter mächtigen Einheit handelt es sich um einen dünn- bis mittlplattigen fein- bis mittelkörnigen Sandstein.

Abb. 3.2 (folgende Seite): Abfolge der Gesteinsschichten im Untersuchungsgebiet. Das Niveau der wichtigsten Standorte ist durch eine schwarze Linie mit der jeweiligen Standortbezeichnung dargestellt.



3.4 Tektonik

Das Kartiergebiet ist großtektonisch der Süddeutschen Großscholle zuzuordnen. Die Schichten fallen in der Regel mit etwa 2– 4 Grad nach SE ein. Die Schichtlagerung der Region im Eyach-Neckargebiet ist durch eine leichte Beulen- und Muldenbildung (z.B. Bad Imnauer Kuppel) und durch den Einfluss von zwei Grabensystemen bruchtektonisch überprägt. Es handelt sich dabei um die herzynisch streichenden Freudenstädter Graben, dem die Haigerlocher Sprünge zuzuordnen sind (STRAYLE ET.AL, 1998), dem Hohenzollerngraben und um eine von Südwesten in das Gebiet hineinreichende Verlängerung des schwäbisch streichenden Harthäuser Grabens (GEYER&GWINNER, 1991) (siehe Abb. 3.3).

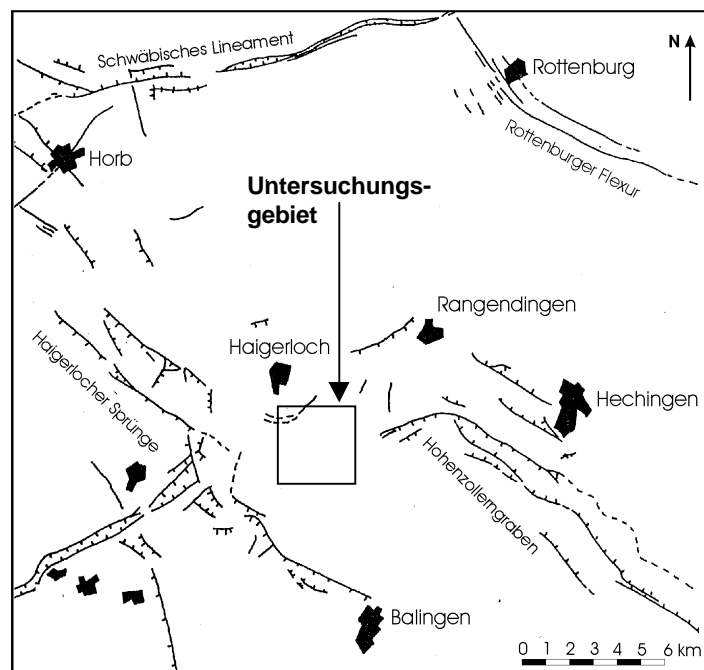


Abb. 3.3: Tektonische Übersichtskarte der Umgebung des Untersuchungsgebietes

Die NW-SE (herzynisch) streichenden Störungen treten dabei besonders markant in Erscheinung. Beispielhaft hierfür seien die Haigerlocher Sprünge (CARLÉ, 1955) erwähnt. An einem südöstlichen Ausläufer dieser Haigerlocher Sprünge wurden im Bereich des Salzbergwerkes die Schichten um ca. 20 bis 30 Meter gegeneinander versetzt.

In der näheren Umgebung des Bergwerkes wurden mehrere Untersuchungen zur Orientierung der Klüfte, Störungen und Täler durchgeführt (BUNDSCHUH, 1986; EHMANN, 1984). Nach diesen Untersuchungen ist die Hauptstörungs- und Kluftrichtung die herzynische (135°). Diese entspricht in etwa der in diesem Gebiet mit ca. 150° verlaufenden größten horizontalen Spannungsrichtung (REINECKER et al., 2002).

Die morphologisch dominierende Richtung ist die schwäbische ($\sim 60^\circ$), untergeordnet rheinische ($\sim 20^\circ$) und die herzynische ($\sim 120^\circ$). Letztere tritt nur in Form großer Täler auf und fällt daher in der Gesamtzahl der sichtbaren Lineationen nur wenig ins Gewicht (siehe Abb. 3.4).

Aus einer unter Tage erstellten Kluft-Analyse im oberen Anhydrit zeigt sich deutlich eine Orientierung der Klufttrichtung von 160-170°. Diese Richtung weicht etwa 25° von der über Tage im Hauptmuschelkalk gemessenen Hauptrichtung ab (STRAYLE et al., 1998) (siehe Abb. 3.4.).

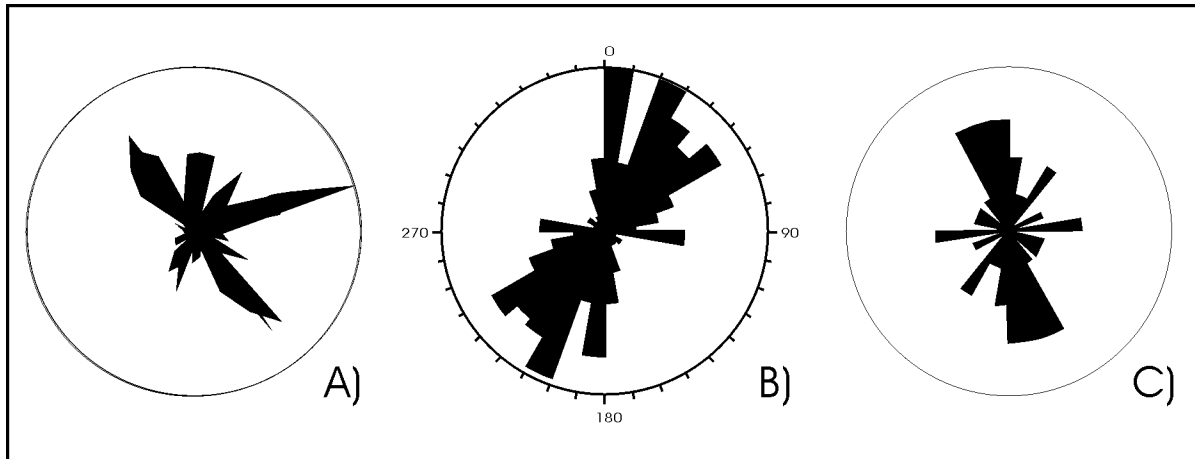


Abb. 3.4: Kluftrosen des A) Hauptmuschelkalks (EHMANN, 1984), B) einem Hillshade-Bild der Erdoberfläche (SIERIG, 1998) und der Klüfte im Tonigen Anhydrit in Aufschlüssen unter Tage (STRAYLE et al., 1998)

Etwa senkrecht zur herzynischen Hauptstörungsrichtung sind im Gebiet des Hohenzollerngrabens mehrere subparallele Scherbahnen erkannt worden (ILLIES, 1982) (siehe Abb. ??). JENSCH (1972) hat hierfür den Terminus „lamelläre Scherung“ eingeführt (ILLIES, 1982).

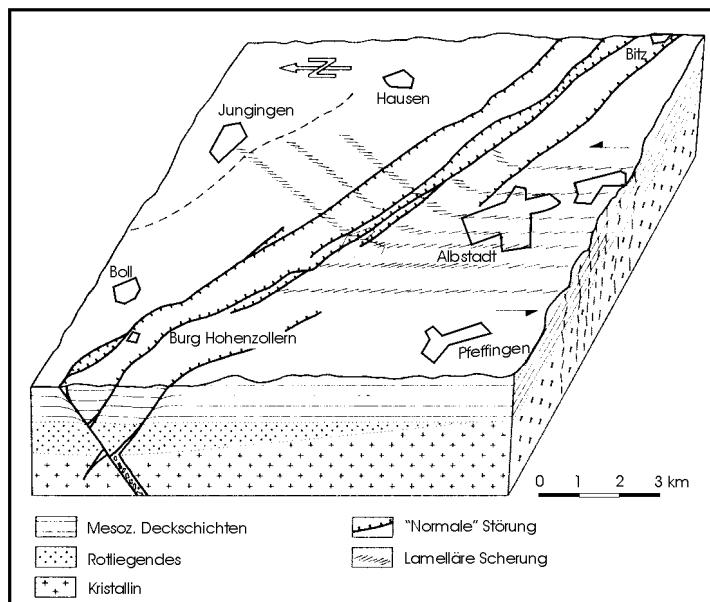


Abb. 3.5:
Blockbild des Hohenzollern-
grabens in Kombination mit der
senkrecht zum Graben verlau-
fenden lamellären Scherung

An der Erdoberfläche sind lamellare Scherbahnen oft nicht zu erkennen. Durch Satelliten-aufnahmen sind sie dagegen deutlich als Lineationen identifizierbar (KRONBERG, 1977). Die erkennbaren Lineationen sind allerdings weniger durch geologische und morphologische Konturen bedingt als durch den Wechsel in der Bodenfeuchtigkeit und Vegetation. Dies kann wiederum die Zusammensetzung der Bodenluft beeinflussen (siehe Kap. 5.2).

3.5 Hydrogeologie

Im Hangenden der Steinsalzschieben folgen zunächst die ca. 35 - 40 Meter mächtigen oberen Sulfatschichten. Sie bestehen hauptsächlich aus Anhydrit und sind als Geringleiter nicht wasserführend. Bei einem ausreichenden Wasserangebot kann Subrosion durch das Grundwasser einsetzen. Mit fortschreitender Sulfatlösung sammelt sich der unlösliche Rückstand an der Lösungsfront an und bildet sog. Auslaugungsresiduen (STRAYLE et al, 1998). Diese Auslaugungsresiduen sind gering durchlässig und können weitere Subrosion verhindern. Sie finden sich am Top der oberen Sulfatschichten.

Im Hangenden folgt die Obere Dolomit-Formation des Mittleren Muschelkalkes, die wiederum von den gebankten Kalken des oberen Muschelkalkes überlagert werden.

Beide können verkarstet sein und bilden einen zusammenhängenden, insgesamt gut durchlässigen, aber auch sehr heterogenen Grundwasserleiter. Dessen Mächtigkeit schwankt im Bergwerksbereich zwischen 84 und 94 Metern (STRAYLE et al, 1998).

Der nach oben folgende Unterkeuper ist nur mäßig bis gering durchlässig. seine Wasserführung beschränkt sich auf die Dolomitbänke, während die zwischengeschalteten tonig-mergeligen, z.T. auch sandigen Partien eher gering durchlässig sind.

Der Gipskeuper, der im Hangenden folgt ist vorwiegend gering durchlässig, allerdings können Auslaugungen im Gipskörper zu lokalen Wasserwegsamkeiten führen.

4 Modellvorstellung des Gasaufstieges

4.1 Einführung

In diesem Kapitel wird der Einfluss der bekannten Faktoren auf den Aufstieg von CO₂ aus Schichten unterhalb des Zwickelsalzes bis zur Erdoberfläche (zeichnerische Darstellung siehe Anlage 4 im Anhang) untersucht. Ziel ist es, eine Modellvorstellung zu entwickeln, die als Instrument zur Plausibilisierung der im Gelände gewonnenen Daten dient.

Die Gesteinsabfolge des Mittleren und Oberen Muschelkalk besteht aus hydraulisch unterschiedlich gut durchlässigen Gesteinsschichten. Die gesamte Abfolge liegt mit einem Einfallen von 1,5° nach SE fast sählig und ist verhältnismäßig gering tektonisch beansprucht (siehe Kap. 3.4). Allerdings befindet sich das Untersuchungsgebiet in unmittelbarer Nähe des Hohenzollerngrabens. Der Hohenzollerngraben ist Ursprungsort zahlreicher Erdbeben der Stärke 2 bis 4 auf der Richterskala (GEYER & GWINNER, 1986). Aus diesem Grund ist anzunehmen, dass die Abfolge im Untersuchungsgebiet bis in eine Tiefe von mehreren hundert Metern Entlastungsklüfte aufweisen kann.

Nur das Steinsalz wird vermutlich dort, wo es in mehreren Metern Mächtigkeit vorkommt, weniger Klüfte aufweisen, als die anderen Gesteine. Steinsalz reagiert auf tektonische Beanspruchung plastisch und entstandene Klüfte verheilen recht schnell (LANGER & KERN, 1979). Deshalb ist anzunehmen, dass die Hydraulische Durchlässigkeit des Salzes im Untersuchungsgebiet mit ca. 10^{-14} m/s (DOMENICO & SCHWARZ) sehr niedrig geblieben ist.

Die anderen Gesteine in der Abfolge reagieren spröder auf tektonische Beanspruchung und Klüfte verheilen dort nicht. Deshalb wird die hydraulische Durchlässigkeit bei diesen Gesteinen geringer sein, als sie im tektonisch unbeanspruchten Gesteinsverband wäre.

4.2 Ausgangssituation

In den Kapiteln 9.2.3 und 10 wird im Folgenden festgestellt, dass zuströmendes CO₂ geogenen Ursprungs auf Muschelkalk-Standorten max. 25-50% und auf den Keuper-Standorten max. 10-15 % des im Boden vorhandenen Kohlendioxids betragen kann.

Ausgehend von der Annahme, dass dieses im Boden vorhandene Mischgas in seiner unveränderten Zusammensetzung durch Respiration an die Atmosphäre abgegeben wird, ist die Bedingung für den Erhalt der geogen erzeugten Komponente des CO₂ in der Bodenluft ein kontinuierlicher Zustrom aus der Tiefe.

In Tab. 4.1 sind Respirationsraten auf Standorten unterschiedlicher Vegetation zusammengestellt. Demnach beträgt die Respirationsrate bei Wiesenstandorten mit einer Bodentemperatur von 15°C ungefähr 0,28 bis 0,33 l/h·m². Allerdings sind Ausgasungen aus dem Boden unterschiedlich und nicht exakt bestimmbar (GIAMMANCO et al., 1998). Deshalb sind diese Literaturangaben nur als Größenordnung und nicht als exakte Angaben zu werten.

Autor	Vegetation	Temp. (°C)	Flussrate (mmol/h·m ²)	Entspricht Q (l/h·m ²)
FANG et al. (2001)	Grasland	10	7-8	0,16 – 0,19
	Grasland	15	12-15	0,28 – 0,33
	Grasland	20	17-20	0,40 – 0,43
	Fichtenwald	10	4-5	0,09 – 0,12
	Fichtenwald	15	5,5-7	0,12 – 0,14
	Fichtenwald	20	12-15	0,28 – 0,33
GAERTIG et al. (2002)	Laubwald	10	3-5	0,07 – 0,12
	Laubwald	15	7-10	0,16 – 0,24
	Laubwald	20	10-12	0,24 – 0,28
MIELNICK et al. (2000)	Grasland	10	2-3	0,06 – 0,07
	Grasland	15	11-13	0,26 – 0,30
	Grasland	20	17-20	0,40 – 0,43

Tab. 4.1: Respirationsraten von Böden mit unterschiedlicher Vegetation und unterschiedlicher Temperatur.

Ausgehend von der Annahme einer CO₂-Respiration in o.g. Größenordnung folgt daraus ein CO₂-Zustrom aus der Tiefe im Muschelkalk-Standorten von ca. 0,07 bis 0,165 l/h·m² und in den Keuper-Standorten von 0,028 bis 0,042 l/h·m² (siehe Kap. 10.5.3 und 10.5.4) .

In diesem Kapitel soll nun geklärt werden, welche Bedingungen beim Gastransport von CO₂ aus dem mittleren Muschelkalk bis an die Erdoberfläche herrschen müssen, damit dort CO₂ in diesen Größenordnungen ankommt, um bei der angenommenen Respirationsrate im Boden das dort vorhandene Bodengas entsprechend anzureichern.

4.3 Vorkommen von CO₂ an den Vertaubungszonen

Die erste Bedingung ist die Existenz von CO₂ in den Gesteinsschichten unterhalb der Salzschiefer.

Das Neckar-Eyach-Gebiet ist für seine unterirdischen Kohlensäurevorkommen, die teilweise als Lagerstätte genutzt wurden, bekannt. Die Vorkommen des geogenen CO₂ im Bad Imnauer und Eyach-Gebiet sind aufgrund der Erkenntnisse aus dort niedergebrachten Bohrungen an den mittleren Buntsandstein gebunden. Der Gasspeicher wird durch Röttone abgedichtet. Der Aufstieg des Gases wird durch lokale Durchlässigkeiten, z.B. an Störungen und den damit zusammenhängenden Kluftsystemen begünstigt (ERNST, 2002). Geringe Gasmengen steigen in die stratigraphisch jüngeren Horizonte auf und können isolierte Gasspeicher entwickeln, die unter erheblichen Druck stehen. Diverse Austrittsstellen von CO₂ im Bergwerk geben eindeutige Hinweise darauf, dass aufsteigendes Gas durch die natürliche Gasdichte des Steinsalzes bedingt dort am Aufstieg gehindert wird (STRAYLE et al., 1998). (s. Abb. 10.3). An diesen Austrittsstellen steht CO₂ mit bis zu 11 bar Druck an (s. Tab. 4.3).

Bereits beim Abteufen des Saigerschachtes kam es in etwa 100m Teufe zu starken Kohlendioxidausbrüchen. Der Saigerschacht endet in der einzigen „rezenten“ Vertaubungszone (siehe SIERIG,1998) des Bergwerkes Stetten. Allerdings trat dort das Gas in erheblichen Mengen erst nach Durchteufen der Unteren Sulfatschichten unterhalb der salzförenden Schichten aus. In den anderen Vertaubungszonen des Bergwerkes tritt das Gas auch oberhalb dieser Sulfatschichten aus.

Der Saigerschacht wurde nach der Feststellung der Gasausbrüche wieder bis auf 98 Meter Teufe verfüllt und eine Absaugeinrichtung für das Kohlendioxid installiert. Wie in Tab. 4.2 dargestellt hat im Laufe der Zeit die ausströmende Gasmenge von zunächst etwa 30m³/h im Jahre 1857 auf 12 m³/h im Jahr 1974 abgenommen (DEMEL & SCHULZ, 1976). Nach dieser Zeit sind keine Daten über die dort geförderten Gasmengen mehr erhoben worden.

von Jahr	bis Jahr	m ³ CO ₂ /h
1857	1916	30
1917	1941	20
1942	1974	12

Tab.4.2: Kohlendioxid-Austrittsmengen am Saigerschacht (nach DEMEL & SCHULZ 1976)

Die meisten CO₂ -Austrittsstellen im Bergwerk sind an Vertaubungszonen gebunden (siehe Abb. 10.3). Diese Austrittsstellen wurden umgehend verschlossen und einige mit Manometern versehen (STRAYLE et al., 1998). Das zur Zeit einzige funktionstüchtige

Manometer befindet sich an der Ortsbrust der Strecke T-Süd. Dort beträgt der Gasdruck ca. 11 bar. Noch 1998 wurde an mehreren Stellen im Bergwerk der Gasdruck wöchentlich kontrolliert. Er betrug damals im Durchschnitt 10-15 bar (STRAYLE et al., 1998).

Lokalität	Zeitpunkt der Messung						
	1982			1983			1984
	9.3.	27.7.	28.12.	7.4.	25.9.	22.12.	16.2.
T-Süd, B1	0	0	0	0	0	0	0
T-Süd, B2	0	0	0	0	0	0	0
T-Süd, B3	9,7	9,3	9,0	8,9	8,9	8,8	8,8
T-Süd, B4	10,4	10,8	10,8	10,8	10,5	10,6	10,6
T-Süd, B5	10,6	10,5	10,5	10,5	10,6	10,6	10,5
T-Süd, B6	0	0	0	0	0	0	0
T-Süd, B7	8,1	7,5	7,0	6,6	6,6	6,2	5,7
S-Süd	3,5	3,4	3,3	3,2	3,0	3,0	3,0
V-Süd	-	-	-	-	6,0	6,0	6,0
83-Ost, N1	-	-	-	-	1,5	1,4	1,2
83-Ost, N2	-	-	-	-	1,0	1,0	0,9
Band Ost	2,6	1,8	-	-	1,5	1,7	1,7

Tab. 4.3.: Gasdruck über dem atmosphärischen Druck an den Untertage-Messstellen (nach WRANIK 1984)

Tab. 4.3. ist zu entnehmen, dass das CO₂ im Gestein der Vertaubungszonen nicht unter einem homogenen Druck ansteht. Die Orte, an denen CO₂ nachgewiesen wurde, weisen Druck-Unterschiede von bis zu 10 bar auf.

Die Bohrungen in T-Süd (siehe Abb. 4.2) haben gezeigt, dass der CO₂-Druck vor allem mit steigender Entfernung vom Salz zunimmt und unterhalb der unteren Sulfatschichten sehr hoch ist. Dies bestätigen auch die starken CO₂-Ausbrüche nach Durchteufen der unteren Sulfatschichten beim Bau des Saigerschachtes.

Ähnlich wie mit dem Druck verhält es sich mit dem Druckabfall nach dem Öffnen der Ventile (S. Tab. 4.4.). Während im Saigerschacht über Jahrzehnte kontinuierlich erhebliche Mengen

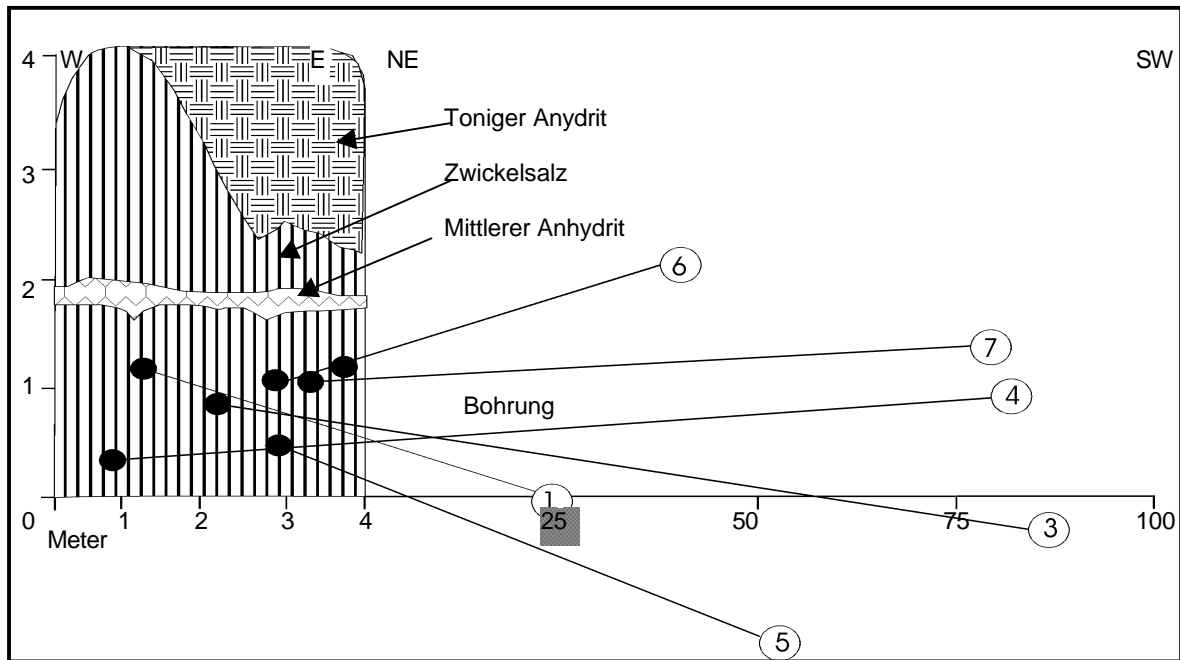


Abb. 4.2.: Bohrungen zur CO₂-Erkundung im Vertaubungsgestein von T-Süd aus WRANIK (1984) . Auffallend ist, dass der Druck der am weitesten entfernten Bohrungen (3,4 und 7) und der Bohrung unterhalb der Salzschrift (5) am höchsten ist.

CO₂ austraten, baute sich der Druck auf einigen Manometern nach dem Öffnen der Ventile innerhalb weniger Minuten ab und benötigte anschließend mehrere Tage, um sich wieder vollständig aufzubauen (freundliche Auskunft des Bergwerkspersonals).

Tab.4.4.: Druckabfall nach Gasentnahme an Gasventilen unter Tage (aus WRANIK,1984)

Lokalität	Gasdruck	
	vor	nach
	Gasentnahme (bar)	
T-Süd, B2	10,7	10,5
T-Süd, B5	5,7	0
S-Süd	6,0	0
83-Ost, N1	1,3	1,2
83-Ost, N2	0,9	0,5
Band Ost	1,7	1,6

Die Ursache für das unterschiedliche Verhalten des Druckes unter Tage könnten Inhomogenitäten in der Durchlässigkeit des Gesteins sein.

Eine Abschätzung der Förderquote von Kohlensäure aus dem Untergrund ist aufgrund des differierenden Druckverhaltens unter Tage nicht möglich. Allerdings zeigt der sich regenerierende Druck an den Messstellen, dass ein Nachströmen von CO₂ aus tieferen Schichten stattfindet.

4.4 Transportmechanismen

Die Erkenntnisse über Tage deuten darauf hin, dass vor allem im Muschelkalk ein geogener CO₂-Zustrom stattfinden könnte (siehe Kap.4.4.2 und 10.5.4) . Bei o.g. Überlegungen ist sogar die Größenordnung dieses Zustroms quantifizierbar (siehe Kap. 10.4). Für die Verhältnisse unter Tage trifft dies nicht zu.

Für die Bewegung von Gasen in einem porösen Medium sind Konzentrations- und Druckunterschiede verantwortlich. Konzentrationsunterschiede bedingen einen Gastransport durch Diffusion, Druckunterschiede sind für den Gastransport durch Advektion verantwortlich. In der Natur wirken Diffusion und Advektion fast immer gemeinsam. Allerdings sind die Geschwindigkeiten und Größenordnungen bei advektiv bedingten Transporten sehr viel größer als die von diffusiven (ETIOPE et al., 2001; SCHACK-KIRCHNER, 1998).

Anhand der unter Tage festgestellten Druckverhältnisse ist eine Plausibilitätsprüfung des angenommenen Gasaufstieges am Eyach-Standort möglich. Die dort über Tage quantifizierte Transportrate bedingt bei im folgenden näher erläuterten Transportvorgängen bestimmte Durchlässigkeitswerte der im Hangenden des Salzes folgenden Gesteinsverbände.

4.4.1 Transport in den oberen Sulfatschichten

Die im Hangenden des oberen Zwickelsalzes folgenden oberen Sulfatschichten bestehen aus geschichtetem Anhydrit und sind als starke Geringleiter bekannt. Sie sind nicht wasserführend (STRAYLE et al., 1998). Aufgrund der geringen Durchlässigkeit und großen Mächtigkeit ist der Gastransport durch Diffusion an dieser Stelle vernachlässigbar.

4.4.1.1 Betrachtung des Druck-Gradienten

Advektiver Gastransport durch die Oberen Sulfatschichten kann nur stattfinden, wenn an deren Top ein niedrigerer Druck herrscht, als an der Basis. Da der Top der Oberen Sulfatschichten gleichzeitig die Basis eines Aquifers darstellt, ist davon auszugehen, dass zumindest die obersten Millimeter der Oberen Sulfatschichten wassergesättigt sind. Die Voraussetzung von advektivem Gastransport in einem wassergesättigten Medium ist, dass der Gasdruck größer als die Summe aus kapillaren und hydrostatischem Druck in diesem Medium ist (ETIOPE & MARTINELLI, 2001). Der kapillare Druck ist aufgrund der mangelnden Kenntnisse über die Struktur der obersten Schicht der Oberen Sulfatschichten nicht ermittelbar. Somit ist nur die Aussage möglich, dass der Gasdruck an der Basis der Oberen Sulfatschichten deutlich über dem hydrostatischen Druck am Top der oberen Sulfatschichten sein muss, damit ein advektiver Gastransport durch diese Schichten stattfinden kann. Dieser hydrostatische Druck hängt bei ungespannten Verhältnissen von der Mächtigkeit des Aquifers ab (HÖLTING, 1992).

$$p_g = h_w \cdot \rho_w \cdot g \quad \text{Gl. 4.1}$$

p_g	=	hydrostatischer Druck an der Basis des Aquifers
h_w	=	Mächtigkeit des Aquifers
ρ_w	=	Dichte des Wassers (1000kg/m ³)
g	=	Erdbeschleunigung (9,0665 m/s ²)

Demnach ergibt sich pro Meter Aquifermächtigkeit eine Druckzunahme von 0,1 bar. Die Mächtigkeit der oberen Dolomitschichten und des oberen Muschelkalkes beträgt in Summe ca. 90 m (STRAYLE et al., 1998). Bei voller Ausbildung der beiden Abfolgen und vollständiger Wassersättigung beträgt der hydrostatische Druck an der Basis der oberen Dolomitschichten demnach 10 bar. Bei gespannten Verhältnissen im Aquifer würde der hydrostatische Druck 10 bar übersteigen. Demnach findet advektiver Transport durch die oberen Sulfatschichten nur dann statt, wenn der Gasdruck unterhalb der oberen Sulfatschichten den hydrostatischen Druck darüber übersteigt. Die Höhe der Transportrate wird folglich von der Mächtigkeit des über den oberen Sulfatschichten befindlichen Aquifers beeinflusst.

4.4.1.2 Betrachtung der CO₂-Flussrate

Die an der Oberfläche ankommende Flussrate (Q) des CO₂ beträgt am Standort an der Eyach zwischen $1,94 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$ (Q_{min}) bis $4,58 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$ (Q_{max}) (siehe Kap. 10, Abb. 10.3 und Tab. 10.3). Um an der Erdoberfläche dieses Q zu erhalten, muss am Top der oberen Sulfatschichten ebenfalls mindestens ein gleiches oder höheres Q gegeben sein.

Zur Vereinfachung werden bei dieser Annahme Lösungseffekte und Verfrachtungen durch das Grundwasser vernachlässigt.

4.4.1.3 Berechnung der Gaspermeabilität

Mit Hilfe der Flussrate des CO₂ und der Mächtigkeit kann die intrinsische Permeabilität k der oberen Sulfatschichten mit Hilfe der Gleichung 4.2. (JARITZ, 1999) in Abhängigkeit vom Druck-Gradienten ($p_1 - p_2$) berechnet werden. Die Formel berücksichtigt die Kompressibilität des durchströmenden Mediums.

$$v = - \frac{k}{m_g} \frac{p_2^2 - p_1^2}{p_2 \cdot 2x} \quad \text{Gl. 4.2}$$

k	=	intrinsische Permeabilität
m_g	=	dyn. Viskosität CO ₂ ($1,37 \times 10^{-6} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ (20°C))
p_1	=	Gasdruck an der Basis der oberen Sulfatschichten (Pa)
p_2	=	Hydrostatischer Druck am Top der oberen Sulfatschichten (Pa)
v	=	Darcy-Geschwindigkeit
x	=	Mächtigkeit der oberen Sulfatschichten (35m)

Die Darcy-Geschwindigkeit (v) ist gleich dem Quotienten aus Flussrate und der auf diese bezogenen Oberfläche (s. Gl. 4.3.). Bei der Annahme der CO₂-Flussrate von Grasflächen (siehe Tab. 4.1) und dem anhand der Isotopenmessungen ermittelten geogenen CO₂-Anteil (siehe Abb. 10.2 und Tab. 10.3) am Eyach-Standort beträgt die Darcy-Geschwindigkeit für geogen entstandenes Kohlendioxid dort an der Erdoberfläche $1,94 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ (v_{min}) bis $4,58 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ (v_{max}).

$$v = \frac{Q}{A} \quad \text{Gl. 4.3}$$

Q = Flussrate des CO₂

A = Fläche, die für Q gilt

Eingesetzt in Gleichung 4.2. ergibt sich für die intrinsische Permeabilität

$$k = -\frac{Q}{A} m_g \frac{p_2 \cdot 2x}{p_2^2 - p_1^2} \quad \text{Gl. 4.4}$$

4.4.1.4 Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes

Die intrinsische Permeabilität von porösen Medien ist bei einem durchschnittlichen Druck $(p_1+p_2)/2 > 2,5$ bar in etwa gleich der Permeabilität für Wasser (KLINKENBERG, 1941) und lässt sich mit Hilfe der Gleichung 4.5. (SCHNEIDER, 2000) in den Durchlässigkeitsbeiwert umrechnen.

$$k_f = \frac{k \cdot r_g \cdot g}{m_g} \quad \text{Gl. 4.5}$$

k_f = Durchlässigkeitsbeiwert

r_g = Dichte des Gases (druckabhängig)

4.4.1.5 Ergebnisse

Die oberen Sulfatschichten sind als Geringleiter einzustufen (STRAYLE et al., 1998). Als Durchlässigkeitsbeiwert wurde ein Wert in der Größenordnung von 10^{-13} bis 10^{-12} angenommen (freundliche Auskunft Dr. ROGOWSKI). Dieser k_f -Wert wurde aufgrund der Trockenheit und hauptsächlich anhydritischen Zusammensetzung des Deckgebirges angenommen.

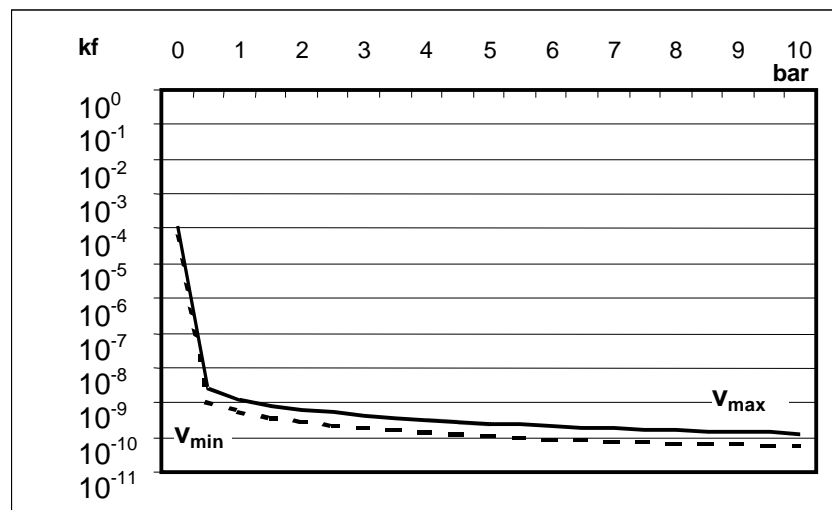
Abb. 4.3. zeigt, in welchem Bereich sich der k_f -Wert bewegen muss, um bei den vorhandenen Druckverhältnissen die vorgegebenen Darcy-Geschwindigkeiten am Standort an der Eyach zu ermöglichen. Dort beträgt die Mächtigkeit des überlagernden Kluftaquifers

40 Meter und damit der hydraulische Druck an der Basis 5 bar. Demnach würde ab einem Gasdruck von mehr als 5 bar unterhalb der oberen Sulfatschichten ein advektiver Transport stattfinden können.

Nach Auswertung der Erkenntnisse über die Gasförder-Rate am Saigerschacht im Bezug zu den Druckverhältnissen in Strecke T-Süd ist anzunehmen, dass der Gas-Druck im Eyach-Gebiet mehr als 10 bar unterhalb der oberen Sulfatschichten beträgt. Das Kohlendioxid trat dort unter einem erheblichen Druck und in einer erheblichen Menge aus, was für T-Süd nicht in dem Maße zutrifft.

Bei einem daraus resultierenden Druckunterschied würde der Durchlässigkeitsbeiwert (k_f -Wert) in der Größenordnung von 10^{-9} bis 10^{-10} (m/s) liegen, wenn die sich CO_2 -Förderrate in der o.g. Höhe bewegt. Gesteine mit einem k_f -Wert unterhalb von 10^{-8} (m^2/s) sind als Geringleiter einzustufen (HÖLTING, 1992) und führen in der Regel kein Wasser. Dieses Ergebnis deckt sich mit der geologischen Untersuchung zur Langzeitsicherheit des Salzbergwerkes (STRAYLE et al., 1998), unterstützt aber ebenfalls die Annahme, dass die anhydritischen Sulfatschichten leicht geklüftet sind.

Abb. 4.3.: vorgegebene Darcy-Geschwindigkeit (v_{\min}, v_{\max}) in Abhängigkeit vom Druckunterschied (bar) und dem Durchlässigkeitsbeiwert (k_f).



4.4.2 Transport in der oberen Dolomitformation (mm) und im oberen Muschelkalk (mo)

Im Gegensatz zum Gastransport in einem trockenen porösen Medium findet in einem wassergesättigten porösen Medium advektiver Gastransport nicht aufgrund von Druckunterschieden statt, solange der Gas-Druck kleiner ist als der hydrostatische Druck. In diesem Fall ist der Dichteunterschied zwischen Gas und Wasser die Ursache dafür, dass sich CO_2 zur Erdoberfläche hin bewegt (ETIOPE et al., 2001).

Das CO₂ steigt je nach Menge des vorhandenen Gases in Form von Mikroblasen oder Blasenketten auf (siehe Abb. 4.4.) . Bei größeren Mengen kann das Kohlendioxid das Wasser in einem Kluftbereich sogar fast vollständig verdrängen. Überschreitet der Gasdruck den hydrostatischen Druck, findet eine vollständige Verdrängung des Wassers im Kluftraum statt (ETIOPE et al., 2001). Bedingt durch die geringe CO₂-Förderrate sind Mikroblasen anzunehmen, die sich an der Basis des Aquifers bilden, und entlang der Klüfte aufsteigen.

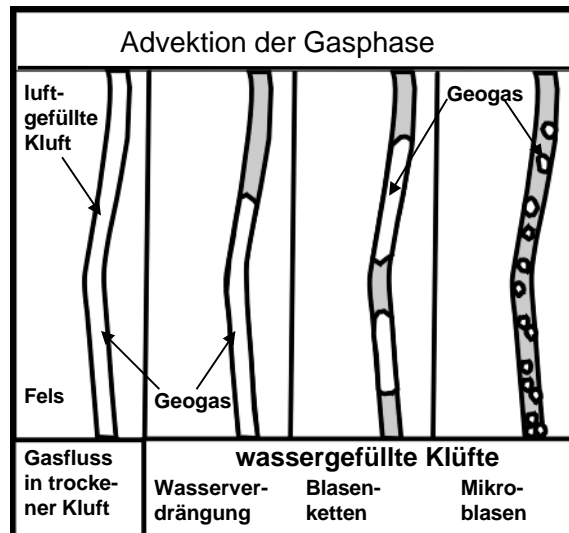


Abb. 4.4.: Modellvorstellung des advektiven Gasaufstieges in Klüften nach ETIOPE et al., (2001).

Die Aufstiegsgeschwindigkeit der Mikroblasen mit einem Durchmesser von weniger als 0,2 mm resultiert aus dem STOKESchen Gesetz für Bewegung von Körpern in einem viskosen Medium (SANGANI, 1986). Für den Aufstieg der Blasen im freien Wasser berechnet sich die Aufstiegsgeschwindigkeit der Blasen aus Gl. 4.6.

$$u = d^2 g \frac{\rho_w - \rho_g}{18m_w} \quad \text{Gl. 4.6}$$

- U = Stoke´sche Geschwindigkeit
- d = Blasendurchmesser
- g = Erdbeschleunigung
- ρ_w = Dichte des Wassers (1g/cm³)
- ρ_g = Dichte des Gases (1g/cm³)
- m_w = dyn. Viskosität von Wasser bei 20°C (0,001025 Pa*s)

Der maximale Durchmesser der Blasen richtet sich nach dem schmalsten Engpass, den die Blasen durchqueren müssen (ETIOPE et al., 2001).

Nach BROWN (2000) wird der Aufstieg der Gasblasen im Grundwasserleiter durch die Reibung der Blasen an den Wänden der Klüfte des Aquifers „gebremst“. Dieses Bremsen wird durch einen Retardationsfaktor ausgedrückt, der sich aus Gl. 4.7. ergibt:

$$F_r = \frac{u_w}{u} = 1 - 1,004 \left(\frac{d}{b} \right) + 0,418 \left(\frac{d}{b} \right)^3 - 0,21 \left(\frac{d}{b} \right)^4 - 0,169 \left(\frac{d}{b} \right)^5 \quad \text{Gl. 4.7}$$

F_r = Retardationsfaktor

u_w = Blasengeschwindigkeit, normalisiert durch die Stoke'sche Geschwindigkeit

b = Kluftweite

Nach Gl. 4.7. hängt die Höhe des Retardationsfaktors vom Verhältnis des Blasendurchmessers zur Kluftweite ab. Der Faktor ist am kleinsten, wenn das Verhältnis 1 beträgt. Demnach ist u_w dann am kleinsten, wenn der Blasendurchmesser gleich dem Kluftdurchmesser ist.

Der Aufwand für eine Untersuchung der durchschnittlichen Gasblasengröße in einem Kluftaquifer ist zu groß. Daher erfolgt eine Abschätzung, welches Kluftvolumen im Aquifer des mittleren/oberen Muschelkalkes mindestens vorhanden sein muss, um bei kleinstem u_w ein am Eyach-Standort angenommenes Q_{\max} bzw. Q_{\min} (siehe Kap. 9.1.1) ermöglichen zu können. Bei dieser Abschätzung wird die Mindestgeschwindigkeit der Blasen im Aquifer und damit das Verhältnis zwischen Blasendurchmesser und Kluftweite gleich 1 angenommen. Es wird somit mit einem minimalen Retardationsfaktor in Höhe von $F_r = 0,035$ gerechnet.

Weiterhin wird ein für wohlgebankte Kalksteine gering angenommener durchschnittlicher Kluftabstandes mit 20 cm gewählt. Da der sich der Kluftabstand in gut geschichteten Karbonatgesteinen in etwa dieser Größenordnung bewegt, ist das effektive Kluftvolumen, in dem die Gasblasen aufsteigen können, hauptsächlich abhängig von der Weite der Klüfte, denn die effektive Kluftporosität (N_{eff}) eines Kluft-Aquifers berechnet sich aus dem Produkt der Gesamtlänge der Klüfte pro Fläche und der Kluftweite (HÖLTING, 1992).

In Abb. 4.5. ist unter Voraussetzung der o.g. Annahmen das effektive Kluftvolumen in Abhängigkeit der Kluftweite dargestellt. Die effektive Kluftporosität fließt ebenfalls als Faktor in die Berechnung der Aufstiegsgeschwindigkeit der Blasen im Kluftaquifer ein. Demnach gilt für den Aufstieg von CO_2 -Blasen im Kluft-Aquifer folgender Zusammenhang:

$$Q_{\text{pot}} = d^2 g \frac{r_w - r_g}{18m_w} \cdot F_r \cdot N_{\text{eff}} \quad \text{Gl. 4.8}$$

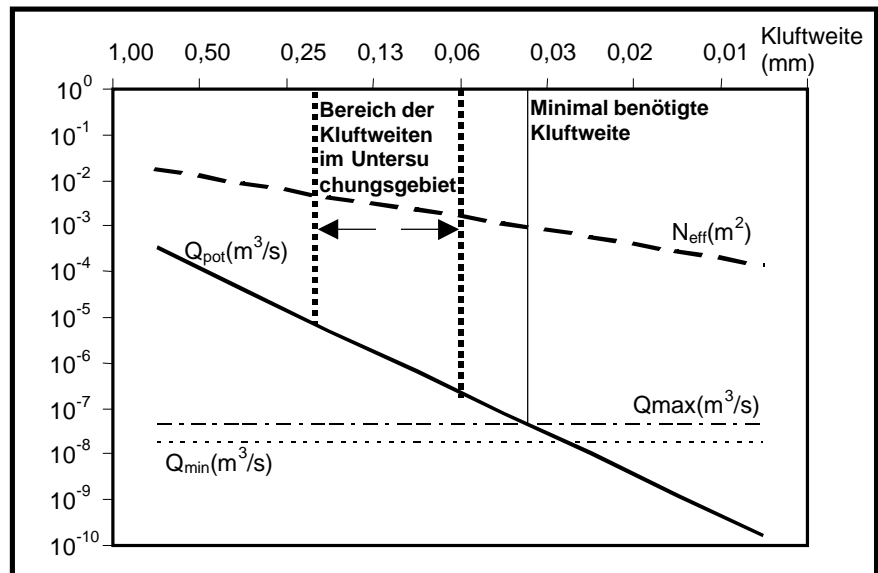
- Q_{pot} = kleinste potentielle CO₂-Aufstiegsrate
 N_{eff} = effektive Kluftporosität (m²)
 F_r = Retardationsfaktor (0,035)

Aus dieser Berechnung ergibt sich, dass bereits bei Annahme einer gleichmäßigen Kluftweite von ca. 0,04 mm die bei dieser Kluftweite geringst mögliche Aufstiegs-Geschwindigkeit ausreicht, um das im Eyach-Standort angenommene Q_{max} zu erreichen (siehe Abb. 4.5.)

Nun ist zu überprüfen, ob diese Mindest-Kluftweite im vorliegenden Schichtpaket von oberem Dolomit und Trochitenkalk ausreicht. Der mittlere Kluftabstand eines Aquifers lässt sich unter folgenden Annahmen aus dessen Transmissivität errechnen. Das Wasser im Kluftaquifer bewegt sich ausschließlich in den Klüften, oder zumindest nur zu einem vernachlässigbar kleinen Teil in der Kluftmatrix. Diese Annahme begründet sich darin, dass Kalkstein in ungeklüftetem Zustand als Nichtleiter gilt (HÖLTING, 1992).

Die Oberfläche der Kluftwände des Kalksteines hat in etwa einen Joint Condition Factor (JCF) von 1. Der JCF beschreibt die Rauigkeit einer Kluft-Innenwand. Nach PALMSTRÖM (1997) beträgt der JCF einer mit der eines mikritischen Kalksteines vergleichbaren Oberfläche in etwa 1. SNOW (1968) entwickelte unter Annahme eines JCF von 1 folgende Gleichung (Gl. 4.9) zur hydraulischen Durchlässigkeit einer Aneinanderreihung von Klüften (DOMENICO & SCHWARTZ, 1990). Die hydraulische Durchlässigkeit im Untersuchungsgebiet lässt sich aus den dort bekannten Transmissivitäten (T) des Aquifers im Mittleren/Oberen Muschelkalk und dessen ebenfalls bekannter Mächtigkeit (M) berechnen. Bei der Annahme eines Kluftabstandes von 20 cm ergibt sich eine Klufthäufigkeit $N = 5/\text{m}$.

Abb. 4.5.: Darstellung der potentiellen CO₂-Mindestaufstiegsrate (Q_{pot}) in Abhängigkeit von der Kluftweite im Aquifer



$$\frac{T}{M} = \frac{r_w g N a^3}{12 h_w}$$

Gl 4.9

- T = Transmissivität (3,9 X 10⁻³ bis 7,2 X 10⁻⁵ m²/s)(STRAYLE et al. 1998)
a = mittlere Weite der Kluft (m)
h_w = dynamische Viskosität (Wasser (20°C) = 1,025 X 10⁻³ Pa·s)
g = Erdbeschleunigung (9,0665 m/s²)
r_w = Dichte des Wassers (kg/m³)
M = Mächtigkeit des Aquifers (ca. 90 m)
N = Anzahl der Klüfte pro Meter (5/m)

Aus Gl. 9 ergibt sich eine mittlere Kluftweite im Untersuchungsgebiet für den Mittleren/Oberen Muschelkalk von 0,06 – 0,22 mm. Somit ist die Durchlässigkeit des oberen Dolomits im mittleren und die der Karbonate im oberen Muschelkalk ausreichend, um die im Eyachstandort angenommenen CO₂-Aufstiegsraten zu erreichen.

4.4.2.1 Injektionsversuch von GOTH (1983) bei Sulzau am Neckar

Ziel dieses Versuches war es, an einer 95m tiefen Bohrung bei Sulzau/Neckar die Fließgeschwindigkeit eines Gases beim Aufstieg durch eine bekannte Störung in unmittelbarer Nähe der Bohrung zu messen. Gesteinsschichten weisen im Bereich von Störungen aufgrund der dort stattgefundenen bruchtektonischen Beanspruchung in der Regel eine höhere Durchlässigkeit auf. Anhand der Aufstiegsgeschwindigkeit des Gases sollte auf die Höhe der Durchlässigkeit im Bereich der Störung geschlossen werden.

Die Bohrung befand sich mit den oberen 60 Metern im Unteren Muschelkalk, die restlichen 35 Meter durchteuften die Röttone und die Plattensandsteine des Oberen Bundsandsteines. Der untere Muschelkalk besteht in der Region um Sulzau aus dünn- bis mittelplattigen Kalksteinen und Mergeln (GEYER & GWINNER, 1991). Die Bohrung war bis unterhalb der Röttone gasdicht verrohrt. In diese Bohrung wurden innerhalb von vier Stunden 450 m³ CO₂ mit einem Druck von 12 bar eingepresst (GOTH,1983).

Beim Einpressen von Gas in ein poröses Medium mit einem Druck, der höher als der hydrostatische ist, verdrängt das Gas an dieser Stelle das dort vorhandene Porenwasser. Nach Beendigung des Einpressvorgangs dauert der Verdrängungsvorgang so lange an, bis der hydrostatische Druck gleich dem Gasdruck ist. Anschließend wird die Bewegung des Gases aufgrund des Dichte-Unterschiedes zwischen Wasser und Gas bestimmt (ETIOPE et al., 2001). Bereits 7 Stunden nach Einpressbeginn konnte im Bereich der Störung in der Bodenluft eine deutliche Zunahme der CO₂-Konzentration in der Bodenluft registriert werden. Als Ursache für das Phänomen wurde eine erhöhte Gas-Durchlässigkeit in der Störung angenommen. Anschließend wurde eine Berechnung der Gasdurchlässigkeit der Störung vorgenommen. Die dabei von GOTH (1983) angewendeten Formeln und getroffenen Annahmen sind jedoch zum Teil nicht richtig gewesen. Zum einen wurde eine fehlerhafte Formel von ENGELHARDT (1960) zur Berechnung des Permeabilitätskoeffizienten von porösen Medien im Bezug auf durchströmende Gase verwendet. Zum anderen definierte GOTH (1983) zwei Druckverhältnisse, die nach seiner Meinung zu genau definierbaren Zeiträumen herrschten. Der erste Zeitraum, bei dem der Einpress-Druck von 12 bar herrschte endet mit dem Ende der Gaseingabe in das Bohrloch, das direkt nach Beenden des Einpressvorgangs verschlossen wurde.

Diese Annahme ist vom Ansatz her richtig. Allerdings nahm GOTH (1983) zur Berechnung des zweiten Zeitraums einen statischen Druck und eine statische Gasausdehnung an. Diese beiden Parameter veränderten sich aber nach Beendigung des Einpressens. Diese Veränderung zu berechnen ist aufgrund der Unkenntnis der dortigen hydrologischen Parameter nicht möglich. Das CO₂ wurde unterhalb der Röttone eingepresst. Mit großer Wahrscheinlichkeit stieg das Gas von dort an Wegsamkeiten mit der höchsten Durchlässigkeit auf. Eine solche Wegsamkeit könnte die Bahn der beschriebenen Störung

darstellen. Für diese lässt sich eine Mindestdurchlässigkeit errechnen. Bei der Annahme, dass die Wasserverdrängung keine Rolle spielt, berechnet sich die Geschwindigkeit eines Fluids in einer glattwandigen Kluft nach GASCOYNE & WUSCHKE (1990) mit Hilfe des Cubic Law:

$$v = \frac{b^3}{6\mu m} \cdot \frac{dP}{dx} \quad \text{Gl. 4.10}$$

v	=	Geschwindigkeit des Fluids (0,0024 m/s)
b	=	Weite der Kluft (m)
μ	=	dynamische Viskosität von CO ₂ bei (Pa·s)
d	=	mittlerer Kluftabstand (0,2 m)
P	=	Druck (hPa)
x	=	Wegstrecke (60m)

Demnach ergibt sich für die Kluftweite

$$b = \sqrt[3]{\frac{v \cdot 6\mu m \cdot dx}{dP}} \quad \text{Gl. 4.11}$$

Bei Annahme einer Aufstiegshöhe von 60 Metern, die zur Errechnung der Mindestdurchlässigkeit angenommen werden muss, und einem Kluftabstand von einem Meter ergibt sich eine Mittlere Kluftweite von ca. 0,05 Millimetern. Eingesetzt in Gl. 4.9 ergibt sich mit einem k_f -Wert im Bereich der Störung von ca. $4 \cdot 10^{-7} \text{m/s}$ eine mäßige bis schlechte hydraulische Durchlässigkeit. Dies ist als die minimale hydraulische Durchlässigkeit im Bereich der Störung anzusehen. Die Rauigkeit der Störungswand, die Wasserverdrängung und der sich nach der Einpressung verringernde Druck wirken sich retardierend auf den Gasaufstieg aus. Da die Aufstiegsgeschwindigkeit bekannt ist, muss die Durchlässigkeit der Störung unter Annahme einer Retardation höher als die errechnete sein.

4.4.3 Aufstieg im Keuper

Der Gasaufstieg durch die Gesteinsschichten im Keuper folgt aufgrund dessen Wechselfolge von wasserführenden und wasserundurchlässigen Gesteinen einer nur unter hohem Aufwand und nur lokal zu ermittelnden Kombination aus den o.g. Transportmechanismen. Dennoch können auch für Untersuchungsgebiete im Keuper Aussagen getroffen werden, die zur Beurteilung der geologischen Situation im Untergrund hilfreich sein können.

Zum ersten kann bei einer Keuper-Überdeckung angenommen werden, dass der über 90 Meter mächtig Aquifer des mittleren/oberen Muschelkalkes vollständig mit Wasser erfüllt ist (STRAYLE et al., 1998). Daraus resultiert, dass der hydrostatische Druck an der Basis des oberen Dolomits schon bei ungespannten Verhältnissen im Aquifer mehr als 10 bar beträgt. Die Gasdrücke unterhalb der oberen Sulfatschichten im mittleren Muschelkalk erreichen nach bisherigen Erkenntnissen nicht mehr als 15 bar. Meist wurden 5 bis 11 bar gemessen (siehe Tab. 4.4). Demnach ist bei einer Keuper-Überdeckung der Gasdruck an der Basis der oberen Sulfatschichten wahrscheinlich nur an wenigen Orten höher als an deren Top.

Ein advektiver Gasaufstieg durch die oberen Sulfatschichten bedingt aber gerade ein Druckgefälle in Höhe von mehreren Bar von deren Basis zu deren Top. Daraus folgt, dass bei einer Keuper-Überdeckung die Wahrscheinlichkeit eines Gasaufstieges relativ gering ist. Sollte dennoch geogenes CO₂ in Keupergebieten im Bereich des Salzabbaues nachgewiesen werden, ließe das folgende Schlussfolgerungen zu:

1. Das Salzlager existiert dort nicht mehr und Gasdruck unterhalb der oberen Sulfatschichten ist deutlich höher, als der darüber lastende hydrostatische Druck.
2. Das Salzlager existiert dort nicht mehr, aber der Gasdruck erreicht unterhalb der oberen Sulfatschichten die 10-15 bar, die unter Tage ermittelt werden konnten (STRAYLE et al., 1998). Unter diesen Voraussetzungen könnte nur ein deutlich höherer Durchlässigkeitsbeiwert in den oberen Sulfatschichten eine ausreichende CO₂-Flussrate ermöglichen ((siehe Abb. 4.3.). Dies wäre dann anzunehmen, wenn an dieser Stelle eine Schwächezone tektonischen Ursprungs vorläge.
3. Das Salzlager existiert dort nicht mehr und der Gasdruck erreicht unterhalb der oberen Sulfatschichten weniger als den am Top der Sulfatschichten lastenden hydrostatischen Druck. Bei geogenen CO₂-Vorkommen an der Erdoberfläche würde dies bedeuten, dass die oberen Sulfatschichten dort zumindest zum Teil tektonisch so stark beansprucht wären, dass sie dort in ihrer Gesamtmächtigkeit wasserleitend sind.

Aus diesen drei Szenarien folgt, dass an Orten im Keuper mit eindeutig geogen bedingten CO₂-Vorkommen in jedem Fall eine große Gefahr für den Bergwerksbetrieb ausgeht. Im Fall 1. wäre beim Anfahren dieses Ortes mit starken CO₂-Ausbrüchen zu rechnen. Im Fall 2. und 3. wäre ein Wassereinbruch an dieser Stelle sehr wahrscheinlich. Insofern sollten beim Durchfahren von Auslaugungszonen in den Salzsichten des mittleren Muschelkalkes die geplante Strecke vorher mit O₂-CO₂-Untersuchungen (siehe Kap. 8) und Messung der stabilen Isotope (siehe Kap. 9) an der Erdoberfläche erkundet werden.

5 CO₂ in der Bodenluft

Unterschiede im CO₂-Gehalt der Bodenluft können sehr vielfältige Ursachen haben. Primär werden die CO₂-Gehalte der Pedosphäre durch biologische Aktivitäten kontrolliert. Schon ERNST (1970) vermutete, dass CO₂ ein authigenes Produkt der obersten Bodenzone ist. Sie weicht daher je nach Art und Ausmaß dieser Vorgänge mehr oder weniger stark von derjenigen der atmosphärischen Luftzusammensetzung ab (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992). Die Abweichungen in der Zusammensetzung bestehen im Wesentlichen aus einer Abnahme des O₂-Anteils und einer Zunahme des CO₂-Anteils.

Die biologische CO₂-Produktion (Respiration) im Boden stammt aus der Atmung der Pflanzenwurzeln (Rhizosphäre) und der Atmung der Bodenorganismen (Edaphon) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992). Die Art der Bodennutzung, die Temperatur, die Bodenfeuchte und das Nährstoffangebot beeinflussen die CO₂-Produktion im Boden (LEIROS et al., 1999). Das Ausmaß der CO₂-Konzentration hängt von der CO₂-Produktion, der Bodenstruktur und der Bodenfeuchte ab (GAERTIG et al., 2000). Weiterhin spielen noch Luftdruckschwankungen, der Kalkgehalt des Bodens und die Fließgeschwindigkeit des Grundwassers eine den CO₂-Gehalt der Bodenluft beeinflussende Rolle.

Diese Vielzahl von Faktoren, wirken auf ein an sich schon sehr inhomogenes Vorkommen unterschiedlicher Bodenstrukturen und Mikro- und Makroorganismen. Um die Arbeit im Feld möglichst rationell zu gestalten und in der Statistik zu möglichst qualifizierten Aussagen zu gelangen ist es notwendig, die Faktoren einzeln zu beurteilen, wie stark sie bei der gestellten Aufgabe eine Rolle spielen. In den nachfolgenden Unterpunkten werden die einzelnen Faktoren, die die Änderung der Zusammensetzung der Bodenluft beeinflussen, bewertet. Die dabei verwendete Literatur bezieht sich zum überwiegenden Teil auf Arbeiten zur Bodenatmung (Respiration) und damit auf die CO₂-Produktion. Diese wird meist über und nicht im Boden gemessen und in jüngster Zeit verstärkt im Zusammenhang mit dem Treibhaus-Effekt untersucht. Aus der Veränderung der Bodenatmung kann aber nur eingeschränkt und indirekt auf die Änderung des CO₂-Gehaltes in der Bodenluft geschlossen werden.

5.1 Jahreszeitliche Schwankungen und Bodentemperatur

Die jahreszeitlichen Schwankungen in der Zusammensetzung der Bodenluft sind in der gemäßigten Zone hauptsächlich auf die Änderungen der Bodentemperatur zurückzuführen. Je wärmer der Boden, desto höher die biologische Aktivität. Der Anteil der CO₂-Produktion durch die Rhizosphäre steigt, nachdem die Pflanzen im Frühjahr anfangen zu wachsen, kontinuierlich bis in den August an und beträgt dann bis zu 50 % der CO₂-Produktion im Boden (ROCHETTE ET AL., 1999). MIELNICK et al. (2000) zeigten an einem Beispiel in der nordamerikanischen Prärie, dass die CO₂-Konzentrationskurve im Großen und Ganzen parallel zur Bodentemperatur verläuft (siehe Abb. 5.1.). Im Bezug zur CO₂-Konzentration wurden in den Arbeiten von ERNST (2002), OUYANG (2000), SCHÜLE (2000) und der vorliegenden Studie ähnliche Zusammenhänge beobachtet.

Im Tagesgang wirkte sich die Änderung der Bodentemperatur bei den eigenen Untersuchungen dagegen relativ gering aus. Vergleichbare Ergebnisse werden in der Arbeit von LEE et al. (2002) erwähnt.

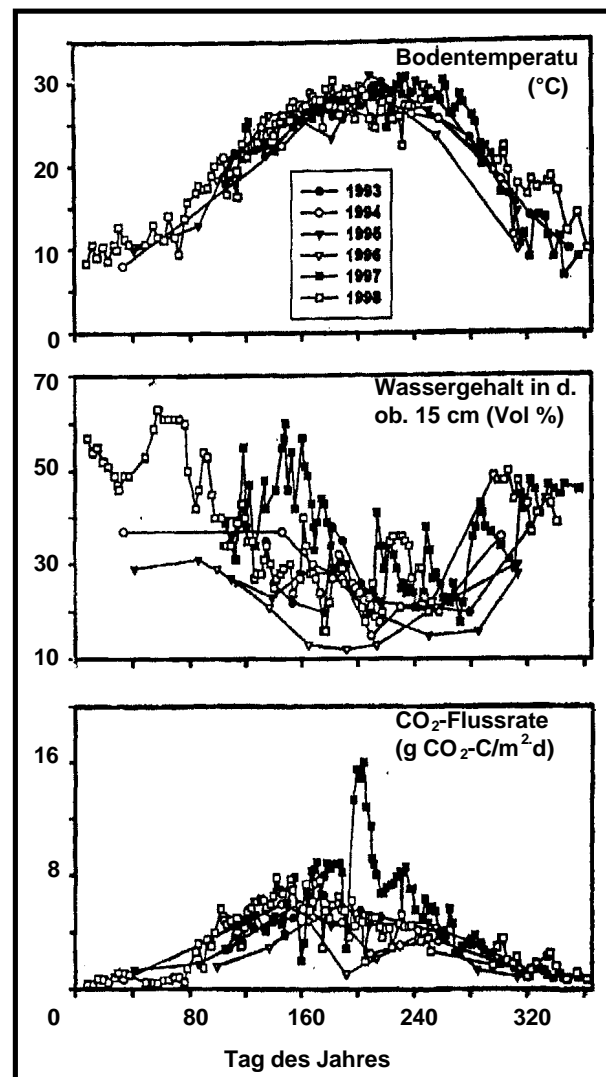


Abb. 5.1.:
Durchschnittliche Bodentemperatur,
Bodenfeuchte und Bodenrespiration in der
Langgras-Prärie (aus MIELNICK et al., 2000)

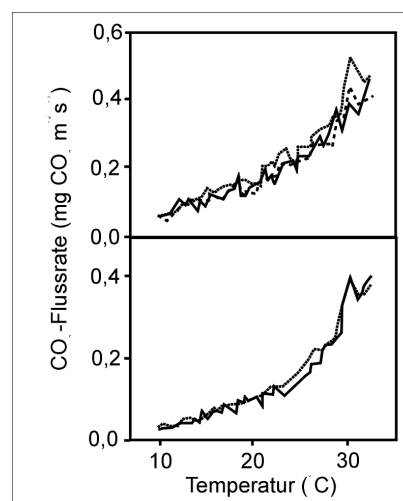
Aufgrund des starken Einflusses der Bodentemperatur auf den CO₂-Gehalt der Bodenluft ist es vorteilhaft, die Erkundung von nicht biologisch erzeugten CO₂-Vorkommen im Boden in den Wintermonaten durchzuführen. Dann findet praktisch keine biologische Aktivität im Boden statt und die CO₂-Respiration ist sehr gering (SCHACK-KIRCHNER et al., 1998). Eine eventuell stattfindende CO₂-Zufuhr aus der Tiefe könnte dann deutlicher erkannt werden. Jahreszeitliche Schwankungen können durch eine möglichst zeitnah stattfindende Datenaufnahme im Gelände eliminiert werden. In der vorliegenden Arbeit war dies nur bedingt möglich. Aus diesem Grunde wurden die Sommer- und der erste Herbstmonat gewählt, da in dieser Zeit die Bodentemperatur den geringsten Schwankungen unterliegt.

5.2 Bodenfeuchte

Im Vergleich zur Bodentemperatur beeinflusst die Bodenfeuchte den CO₂-Gehalt der Bodenluft eher gering. Wie aus Abb. 5.1. und 5.2. ersichtlich wird, verläuft die CO₂-Respiration parallel zur Temperatur. Die Bodenfeuchte scheint die Bodenrespiration weit weniger stark zu beeinflussen. Die Ursache liegt wahrscheinlich in der hohen Feuchtigkeitstoleranz der meisten Bodenorganismen.

Abb. 5.2.: Einfluss der Bodenfeuchte auf die Bodenrespirationsrate auf landwirtschaftlich (a) und forstwirtschaftlich (b) genutzten Flächen.

durchgezogene Linie: Nasser Boden; gestrichelt: feuchter Boden; gepunktet: trockener Boden.



Bei extrem trockenen und nassen Bodenverhältnissen sind laut Literatur und in der vorliegenden Arbeit abweichende Auswirkungen des Wassergehaltes auf die CO₂-Konzentration festzustellen (WRANIK, 1984, GAERTIG et al., 2000). Sehr trockene Böden besitzen eine gute Gas-Durchlässigkeit. Somit kann der Austausch mit der atmosphärischen Luft schneller stattfinden als bei feuchten Böden. Auch beim Abpumpen von Bodenluftmengen, die deutlich größer als das Bohrlochvolumen sind, wird die Bodenluft leichter mit atmosphärischer Luft vermischt. Beides wirkt sich erniedrigend auf den CO₂-Gehalt der Bodenluft aus.

Einige Autoren berichten, dass nach ergiebigen Regenfällen die CO₂-Konzentrationen im Boden steigen. Dies wird auf die resultierende Wassersättigung der Poren im Oberboden

zurückgeführt (MÜLLER, 1997; GOTH, 1983; MIOTKE, 1972), was in der Wirkungsweise ähnlich ist, wie eine Verdichtung der Bodenstruktur (GAERTIG et al., 2000). Untersuchungen, die im Zusammenhang mit der CO₂-Ausgasung auf Äckern in Schottland gemacht wurden, bestätigen dies indirekt. BALL et al. (1999) beobachteten nach heftigen Regenfällen eine starke Abnahme des CO₂-Flusses in die Atmosphäre. In der vorliegenden Arbeit konnte ebenfalls an nassen Standorten häufiger eine relativ hohe CO₂-Konzentration festgestellt werden, als an feuchten oder frischen.

Eine wichtige Funktion nimmt das Bodenwasser im Hinblick auf die Zusammensetzung der Bodenluft ein. Die Wasserlöslichkeit von CO₂ ist ca. 30 mal höher als die von O₂ und ca. 55 mal höher als die von N₂ (L'AIR LIQUIDE, 1976). Demnach wird der CO₂-Gehalt der Bodenluft beim Durchfluss von Wasser zu Gunsten von Stickstoff und Sauerstoff vermindert.

Die Bodenfeuchte wird im Gegensatz zur Verdichtung der Bodenstruktur nicht hauptsächlich durch den Menschen beeinflusst. Dessen Spuren treten in Form von Fahrspuren, Wegen oder Grundstücken auf und sind deshalb leicht von natürlichen Faktoren zu trennen. An geomorphologischen Strukturen wie z.B. längliche Einsenkungen im Gelände verbleibt Bodenwasser länger im Boden und wirkt sich dort demnach relativ zur Umgebung erhöhend auf die CO₂-Konzentration aus (WRANIK, 1984). So kann es leicht zu Fehlinterpretationen bez. der Herkunft des Kohlendioxids kommen. Die Bodenfeuchte ist aufmerksam in die Interpretation der gemessenen CO₂-Konzentrationen miteinzubeziehen. Aber auch schon bei der Gewinnung der Daten ist darauf zu achten, dass keine Messungen im direkten Anschluss an ergiebige Regenfälle oder bei anhaltender Trockenheit getätigt werden.

5.3 Grundwasser

Das Absinken und Ansteigen des Grundwasserspiegels kann im Boden Konvektion hervorrufen. Dieser Vorgang führt vor allem unter den Wasserhaushaltsbedingungen von Auenböden im Hochwasser- und Überflutungsbereich zu einem starken konvektiven Gasaustausch (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992). Die Muschelkalkstandorte an der Eyach und Stunzach befinden sich in einem solchen Bereich.

5.4 Luftdruck

Der Einfluss von Luftdruckschwankungen auf die Bodengaskonzentration ist nicht sehr gravierend (ERNST 1969; FOLTAS, 1980). Luftdruckänderungen wirken sich besonders in unbewachsenen Böden aus, jedoch nur bis zu einer geringen Bodentiefe (ERNST, 2002).

5.5 Bodenstruktur

Die Bodenstruktur wirkt sich hauptsächlich auf die Gasdurchlässigkeit des Bodens und damit auf die Bodenbelüftung aus. Bei gleicher CO₂-Produktion steigt die CO₂-Konzentration der Bodenluft proportional mit der Verringerung der Gasdurchlässigkeit (GAERTIG et al., 2000). Daher indizieren hohe CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft eher eine geringere Bodendurchlüftung als eine hohe biologische Aktivität (GAERTIG et al., 2002). Gut durchlüftete Oberböden mit hoher Gasdiffusivität haben eine höhere CO₂-Produktionsrate aber niedrigere CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft (GAERTIG et al., 2002). Theoretisch könnten hohe CO₂-Konzentrationen auch auf hohe Produktionsraten hinweisen. Allerdings mehren sich die Befunde, dass hohe Produktionsraten gerade dann anzutreffen sind, wenn die Gasdiffusionskoeffizienten hoch und CO₂-Konzentrationen im Oberboden niedrig sind (SCHACK-KIRCHNER, 1994; GAERTIG et al., 1999).

Verdichtungen des Oberbodens sind in der Regel anthropogen verursacht. Beispiele dafür sind z.B. erhöhte CO₂-Konzentrationen an Wegrändern oder bei Wechsel in der Bewirtschaftung (siehe Profil 19 der Anlage 5 im Anhang). Durch Verdichtung des Oberbodens verursachte erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft z. B. an Wegrändern oder sichtbaren Fahrspuren wurden aus diesem Grund bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) ignoriert.

5.6 Bodenart

Auch die Bodenart wirkt sich auf die Gasdurchlässigkeit des Bodens aus. Mit der Korngröße nimmt die Gasdurchlässigkeit des Bodens zu (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992).

Nach RAAFAT (1974) besteht zwischen Korngröße und Kohlendioxidgehalt folgender Zusammenhang: Je feinkörniger das Sediment ist, umso höhere CO₂-Gehalte können gemessen werden. Absolute Bodengasmesswerte mit unterschiedlicher Kornverteilungskurve können daher nicht miteinander verglichen werden. In der Arbeit von ZOPPERITSCH (2001) konnte diese Regel für das Untersuchungsgebiet trotz einer großen Anzahl von Messwerten nicht bestätigt werden. Die CO₂-Konzentrationen zeigten keine Trends im Bezug

zur Bodenart. Allerdings sind die Unterschiede in der Bodenart auf den tonigen Lehm (tL) als feinkörnigste Bodenart und den lehmigen Sand (Sl) als grobkörnigste Bodenart begrenzt. In der vorliegenden Arbeit wurde aus diesem Grund die Bodenart nur wenig beachtet.

5.7 Vegetation und Bodennutzung

Die zur großflächigen Übermessung des Untersuchungsgebiet in Auftrag gegebene Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) hatte in erster Linie den Zweck, Bezüge der CO₂-Konzentration im Boden auf einen oder mehrere der in Frage kommenden Faktoren zu ermitteln. Sehr eindeutig gelang dies im Hinblick auf die Bodennutzungsart, wie auch sehr häufig in der Literatur bestätigt wird (siehe Tab. 5.1.). Faktoren wie Bodentemperatur, -feuchte und -substrate haben einen größeren Einfluss auf die CO₂-Abgabe an die Atmosphäre, als die Vegetationsart (RAICH et al., 2000). Auf die CO₂-Konzentration im Boden scheint die Vegetationsart dennoch einen erheblichen Einfluss zu haben. Bei allen Autoren wurden in Waldböden die niedrigsten und in Wiesenböden die höchsten CO₂-Konzentrationen festgestellt. In Ackerböden lagen die CO₂-Durchschnitts-konzentrationen meist dazwischen.

Autor	Monat /Jahresz.	Wald	Acker	Wiese
RUSSEL (1973)			0,1 - 0,9	0,5 - 1,5
BOYNTON ET AL. (1944)	Sommer			1,5 - 5,0
GOTH (1983) (07.79)	Juli 1979		1,75-2,37	3,33
GOTH (1983) (09.79)	Sept. 1979		1,11-3,25	2,17
GOTH (1983) (09.80)	Sept. 1980		0,98-1,52	1,74
FOLTAS (1980) (Frühjahr)	Frühjahr	0,04	0,18	0,67
FOLTAS (1980) (Herbst)	Herbst	0,3	0,64	0,87
SCHÜLE (2000)		1,1	1,5	1,9
SCHÜLE (2000)		1,2	3,8	4,7
ZOPPERITSCH/SIERIG		0,50	0,58	0,83
ERNST (1969a) (Mai/Juni)		0,69	3,05	2,20
ERNST (1969a) (Mai/Juni)		1,12	2,80	1,62
ERNST (1969a) (Oktober)		1,24	2,20	3,41
ERNST (1969a) (Oktober)		0,91		2,95
Eigene Werte (Frühsommer 2001)				0,50
Eigene Werte (Frühjahr 2001)		0,35		0,50

Tab. 5.1. Daten über Durchschnitts-CO₂-Konzentrationen im Boden aus der Literatur (in %)

Die zusammengestellten Durchschnittswerte unterscheiden sich im Bezug auf die jeweilige Vegetationsart in der absoluten Höhe teilweise um Größenordnungen. Deshalb ist es wichtig, in jedem Untersuchungsgebiet den individuellen Durchschnittswert für jede der dort vorkommenden Bodennutzungsformen zu ermitteln. In der vorliegenden Arbeit wurden nach der Kartierung von (ZOPPERITSCH, 2001) nur Standorte gleicher Bodennutzung ausgewählt, um eine möglichst gute Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten.

6 Methodik im Gelände

Einzelne betrachtete Messwerte haben bei Bodengasmessungen kaum Aussagekraft, da sie von zu vielen Störfaktoren abhängen, die oft für jeden einzelnen Messpunkt spezifisch sind. Sie sind selbst bei geringem räumlichen und zeitlichen Abstand nicht genau reproduzierbar (siehe Kap. 8 und Tab. 10.2). Dies trifft für alle geochemischen Untersuchungsmethoden zu. Erst bei statistischer Betrachtung lassen sich verwertbare Aussagen gewinnen. Deshalb wird zur Interpretation der Daten eines Messgebietes eine möglichst große Zahl von Messwerten benötigt. Um dieses Ziel zu erreichen, sollte der Zeitaufwand für eine Einzelmessung nicht allzu groß sein, wenn nur wenig Personal zur Verfügung steht. Diese Forderung erfüllt die Messmethode nach ERNST (1968) am besten. Hier kann eine einzelne Arbeitskraft unter günstigen Bedingungen 50-70 Messungen an einem Arbeitstag durchführen. Allerdings muss bei dieser Messmethode eine Kontamination der Gasproben mit atmosphärischer Luft in Kauf genommen werden. Dies ist im Bezug zur Zielsetzung der Untersuchungen untergeordnet relevant, da nicht die absolute Höhe des Messwerts sondern nur die Relation der Messwerte zueinander von Interesse ist.

Die in dieser und vorangegangenen Arbeiten verwendete Messtiefe 0,7 bis 0,9 Meter birgt den Nachteil, dass die Schwankungen der CO₂-Konzentration in der Bodenluft jahreszeitlich bedingt am größten sind. Mit der Tiefe nehmen die jahreszeitlichen Schwankungen der CO₂-Konzentration in der Bodenluft ab (SCHÜLE, 2000). Ab einer Tiefe zwischen 3 und 5 Metern sind die Bodengas-Verhältnisse relativ stabil. Deswegen wären zur Erforschung von geologisch bedingten Bodengaskonzentrationen Bohrlochtiefen von 3-5 Metern besser geeignet. Aufgrund der Vielzahl der benötigten Messungen ist der damit verbundene Aufwand allerdings nur selten zu rechtfertigen.

6.1 Die Bodengasmethode nach ERNST (1968)

Entlang vorher festgelegter Profile werden in regelmäßigen Abständen (10 – 30 m) Messungen vorgenommen. Mit einem Bohrstock wird ein Loch von einem Durchmesser von etwa 30mm und 0,7 – 0,9 m Tiefe geschlagen. Nach dem Ziehen des Bohrstocks wird eine 50 cm tiefreichende, unten offene Metallsonde, die mit einem Abdichtkegel versehen ist, in das Loch gesteckt (siehe Abb. 6.1.). Die Metallsonde hat unterhalb des Metallkegels einen Außendurchmesser von 20 mm.

Die beim Ziehen des Bohrstocks in das Bohrloch eingedrungene Luft und die Luft des Sondenraumes wird durch 30 Pumpenhübe einer Dräger Handpumpe – das entspricht ca. dem 4-5fachen Volumen der Sonde und des Bohrloches – wieder entfernt (GOTH, 1983).

Die Erzeugung eines Unterdruckes mit Hilfe einer Dräger Handpumpe geschieht ruckartig. Der Unterdruck entsteht im Bohrloch zuerst an der unteren Öffnung der Metallsonde und breitet sich von dort rasch nach allen Richtungen aus. Am schnellsten geschieht das im freien Raum des Bohrloches, also von der Bohrlochsohle bis zur Unterseite der Sonde aber auch im Raum zwischen Bohrlochwand und der Wand der Metallsonde. Etwas langsamer wird anschließend der entstandene Unterdruck durch Nachströmen der Luft aus den Poren in der Umgebung des Bohrloches ausgeglichen.

Bei 30facher Wiederholung dieses Vorganges befindet sich im Bohrloch ein homogenisiertes Gemisch der Bodenluft aus der Umgebung des Bohrloches.

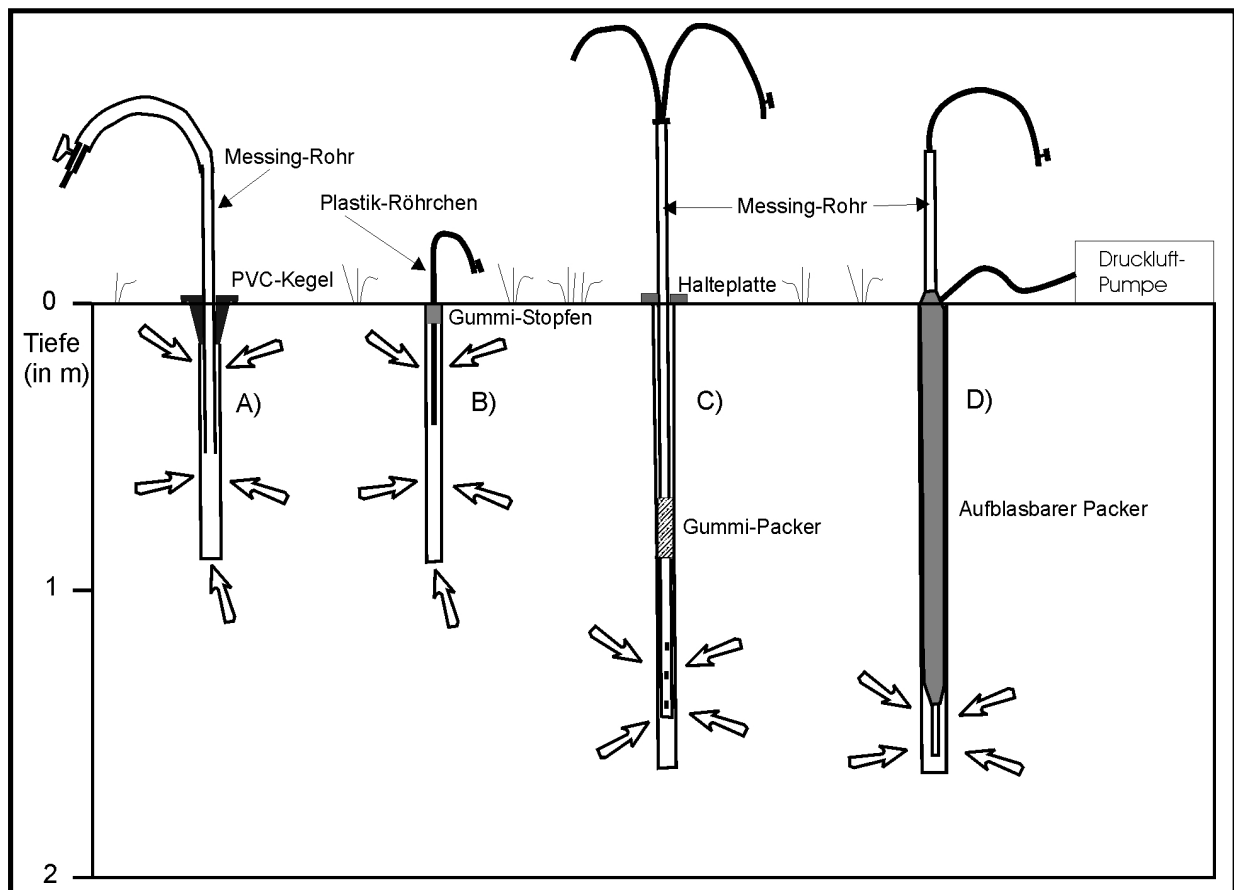


Abb. 6.1: Vergleich der Methoden zur Gewinnung von Bodengasen. A): Bodengasermethode nach ERNST (1968); B): Bodengasermethode von SIERIG/ZOPPERITSCH; C): Tiefensonde von FOLTAS (1980) mit Packer; D): Tiefensonde von SIERIG mit Packer.

Anschließend wird die Sonde durch einen Hahn verschlossen und vor der eigentlichen Messung ca. 10 Minuten verschlossen gehalten, um den Homogenisierungsprozess sicherzustellen.

Der Kohlendioxid-Gehalt der Bodenluft wird mit CO₂-Prüfröhrchen der Firma Dräger gemessen. 0,1 Liter des Messgases (entspricht einem Pumpenhub) werden zu diesem Zweck durch das mit einer Hydrazin-Verbindung gefüllte Glasröhrchen gesaugt. Die weiße Chemikalie verfärbt sich durch Kontakt mit CO₂ violett (GOTH,1983).

6.2 Modifikationen

In der vorliegenden Arbeit wurde die vorangehend beschriebene Methode modifiziert (siehe Abb. 6.1.B) . Der Durchmesser des Bohrloches wird auf 22 mm verringert. Als Verschluss dient ein konischer Gummistopfen (Durchmesser 36-24 mm), in deren Mitte ein Kunststoffröhrchen (Durchmesser 5mm) eingelassen ist. Das Röhrchen reicht zwischen 5 und 30 cm in das Bohrloch hinein. Nach Abdichtung des Bohrloches wurde mit Hilfe einer 800ml-Laborspritze die atmosphärische Luft aus dem Bohrloch entfernt und dieses danach unter Beibehaltung des entstandenen Unterdruckes sofort verschlossen. Dieser Unterdruck wirkt sich wie bei der Methode nach ERNST (1968) über die gesamte Bohrlochhöhe aus.

Die eigentliche Messung erfolgte etwa eine halbe Stunde später mit Hilfe eines Handmessgerätes Polytector G750 der Firma Gesellschaft für Gerätebau (GfG). Bei diesem Gerät wird das zu messende Gas durch eine elektrische Pumpe mit einer Leistung von 0,6 l/min eingesaugt und mit Hilfe einer Infrarot-Messzelle gemessen.

Der Pumpvorgang wird so lange aufrecht erhalten, bis der Wert der CO₂-Konzentration ihren Höhepunkt erreicht hat.

Bei beiden Verfahren wird wie in der Bodengasmethode nach ERNST (1968) ein homogenisiertes Gemisch der Bodenluft aus einer Säule von 0 - 1 Meter Boden gemessen und sollte somit für Vergleiche mit früheren Arbeiten heranziehbar sein.

Abb. 6.1 C) und D) zeigen den Vergleich der Packertests für Gasentnahme-Tiefen von mehr als einem Meter. Diese wurden im Zuge von Untersuchungen durchgeführt, die in Kap. 10.5.2 beschrieben sind. Der wichtigste Unterschied zwischen der Methode von FOLTAS (1980) (siehe Abb. 6.1.C) und der in dieser Arbeit verwendeten (siehe Abb. 6.1.D) ist eine Abdichtung über die gesamte Bohrlochtiefe. Damit sollte ein Umströmen der Packer vermieden werden.

7 Flächige Kartierung von CO₂-Konzentrationen der Bodenluft

7.1 Einführung

In verschiedenen Arbeiten konnte ein Zusammenhang zwischen der CO₂-Konzentration der Bodenluft und geologischen Phänomenen nachgewiesen werden (siehe Kap. 2). In der Vergangenheit wurden zur Erbringung dieser Nachweise Profile von Messpunkten im Abstand zwischen 5 und 20 Metern erstellt. Eine flächige Aufnahme der Verteilung der CO₂-Konzentration in der Bodenluft mit o.g. Zielsetzung fand bisher nicht statt. Schon WRANIK (1984) empfahl zu diesem Zweck eine großflächige Übermessung, da er in seiner Arbeit aufgrund einer zu kleinen Datenmenge (bestehend aus wenigen Profil-Messungen) nicht erkennen konnte, inwieweit der Verlauf der Störungszonen im Salz mit der CO₂-Konzentration im Boden darüber korrelierbar ist. Aus diesem Grund fertigte ZOPPERITSCH (2001) im Rahmen der vorliegenden Arbeit eine Kartierung an, die ein Gebiet von ca. 80 ha umfasste. Der Abstand der Messpunkte wurde auf 20 Meter festgelegt. Die Kartierung diente als Grundlage zur Überprüfung, ob über eine flächige Erfassung der CO₂-Konzentrations-Verteilung im Boden Rückschlüsse auf geologische Inhomogenitäten im Untergrund zu ziehen sind.

7.2 Auswahl der Gebiete zur flächigen Kartierung

7.2.1 Kartierung von ZOPPERITSCH (2001)

Im nördlichen Bereich der Südost-Vertaubung ist auf engem Raum am häufigsten salzfreies Gestein angefahren worden, so dass dort am sichersten angenommen werden kann, dass es sich bei dieser Vertaubungszone um einen zusammenhängenden Komplex handelt. Dort kann unter Tage anhand mehrerer angetroffener Vertaubungen der ungefähre Verlauf dieser Zone nachvollzogen und mit den Ergebnissen an der Erdoberfläche verglichen werden. Zusätzlich sind dort vier Orte bekannt, an denen unter Tage ausströmendes Kohlendioxid registriert wurde (siehe Abb. 10.3).

Zum zweiten wurde etwa 2 Kilometer südöstlich dieser Vertaubungszone eine etwa 10 Meter mächtige Salzschiebt erbohrt. Bei eventuellem Auffinden von Zusammenhängen zwischen

Vertaubungen und Bodengaskonzentrationen hätte dies eine Wegfindung zu neuen Abbaufeldern begünstigt.

7.2.2 Kartierung über intakter Salzschrift

Im Kreuzungsbereich der Wetterstrecke und dem Abbau 100 sind regelmäßige Salzvorkommen mit einer durchgängigen Mächtigkeit von mehr als 10 Metern aufgeschlossen (SIERIG, 1998) (siehe Anlage 3 im Anhang). Diese sind unter Tage bisher nur in Form Wetterstrecke, im Abbau Wetter 100 West und in B-Süd bergmännisch umfahren worden (siehe Anlage 3 im Anhang). Innerhalb dieser Umfahrung befindet sich mit großer Sicherheit eine mehr als 10 Meter mächtige und intakte Salzschrift. Aus diesem Grund wurde im Sommer 2001 für eine zweite Kartierung ein Gebiet über dieser Region ausgewählt, um das Verhalten von CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft über einer als intakt bekannten Salzschrift zu untersuchen. Um den Einflussfaktor Vegetation von vornherein auszuschließen, wurden nur Wiesenflächen zur Kartierung ausgewählt.

Diesen Kriterien folgend wurden zwei zusammenhängende Gebiete ausgewählt. Das eine befindet sich direkt über dem Kreuzungspunkt der Wetterstrecke und dem Abbau 100. Von dort erstreckt es sich jeweils ca. 350 Meter nach SW und NE, bei einer Breite zwischen 100 und 300 Metern (siehe Anlage 3 im Anhang). Das zweite Gebiet hat eine Länge von ca. 400 Metern, eine Breite zwischen 70 und 120 Metern und befindet sich über den Aufschlüssen der südwestlichen Vertaubungszone in B-Süd und D-Süd (siehe Anlage 3 im Anhang). Dort sollte der Einfluss des bekannten Verlaufs der südwestlichen Vertaubungszone auf die CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft darüber untersucht werden.

7.3 Wahl des Messpunktrasters

Für die großflächige Kartierung wurde ein Messpunktraster von 20 mal 20 Metern gewählt. Dies wurde als Kompromisslösung zwischen genauer Erfassung aller Einzelheiten und der Anzahl der anzufertigen Messwerte angesehen. In der Literatur finden sich Angaben zwischen 5 (ERNST, 1968) und 100 Metern (GIAMMANCO et al., 1997), um Störungszonen erfassen zu können.

Nach GOTH (1983) reichen Messabstände von 25 Metern meist zur Erfassung von störungsbedingten Gaspeaks aus. Extrem kleine Messpunktabstände von weniger als 5 Metern ergeben praktisch kein anderes Gasverteilungsbild.

7.4 Statistik der Kartierung

Allein die CO₂-Konzentration im Boden hat im Hinblick auf geologische Zusammenhänge noch keine Aussagekraft, da ihre Höhe von zu vielen natürlichen Faktoren abhängt. Messwerte der CO₂-Konzentration in engem zeitlichen und räumlichen Zusammenhang sind eher selten exakt reproduzierbar. Eine statistische Auswertung der Einzelmessungen ist daher unbedingt erforderlich.

CO₂-Konzentrationsanomalien in der Bodenluft können aus sehr unterschiedlichen Quellen stammen. Die häufigsten Ursachen für erhöhte CO₂-Konzentrationen sind biologisch bedingt (siehe Kap. 5). Deshalb ist es bei der ausschließlichen Messung von CO₂ in der Bodenluft nur möglich Anomalien geologischer Herkunft anhand deren räumlicher Ausbreitung zu erkennen.

Schon ERNST (1968), GOTH (1983), WRANIK (1984) und BRIEGEL (1988) nutzten die Kenntnis über geologische Strukturen in ihren Untersuchungsgebieten zur Selektion geologisch bedingter CO₂-Konzentrations-Anomalien. Wenn z.B. in mehreren parallel verlaufenden Profilen anhand erhöhter CO₂-Konzentrationen Lineamente erkannt werden konnten und diese in das tektonische Gesamtbild passten, ging der Untersuchende von einer Störungsbedingten Anomalie aus. Als Ursache für die geogen erhöhten CO₂-Konzentrationen wurde ein Kohlendioxid-Zustrom aus der Tiefe angenommen. Mit Hilfe dieser Methode konnte nur die Aussage getroffen werden, dass die erkannten Anomalien mit geologisch bekannten Phänomenen übereinstimmten oder „mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit“ geologische Ursachen haben. Allerdings ist die Definition einer Konzentrationsanomalie bisher eher nach dem Gefühl im erfolgt und nicht anhand von beweiskräftigen Daten.

Entgegen der allgemeinen Meinung gibt es keine Muster mit voraussagbaren Proportionen in einem vorgegebenen Untersuchungsgebiet. Die allgemeine Praxis, eine Abweichung von mehr als ein oder zwei Standardabweichungen zeige eine Anomalie (z.B. GOTH, 1983) hat keine wissenschaftliche Basis. Es ist bequem und eine gängige Praxis (KLUSMANN, 1993). In der vorliegenden Arbeit wurden zahlreiche dauerhaft erhöhte Werte gefunden, die mehr als zwei oder drei Standardabweichungen von der Hintergrundkonzentration abwichen. Ein Zustrom aus der Tiefe kann dort trotzdem häufig ausgeschlossen werden (siehe Tabelle 10.2, Punkt 10). Um räumlich geologisch bedingte Anomalien zu finden ist es notwendig, einen Hintergrund (also den Normalfall) zu definieren. Damit ist nicht ein einzelner Wert, sondern ein Wertebereich in einer bestimmten Umgebung gemeint (KLUSMANN, 1993).

7.5 Bestimmung des Hintergrund-Werte-Bereiches

Mit Hilfe der Daten aus der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) sollte eine großflächige Aufnahme von CO₂-Konzentrationen der Bodenluft in einem regelmäßigen flächigen Raster durchgeführt werden. Das Ziel war, einen Zusammenhang zwischen der unter Tage bekannten Grenze der Salzausbreitung und über Tage erkannten CO₂-Konzentrationsanomalien in der Bodenluft zu finden. Als „Anomalien“ sind relativ zu einer Hintergrundkonzentration erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft zu verstehen, da als deren Ursache eine zusätzliche CO₂-Zufuhr aus dem Untergrund angenommen wird. Als geogen bedingte Anomalien werden diese nur gewertet, wenn sie über sich ändernde oberflächenbedingte Faktoren, wie z.B. Änderungen in der Bodenart, Bodenfeuchte und Bodennutzung hinweg erkennbar bleiben.

Die gewonnenen Daten der Kartierung sollten im Hinblick auf diese Faktoren klassifiziert werden. Dabei zeigte sich, dass hauptsächlich die Vegetation die Höhe der Hintergrundkonzentration beeinflusst ZOPPERITSCH (2001). Aus dieser Erkenntnis heraus wurde das Untersuchungsgebiet in Flächen mit den Vegetationsklassen Acker, Wiese, Mischwald, Freifläche und Fichtenwald eingeteilt. Um den Einfluss der Vegetation auf die CO₂-Konzentration zu eliminieren war es notwendig, diese anhand von in Beziehung zueinander stehenden repräsentativen Werten anzugleichen. Als repräsentativer Wert der Hintergrundkonzentration wurde der Mittelwert der CO₂-Konzentration der jeweiligen Vegetationsklasse gewählt. Dieser sollte später dazu dienen, um an ihm relative Konzentrationsveränderungen zu definieren. Die relative Konzentrationsänderung wurde durch ein Vielfaches der vegetationsspezifischen Standardabweichung ausgedrückt.

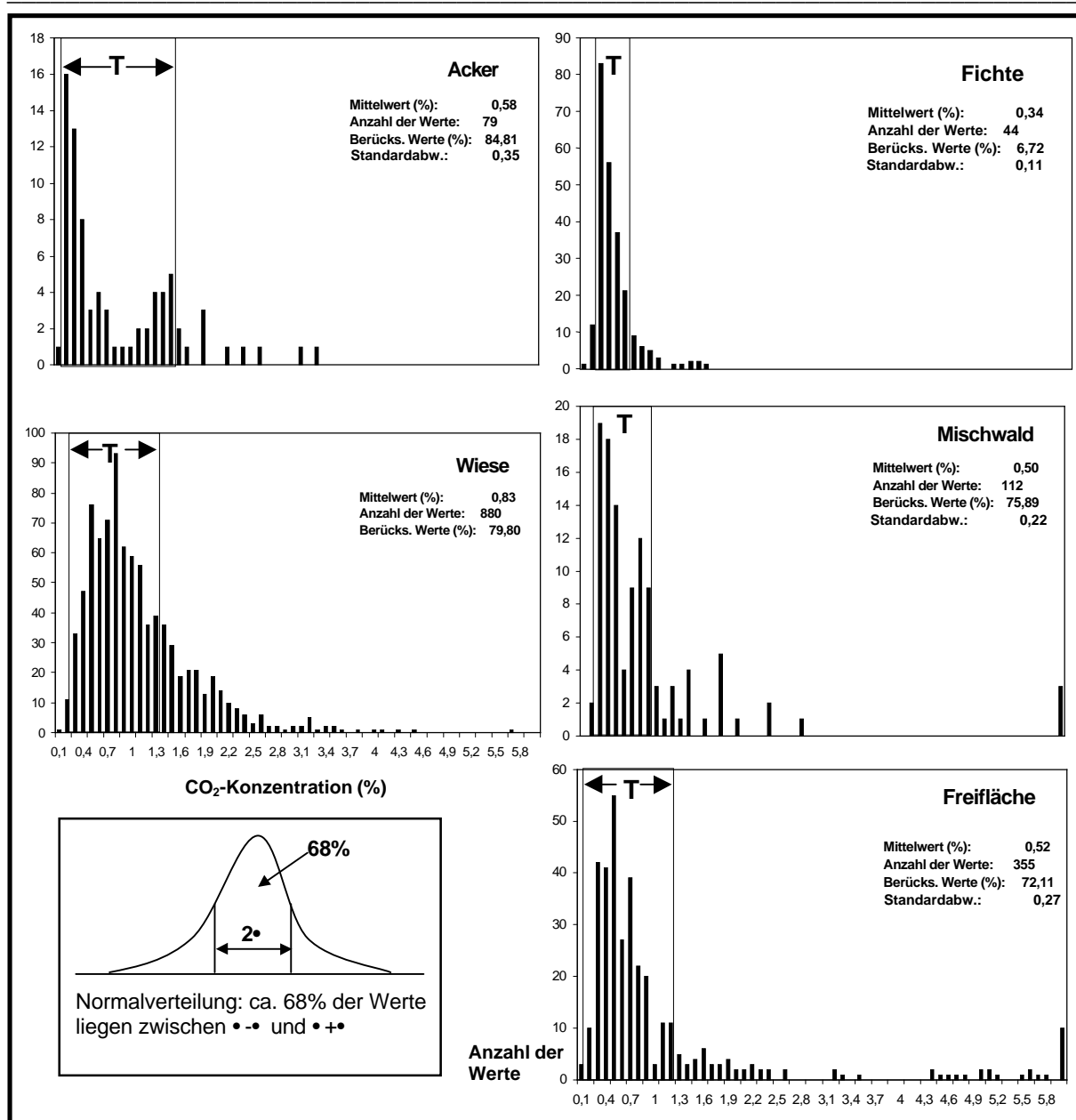


Abb. 7.1. Übersicht über die statistische Verteilung der Höhe der CO₂-Konzentrationen aller Messwerte der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001). T bezeichnet den typischen Wertebereich der jeweiligen Vegetationsklasse.

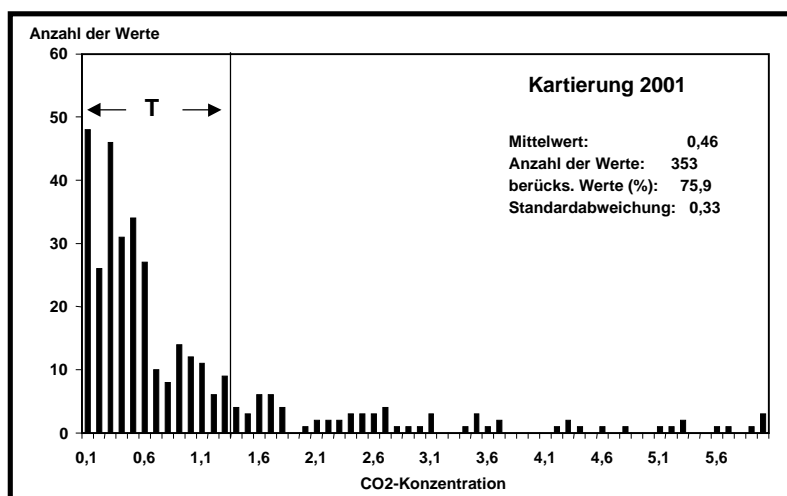
Bei der Berechnung der Mittelwerte, die alle Werte einer Vegetationsklasse einschlossen, erwiesen sich sehr hohe aber selten auftretende Konzentrationen als störend. ZOPPERITSCH entschied sich, die hohen Werte im Randbereich mit Hilfe eines sog. gestutzten Mittelwertes zu eliminieren. Bei dieser Methode werden von den vorhandenen Daten in einem vorgegebenen Prozentsatzes die kleinsten und größten Werte (Ausreißer) aus der ursprünglichen Datenmenge ausgeschlossen. Aus den dann übriggebliebenen Daten wurde

ein repräsentativer Mittelwert (\bar{m}) berechnet. Allerdings ist dieses Verfahren nur bei Datenmengen mit Normalverteilung angebracht (siehe Abb. 7.1).

Die Werte-Populationen der verschiedenen Vegetationsklassen sind nicht normalverteilt. Dies wird ersichtlich, wenn die Werte einer Vegetationsform in kleine Konzentrationsintervalle aufgeteilt und die Anzahl der Werte pro Intervall gegen die Konzentration in einem Diagramm dargestellt werden (siehe Abb. 7.1). Bei jeder einzelnen Vegetationsart traten Häufungen von Werten in einem relativ niedrigen Konzentrationsniveau auf. Die Breite dieser Werthäufungen – im nachfolgenden Wertebereiche (T) genannt – ist bei jeder Vegetationsart unterschiedlich. Abbildung 7.1 zeigt, dass bei den vorliegenden Daten eine asymmetrische Verteilung gegeben ist. Niedrige Werte sind häufig. Nur hohe Werte besitzen den Charakter eines Ausreißers.

Um die Mittelwerte zu optimieren, wurde analog zur Arbeit von ZOPPERITSCH (2001) eine „Eye-fit“-Methode zur Bestimmung des Bereiches der häufigsten Werte in einer Normalverteilung angewandt. Ausgehend von der ersten signifikanten Häufung von Werten innerhalb eines Intervalls wurden zu den höheren Werten hin mindestens 68% der Werte eingeschlossen. Dies entspricht in einer Normalverteilung dem Intervallradius in Höhe einer Standard-Abweichung (siehe Abb. 7.1.). Die übrigen Werte wurden als „Ausreisser“ klassifiziert. Aus dieser so gewonnenen Daten-Menge T wurde der Mittelwert berechnet. Dieser „Mittelwert“ soll nicht als genereller Mittelwert verstanden werden, sondern als repräsentativer „normaler“ Wert für die jeweilige Vegetationsform. Typisch für Bodengasverhältnisse sind nie einzelne Werte, sondern bestimmte Wertebereiche (KLUSMAN, 1993).

Einzelne Werte eignen sich in der vorliegenden Aufgabenstellung besser, um Relationen innerhalb der Populationen bestimmen zu können. Bei der Kartierung über den intakten Salzvorkommen im Sommer 2001 wurden nur Flächen der Vegetationsart Wiese ausgesucht, um diesen Einflussfaktor zu eliminieren. In Abb. 7.2 ist die Verteilung der im



Zuge dieses Projekts gemessenen Werte dargestellt.

Abb. 7.2 : Statistische Verteilung der gemessenen CO₂-Konzentrationen bei der Kartierung über einer intakten Salzsicht.

7.6 Normierung der Vegetationsklassen

Um geogen verursachte Phänomene in der CO₂-Konzentrationsverteilung erkennen zu können war es erforderlich, die Vegetationsklassen aufeinander abzustimmen. Dies sollte in einer normierten Abweichung vom jeweiligen Mittelwert der Vegetationsklasse geschehen. Dabei wurden der jeweilige repräsentative Mittelwert und die jeweilige Standardabweichung berücksichtigt. Der Mittelwert sollte dabei die vegetationsspezifische Hintergrundkonzentration repräsentieren, die Standardabweichung die unterschiedlichen Streubreiten. Die normierte Abweichung jedes Einzelwertes wird wie folgt berechnet:

$$I = \frac{(x - m)}{S} \quad \text{Gl. 7.1}$$

I	=	normierte Abweichung
m	=	vegetationsspezifischer Mittelwert
x	=	gemessener Wert
S	=	vegetationsspezifische Standardabweichung

Werte, die kleiner als der Mittelwert sind, sind bei dieser Aufgabenstellung von untergeordnetem Interesse. Alle nach Gleichung 7.1. errechneten negativen Werte werden deshalb gleich 0 gesetzt.

7.7 Kartographische Interpretation

Die mit Hilfe der in Gl. 7.1. errechneten Werte sind in Abb. 7.2. dargestellt. Man sieht Bereiche, in denen Konzentrationshäufungen auftreten und Zonen, die kaum von erhöhten CO₂-Konzentrationen betroffen sind.

Insgesamt erscheint das Bild ein wenig strukturlos, da die CO₂-Konzentration häufig auf eng begrenztem Raum sehr differieren kann. Es sollen aber nicht einzelne Punkte, sondern Bereiche höherer Bodengaskonzentrationen ermittelt werden. BRIEGEL (1988) löste dieses Problem, indem er die stark streuenden Einzelwerte der Profile mit Hilfe der gleitenden Mittelwert-Methode glättete (siehe Abb. 7.3).

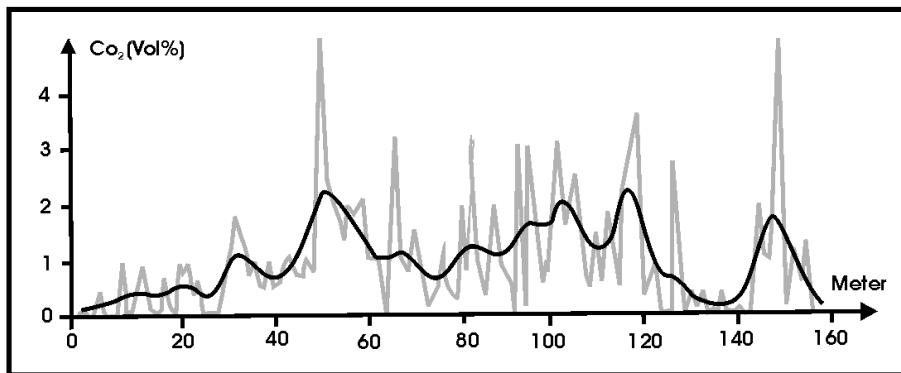


Abb. 7.3: Glättung von Einzelwerten durch den gleitenden Mittelwert (Beispiel aus GOTH, 1983). Die graue Kurve stellt die Einzelwerte eines Messprofils dar. Nach Interpolation mit Hilfe des gleitenden Mittelwertes resultiert eine Kurve, durch die „Tendenzen“ besser erkennbar werden.

Die Methode des gleitenden Mittelwertes lässt sich nur auf Reihen, also auf die Arbeit mit Profilen anwenden. In der Fläche muss diese Methode modifiziert werden.

Das Computer-Programm ArcView (ESRI) besitzt zur Errechnung eines gleitenden Mittelwertes in der Fläche die Funktion „Neighborhood Statistics“ (siehe Abb.7.4).

Bei dieser Methode wird die zu untersuchende Fläche in ein Raster mit beliebiger Maschengröße eingeteilt. Anschließend wird das arithmetische Mittel aller Messpunkte innerhalb eines Kreises mit einem ebenfalls beliebigen Radius berechnet.

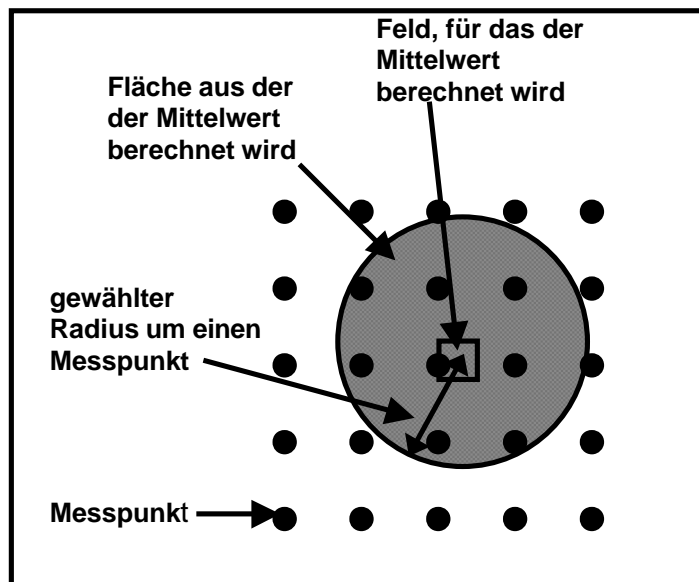


Abb. 7.4 Beispiel zur Funktionsweise der ArcView-Berechnungsmethode „Neighborhood Statistics“

Das Feld im Zentrum des Kreises erhält den ermittelten Wert. In der vorliegenden Arbeit wurde ein Radius von 45 Metern gewählt. Dies entspricht einem gleitenden Mittel mit einer Intervallbreite von 5.

7.8 Ergebnisse

7.8.1 Kartierung von ZOPPERITSCH (2001)

Nach vorangehend beschriebener Methode geglättet erscheinen vor allem im nördlichen Teil des Gebietes zusammenhängende Bereiche erhöhter CO₂-Konzentration. Ein Bereich erstreckt sich etwa von der Mitte des Nordrandes des Kartiergebietes deutlich länglich nach SW (siehe Anlage 2 im Anhang). Ein Zusammenhang mit der Morphologie wird an dieser Stelle nicht ersichtlich. Parallel dazu verläuft ein zweiter Bereich etwa 400 Meter östlich entlang des Rötenbaches. Dort folgt eine Aneinanderreihung von erhöhten CO₂-Konzentrationen dem Talverlauf (siehe Anlage 2 im Anhang).

Die Orientierung der beiden Lineamente entspricht der in der Morphologie im Kartiergebiet vorherrschenden schwäbischen Richtung und der Richtung der lamellären Scherung (siehe Kap. 3.4). Ein Zusammenhang zwischen bruchtektonisch bedingten Inhomogenitäten ist daher wahrscheinlich. Ähnliche Zusammenhänge zwischen tektonisch bekannten Strukturen und erhöhten CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft zeigten sich auch bei BRIEGEL (1988). Inwieweit dies allerdings mit Zufuhr von CO₂ aus dem Untergrund in Zusammenhang steht ist mit der ausschließlichen Messung von CO₂-Konzentrationen nicht nachzuweisen (siehe auch Kap. 11).

Obwohl im Süden des Kartiergebietes häufig sehr hohe CO₂-Konzentrationen gemessen wurden, zeigt dieser Bereich nach Interpolation (siehe Kap. 7.7) keine zusammenhängenden Flächen, die sich durch eine erhöhte Gesamtkonzentration hervorheben (siehe Anlage 2 und 3 im Anhang). Dies entspricht dem strukturlos und unregelmäßigen Auftreten der Punkte stark erhöhter CO₂-Konzentrationen im Bezug zu Ort und Zeit.

Im mittleren Bereich des Kartiergebietes konnten während der Kartierung keine erhöhten CO₂-Konzentrationen festgestellt werden, was durch die Glättungsmethode betont wird.

Unter diesem Bereich wird zur Zeit eine Erkundungstrecke von der L-Straße auf Höhe des Abbaus 109 nach Osten (siehe Abb. 9.3) aufgefahren. Dies dient dazu, um einen eventuellen Zusammenhang zwischen CO₂-Konzentrationen an der Erdoberfläche und dem darunter befindlichen Salzvorkommen zu verifizieren. Im Januar 2003 befand sich die Ortsbrust etwa 50 Meter östlich des vermuteten Verlaufes der Südost-Vertaubung. Dort beträgt die Mächtigkeit der gesamten Salzabfolge etwa 8 Meter.

7.8.2 Kartierung über intakter Salzschiecht

Die CO₂-Konzentrationen auf der östlichen der beiden Flächen waren vor allem im nördlichen Teil dieses Gebietes (siehe Anlage 3 im Anhang) ungewöhnlich häufig mit mehr als 5 Standardabweichungen überhöht (siehe Abb. 7.5). Diese Auffälligkeiten konzentrierten sich auf zwei Anbauflächen, die im Jahr zuvor vom Ackerfeldbau auf den Anbau von Futtergras umgestellt worden waren. Einige Tage nach der ersten großflächigen Messung der CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft konnten bei stichprobenartig wiederholten Messungen keine erhöhten Werte mehr festgestellt werden. Im mittleren Teil des östlichen Gebietes waren die Kohlendioxidvorkommen flächenhaft gering, während der südliche Teil mit einer durchschnittlichen CO₂-Konzentration von 3-5 Standardabweichungen über der Hintergrundkonzentration wie der nördliche Teil flächenhaft stark erhöhte Werte aufwies. Dort und im mittleren Teil des östlichen Gebietes wird der Boden schon seit vielen Jahren als Wiese genutzt.

Im westlichen Kartiergebiet konnten bis auf einen Ort keine erhöhten CO₂-Konzentrationen festgestellt werden. Die Stelle erhöht gemessener Werte befindet sich direkt über der beginnenden Vertaubung in B-Süd. Dort war die CO₂-Konzentration dauerhaft erhöht (siehe Tab. 10.2, Punkt 5) Anhand dieses Ergebnisses könnte ein Zusammenhang zwischen dem dortigen Übergang der intakten Salzschiecht zur Vertaubung vermutet werden.

Allerdings wurden im Gegensatz dazu über der Vertaubungsgrenze in D-Süd keinerlei Unregelmäßigkeiten festgestellt.

7.9 Interpretation im Bezug auf Salzvorkommen

Durch die im vorangegangenen Kapitel beschriebene Interpolationsmethode werden Zonen erhöhter CO₂-Konzentration hervorgehoben. Diese bilden im vorliegenden Fall scheinbar die tektonische Situation im Kartiergebiet nach. Das nur an der CO₂-Konzentration erkennbare Lineament im Norden des Kartiergebietes von ZOPPERITSCH (2001) (siehe Kap. 7.8.1) erscheint auffälligerweise nur dort, wo sich kein Salz im Untergrund befindet. Somit ist ein Indiz auf einen Zusammenhang zwischen einer erhöhten CO₂-Konzentration in der Bodenluft und dem darunter nicht vorhanden Salz erkennbar. Inwieweit sich das Vorhandensein des Salzes auf den CO₂-Gehalt der Bodenluft in der Fläche betrachtet auswirkt, lässt sich nur statistisch klären. In einer solchen statischen Auswertung wurde erwartet, dass sich die CO₂-Konzentration in der Bodenluft über salzförenden und salzfreien Zonen statistisch gesehen unterscheiden lässt. Durch die Normierung der Einzelwerte der Kartierung von ZOPPERITSCH

(2001) wurde die Vegetation als Einflussfaktor auf die CO₂-Konzentrationen ausgeschaltet. Somit sind die Daten der Kartierung unabhängig vom Faktor Vegetation miteinander vergleichbar. Abb. 7.5. zeigt eine statistische Auswertung aller als erhöht gewerteten Messergebnisse im Bezug zu deren Position über Gebieten bekannten Salzvorkommen oder und Bereichen, in denen kein Salz vorhanden ist. Bei der Auswertung wurden vier Zonenklassen unterschieden:

Zone 1: Durch die Aufschlusssituation unter Tage bekannter Verlauf der südöstlichen Vertaubungszone. In diese Zone wurden alle Werte einbezogen, die sich zwischen 0 und 30 Meter von der auf die Geländeoberfläche projizierten Grenze der Vertaubungszone entfernt befinden.

Zone 2: Gebiet, in dem der Salzkörper intakt ist und durch den Kammerfestenbau (siehe STRAYLE et al., 1998) flächenhaft abgebaut wurde.

Zone 3: Bereich, in dem unter Tage eine ca. 10 Meter mächtige vom Bergwerksbetrieb weitgehend unberührte Salzschiebt bekannt ist.

Zone 4: Gebiet, indem sich durch die Aufschlusssituation unter Tage relativ sicher sagen lässt, dass dort kein Salz mehr vorhanden ist.

Statistisch gesehen nimmt die Anzahl aller erhöht gemessenen Werte mit der Zunahme der Höhe der Abweichung ab. Dies entspricht der Erwartung bei der Betrachtung der in Kapitel 7.4 beschriebenen Verteilungen. Der Anteil der mehr als 5 Standardabweichungen von der Hintergrundkonzentration abweichenden Werte ist bei Zone 3 mit fast 20 % überdurchschnittlich hoch. Diese Zone befindet sich über intaktem Salz, wo der Annahme nach eher niedrige Werte erwartet worden wären. Eine Erklärung dieser stark erhöhten Messwerte liegt wahrscheinlich in einem kurzfristigem Ereignis (z.B. Düngung) begründet. Somit ist anhand der statistischen Betrachtung der einzelnen Messwerte der Kartierungen keine Aussage möglich.

Vergleicht man die unter Tage bekannten Aufschlüsse der beginnenden Vertaubungszonen mit den während der Kartierungen festgestellten CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft darüber, so stimmen von diesen ca. 60% mit darüber erhöht gemessenen Werten überein (siehe Anlage 3 im Anhang). Die erhöhten Werte traten allerdings nur lokal auf und bildeten kein Lineament oder eine Fläche nach. Aufgrund dessen und der nicht beweiskräftigen Übereinstimmung von 60% ist eher von Zufälligkeiten als von einer Gesetzmäßigkeit auszugehen. Die in Kapitel 7.8.1 erwähnte Erkundungsstrecke L 109E wird einen eventuellen Zusammenhang untermauern können.

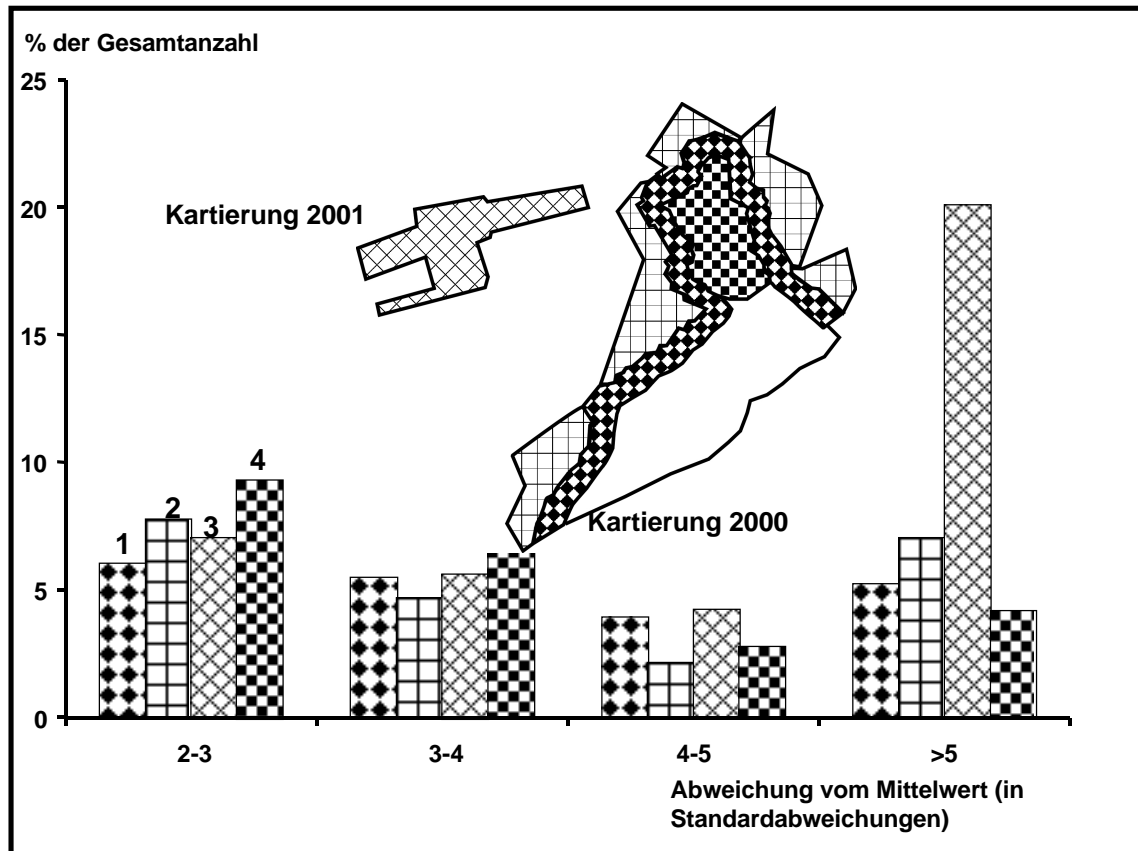


Abb. 7.5: Statistische Auswertung der Werte, die bei den Kartierungen mehr als zwei Standardabweichungen von der jeweiligen Hintergrundkonzentration abgewichen sind. Die Zahlen über den Säulen auf der linken Säule bezeichnen die Kennzeichnung der jeweiligen Zone mit definierten Salzverhältnissen unter Tage. 1: Übergang Salz-Vertaubung, 2: Salz, teilweise abgebaut, 3: Salz intakt, 4: Salz nicht vorhanden.

8 CO₂-Profile

In der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) wurden zum Teil erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft festgestellt. Geologisch bedingte erhöhte CO₂-Konzentrationen sollten bei Annahme eines kontinuierlichen Gas-Zustroms aus der Tiefe am Ort reproduzierbar sein (GOTH, 1983, WRANIK, 1984). Aus diesem Grund wurden dort, wo bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) stark erhöhte CO₂-Konzentrationen der Bodenluft gefunden wurden, Profile mit einem verkürzten Messpunkt-Abstand von 5 Metern angelegt. Als stark erhöhte Werte wurden solche definiert, die sich in ihrem Gebiet um mehr als drei Standardabweichungen von der durchschnittlichen Hintergrundkonzentration (siehe Kap. 7.5) abhoben. Bei der Auswahl der Orte für die Profile wurde besonders der Verlauf der bekannten Teile der Südost-Vertaubung verstärkt beachtet.

8.1 Auswahl der Orte

Im südlichen und im nördlichen Drittel traten bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) häufig erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft auf. Im mittleren Teil dagegen sehr viel seltener. Zu diesem Zeitpunkt wurde davon ausgegangen, dass CO₂-Konzentrationen, die mehr als drei Standardabweichungen über der mittleren Hintergrundkonzentration lagen, geologisch bedingt waren.

Aus diesem Grund wurden primär Punkte mit derart erhöhten CO₂-Konzentration bei der Auswahl der Lokalitäten zur Erstellung der Profile herangezogen. Nachrangige Auswahlkriterien waren die Lage des Punktes zum Verlauf der Vertaubungszone, die Begehbarkeit und die räumliche Verteilung aller angelegten Profile.

Ausnahmen wurden bei den Profilen 21-27 gemacht, deren Lage über bekannten Salzvorkommen zum Vergleich dienten.

Die näheren Kriterien der Profilauswahl sind in den nachfolgenden Unterkapiteln beschrieben.

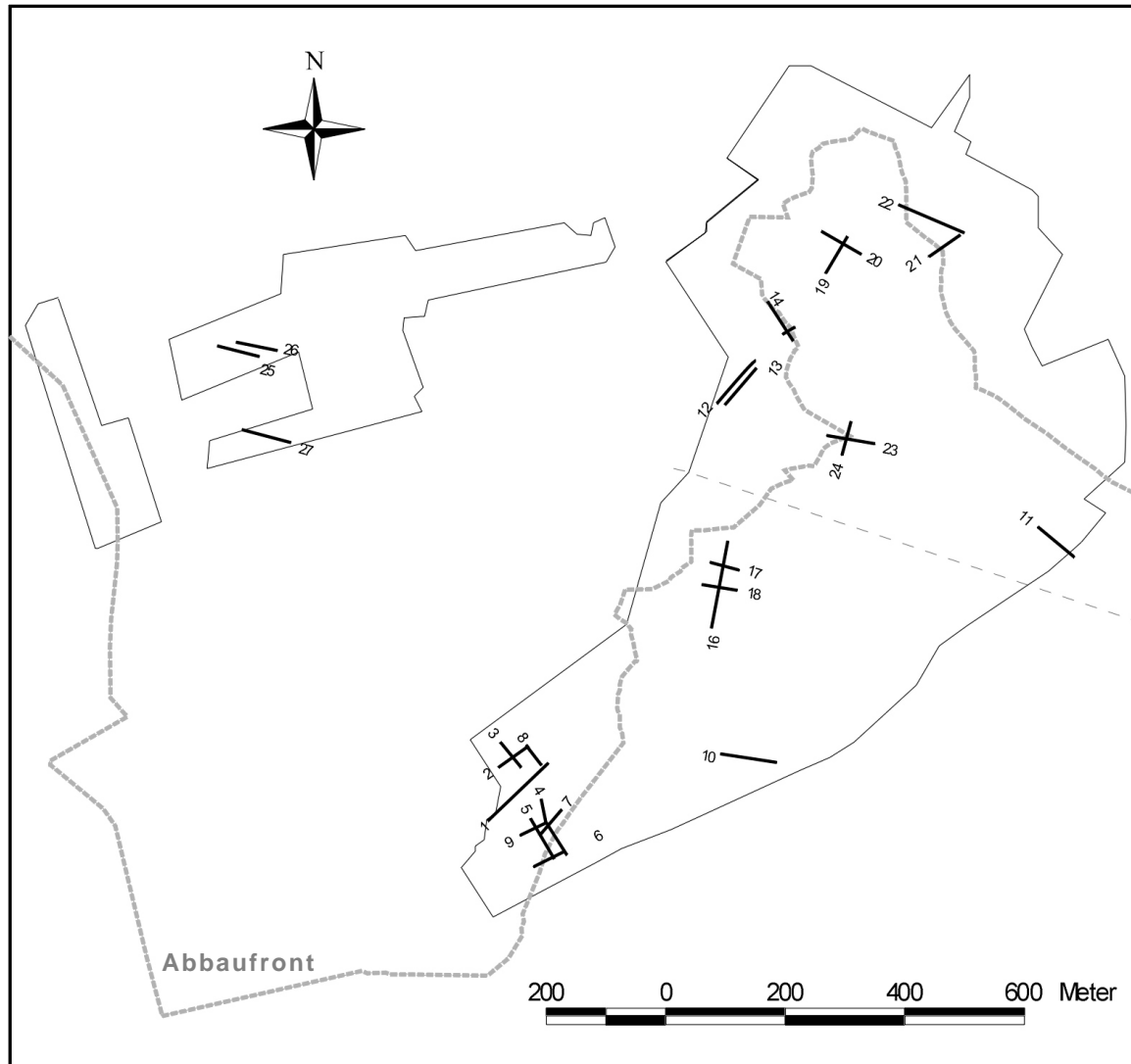


Abb. 8.1: Übersicht über die Lage der Profile in den Kartiergebieten. Die kurzen schwarzen Linien zeigen den Verlauf und die Lage der Profile, die jeweils mit der entsprechenden Nummer gekennzeichnet sind.

8.2 Erläuterung zu den Abbildungen der Profile

Die nachfolgenden Abbildungen zeigen die einzelnen Profile in Ausschnitten aus der in Abb. 8.1 dargestellten Übersichtskarte. Die Profile sind vor dem Hintergrund einer interpolierten Karte der dort zum Zeitpunkt der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) gemessenen CO₂-Konzentrationen dargestellt. Je dunkler der Grauton, desto höher war der dortige CO₂-Gehalt

Die Ergebnisse der Profilmessungen sind als Diagramme dargestellt. Auf der X-Achse sind jeweils die Profil-Länge in Metern, auf der Y-Achse die Höhe der CO₂-Konzentration in Vol% aufgetragen. Der Verlauf der schwarzen Linien stellt die CO₂-Konzentrationen zur Zeit der Messung der Profile dar. Säulen repräsentieren die Höhe der CO₂-Konzentrationen während der Kartierung im Jahr 2000. Gestrichelte Linien beziehen sich auf CO₂-Konzentrationen entlang von Profilen, die im Jahr 2002 angefertigt wurden.

8.3 Profile 1 - 9

Profile 1 – 9 (siehe Abb. 8.2. und 8.3.) wurden Mitte März 2001 im südwestlichen Bereich der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) angelegt. Die Salzschiefer unter diesem Gebiet schwankt stark in der Mächtigkeit und ist teilweise gar nicht mehr vorhanden. Im Herbst 2000 waren dort häufig CO₂-Konzentrationen von mehr als 5% in der Bodenluft aufgetreten. Die Hintergrundkonzentration betrug bei der Kartierung 0,5%. Bei der Erstellung der Profile lag diese bei 0,34%. Die Ursache dafür liegt wahrscheinlich in der frühen Jahreszeit und den dadurch bedingten niedrigen Bodentemperaturen.

In den Profilen wurden 7 erhöhte Werte aus der Kartierung übermessen. Dabei wurden erneut 4 erhöhte Werte festgestellt, die örtlich aber nur einmal mit denen der Kartierung übereinstimmten. Diese Stelle befindet sich am NE-Ende von Profil 1 bzw. am SE-Ende von Profil 8. Dort wurde im Boden Staunässe festgestellt. Die absolute Höhe der erhöhten CO₂-Konzentrationen war – wie die Hintergrundkonzentration - niedriger als derer der Kartierung. Dies wird als Hinweis auf einen dominant biologischen Einfluss auf den CO₂-Gehalt der Bodenluft gewertet.

Im Kreuzungspunkt von Profil 5 und 9 wurden nach der Profilkartierung zuverlässig erhöhte CO₂-Gehalte gemessen. Im Juni des Jahres 2001 konnten dort Werte bis zu 7,9 % Kohlendioxid in der Bodenluft festgestellt werden (siehe Punkt 2, Tab. 10.2., Kap. 10.5.3).

Auch bei der Kartierung 2000 war die CO₂-Konzentration an dieser Stelle um drei Standardabweichungen erhöht. Der Boden ist an dieser Stelle sehr humusreich, feucht und feinkörnig. Eine rein biologische Ursache ist aus diesem Grund für die permanent erhöhte CO₂-Konzentration dort nicht unwahrscheinlich. Eine geogene Ursache könnte dennoch ebenfalls in Betracht kommen. Allerdings ist das eher unwahrscheinlich, da die Reproduzierbarkeit der erhöhten CO₂-Konzentrationen dort auf einen Meter Umkreis beschränkt war.

Insgesamt betrachtet wird in diesem Gebiet von einer nicht geogenen Ursache für die erhöhten CO₂-Konzentrationen ausgegangen.

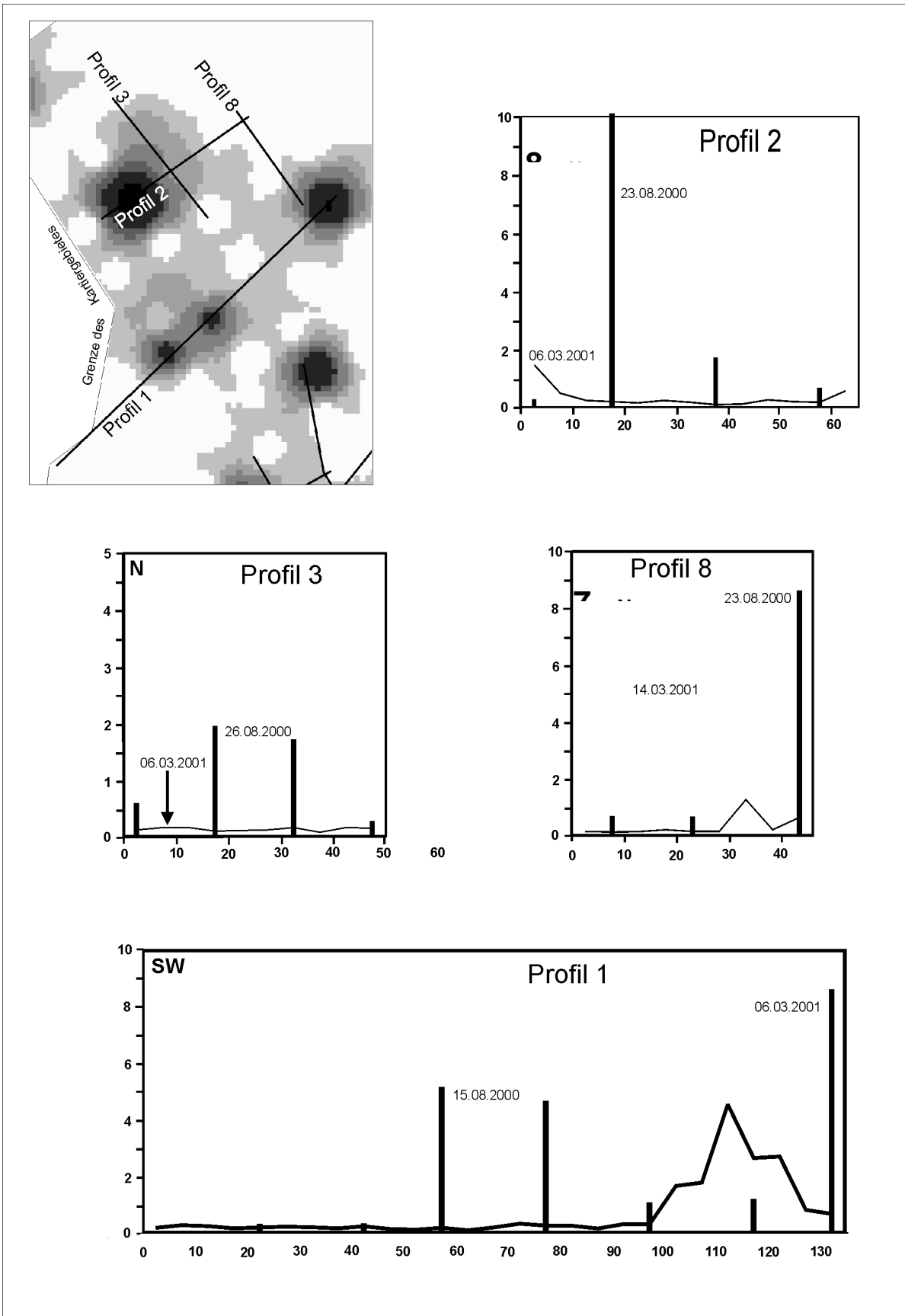


Abb. 8.2: Lage und Verlauf der Profile 1,2,3 und 8.

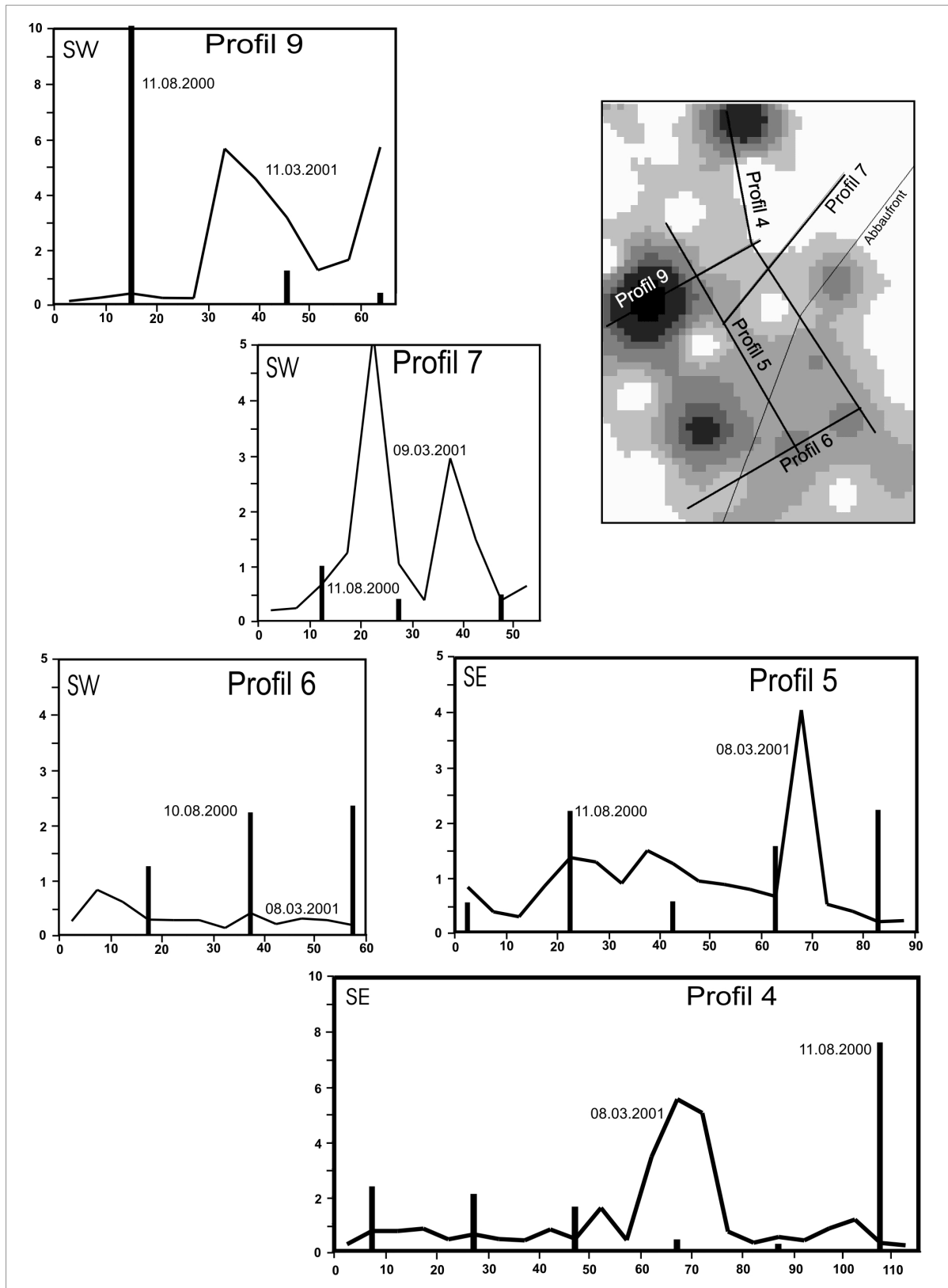


Abb. 8.3: Lage und Verlauf der Profile 4 bis 7 und 9.

8.4 Profile 16 - 18

Die drei Profile befinden sich in einem Altwald-Bestand im mittleren südwestlichen Bereich des Kartiergebietes (siehe Abb. 8.4). Profile 17 und 18 kreuzen in etwa senkrecht das N-S-verlaufende Profil 16.

3 Punkte wiesen dort CO₂-Konzentrationen von über 8% in der Bodenluft auf (siehe Abb. 8.4). Bei der erneuten Messung im März 2001 konnten diese Werte nicht reproduziert werden. Lediglich der Punkt, an dem bei der Kartierung ein Wert von fast 11% festgestellt wurde, zeigte eine im Bezug zur Kartierung leichte Erhöhung (1,58%) gegenüber dem Mittelwert der Hintergrundkonzentration in Höhe von 0,28% CO₂ in der Bodenluft.

Eine geologische Ursache für die stark erhöhten CO₂-Konzentrationen zur Zeit der Kartierung sind in diesem Gebiet unwahrscheinlich. Die an einem Punkt übereinstimmende Konzentrationsspitze könnte ein Rest des 6 Monate zuvor gemessenen übermäßig hohen CO₂-Vorkommens sein.

8.5 Profil 10

Das Profil wurde im südöstlichen Bereich des Kartiergebietes angelegt (siehe Abb. 8.4). Bei der Messung im Februar lag noch Schnee und die biologische Aktivität war vermutlich noch eingeschränkt. Dennoch konnten sowohl am westlichen als auch östlichen Ende des Profils CO₂-Konzentrationen von ca. 3% der Bodenluft gemessen werden. Dies stimmt mit den Werten der Kartierung überein. Ein nicht so stark erhöhter Wert von ca. 1,3 % in der Mitte des Profils trat dort erstmals auf.

Das östliche Ende des Profils befindet sich in der Nähe einer gut im Gelände sichtbaren SW-NE verlaufenden Mulde (siehe Anlage 2 im Anhang), die in diesem Bereich staunass ist. Aufgrund dieser Beobachtung und der Wiederholung eines erhöhten Messwertes könnte an diesem Ort ein geologischer Zusammenhang wenn auch vielleicht nur indirekt vermutet werden. Denn auch die dauerhaft sehr feuchten Verhältnisse, hervorgerufen durch die Morphologie und Bodenbeschaffenheit könnten Ursache für die hohen CO₂-Konzentrationen der dortigen Bodenluft sein.

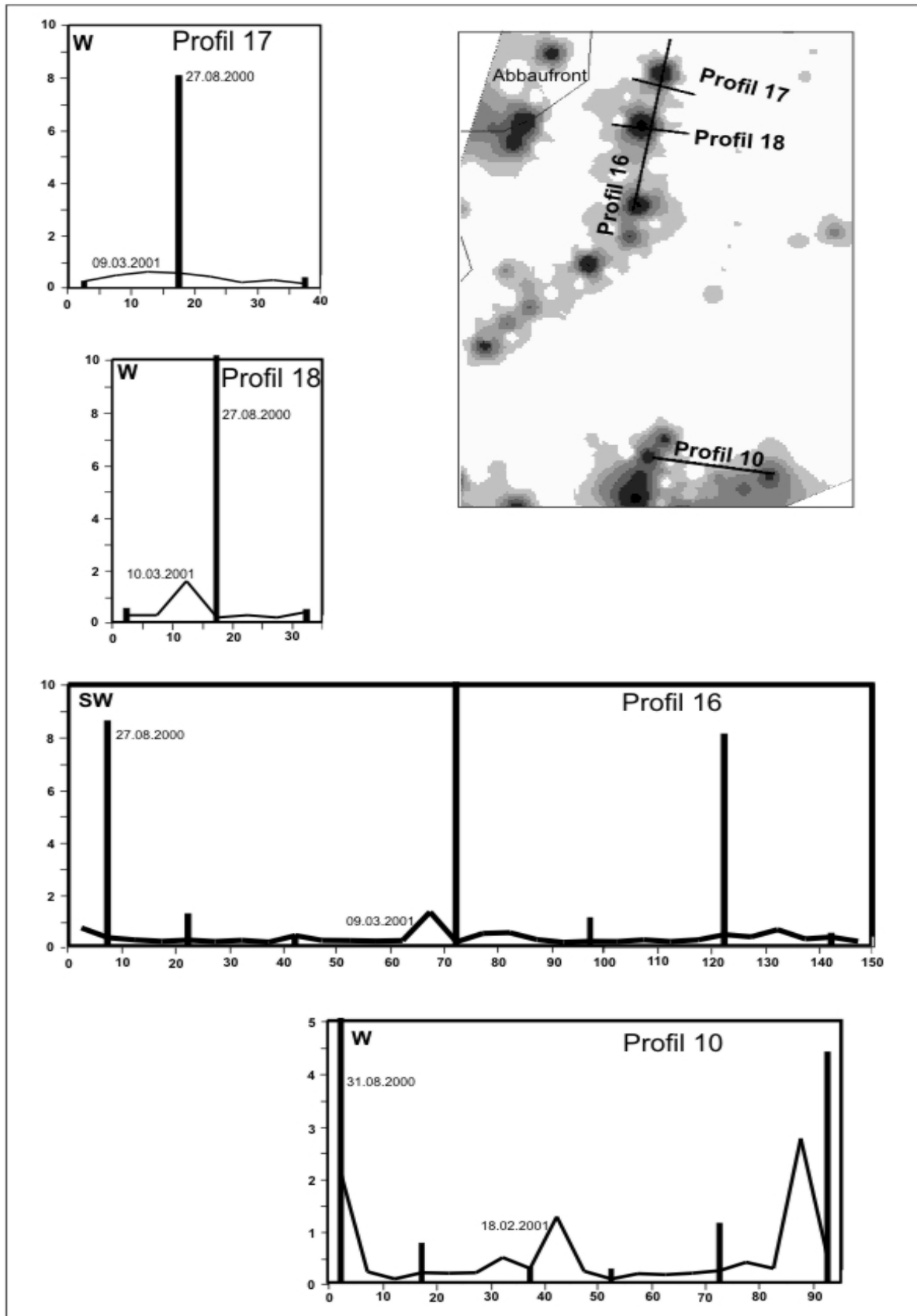


Abb. 8.4: Lage und Verlauf der Profile 10 und 16 bis 18

8.6 Profile 14 – 15

Profil 14 verläuft im nordwestlichen Teil des Kartiergebietes direkt über einem bekannten Teil der Grenze der Südostvertaubung. Der nordwestliche Teil befindet sich auf einer Wiese, der andere Teil auf einer ehemals von Fichten bestandenen Freifläche. Profil 15 kreuzt Profil 14 senkrecht. Im Bereich des Kreuzungspunktes der beiden Profile wurde im Sommer 2000 eine CO₂-Konzentration von 7% in der Bodenluft gemessen.

Bei der Messung im März 2001 trat an der beschriebenen Stelle erneut ein erhöhter Wert auf. Allerdings betrug dieser nur 2,75 %. Im Juni desselben Jahres konnten dort Werte bis zu 4,5 % Kohlendioxid in der Bodenluft festgestellt werden (siehe Punkt 7, Tab. 10.2) Bei der Messung im Rahmen der O₂-CO₂-Profile (siehe Kap. 9.2.1.5) konnte nur noch etwa 10 m NW des auffälligen Punktes ein leicht erhöhter Wert gemessen werden.

Ein geologischer Zusammenhang zwischen der dort beständig erhöhten CO₂-Konzentration und der darunter befindlichen Salzgrenze könnte bestehen. Dafür spricht die Beständigkeit der Reproduzierbarkeit, dagegen die lokale Begrenzung auf einen kleinen Bereich.

8.7 Profile 19 – 20

Die Profile befinden sich auf einer feuchten Wiese mittig über der als salzfrei vermuteten Zone, die von der Südost-Vertaubung umgeben ist (siehe Abb. 8.5). Nach längeren Regenfällen bildet sich dort häufig Staunässe. Bei der Kartierung im Sommer 2000 traten in diesem Gebiet zahlreiche erhöhte CO₂-Konzentrationen auf. Auch die Messungen im Mai 2001 ergaben deutlich erhöhte Werte, die örtlich mit denen der Kartierung übereinstimmten. Die Probeentnahme während der Isotopenuntersuchungen (siehe Punkt 10, Tab. 10.2) und während der O₂-CO₂-Profil-Messungen (siehe Kap. 9.2.1.3) ergaben dort CO₂-Konzentrationen von bis zu 11% in der Bodenluft.

Die hohen Konzentrationen wurden vor allem im Scheitel einer kleinen SW-NE verlaufenden Eintiefung Gelände gefunden.

Aus diesem Grund liegt der Verdacht nahe, dass die beständig erhöhten CO₂-Konzentrationen indirekt auf die dortige geologische Situation zurückzuführen sind. Allerdings nicht auf einen CO₂-Zustrom von unten, sondern auf die morphologische Situation, die scheinbar dort begünstigend auf die Bildung von Staunässe einwirkt.

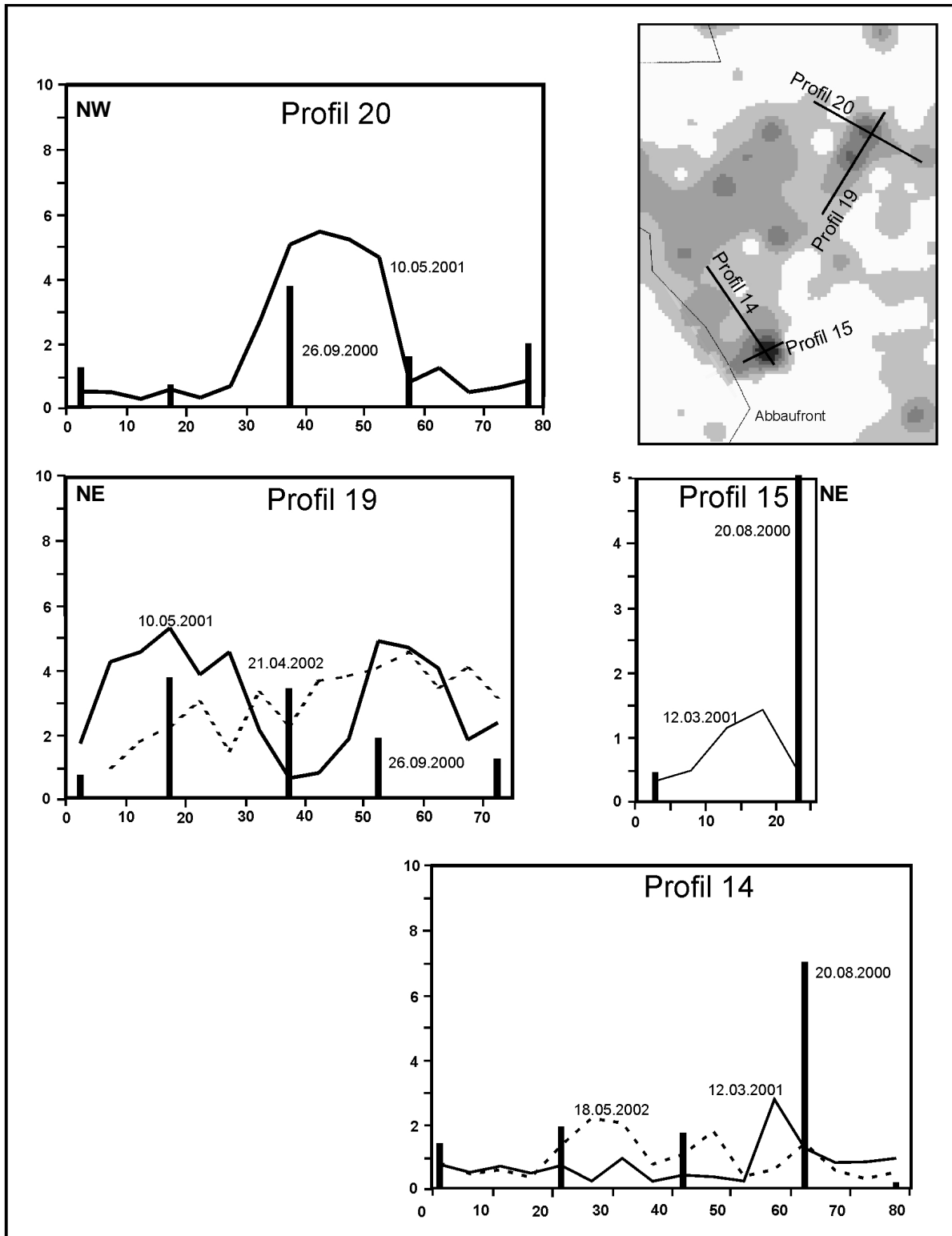


Abb. 8.5: Lage und Verlauf der Profile 14,15,19 und 20.

8.8 Profile 21 – 22

Beide Profile befinden sich auf einer Wiese und queren die Südost-Vertaubung in ihrem östlichen Teil (siehe Abb. 8.6). An den Kreuzungspunkten der Profile mit der dort bekannten Salzgrenze waren während der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) erhöhte CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft festgestellt worden. Beide Punkte zeigten im Mai 2001 erneut mindestens genauso hohe Werte, wie im September 2000 (siehe Abb. 8.6). Auch ein O₂-CO₂-Profil, das Parallel zu Profil 21 geschlagen wurde, bestätigt die hohen CO₂-Konzentrationen. Im südöstlichen Teil von Profil 22 traten im Mai 2001 zusätzlich CO₂-Konzentrationen von bis zu 7% in der Bodenluft auf. Dieser Teil liegt genau am nördlichen Ende des bei der Kartierung beobachteten Lineaments mit erhöhten CO₂-Konzentrationen in der Mitte des nördlichen Kartiergebietes (siehe Kap. 7.8.1).

Eine geologische Ursache der erhöhten Werte wird aufgrund ihrer Konstanz und dem räumlichen Zusammenhang mit der Salzgrenze und dem CO₂-Lineament vermutet.

8.9 Profil 11

Diese Profil quert auf einem Wiesenstandort das anhand von CO₂-Konzentrationen vorhersagbare Lineament im Nordosten des Kartiergebietes (siehe Kap. 7.8.1).

Es konnten dort erneut relativ erhöhte CO₂-Konzentrationen gemessen werden, allerdings etwa 10m weiter südlich als bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001). Dieser Punkt wies auch während der Probenahme für die Isotopenmessungen erhöhte Werte des Kohlendioxid-Gehaltes in der Bodenluft auf (Tab.10.2, Punkt 4). Genauso verhielt es sich, als dieses Profil im Zuge der O₂-CO₂-Messungen im Jahr 2002 angelegt wurde.

Insgesamt betrachtet erscheint hier eine geologische Ursache für das Auftreten der permanent erhöhten CO₂-Konzentrationen als wahrscheinlich. Dafür spricht die Reproduzierbarkeit der erhöhten Werte, die Vorhersagbarkeit von erhöhten Werten innerhalb eines Lineaments und die Lage in der Nähe der Talsohle des Rötenbachtals.

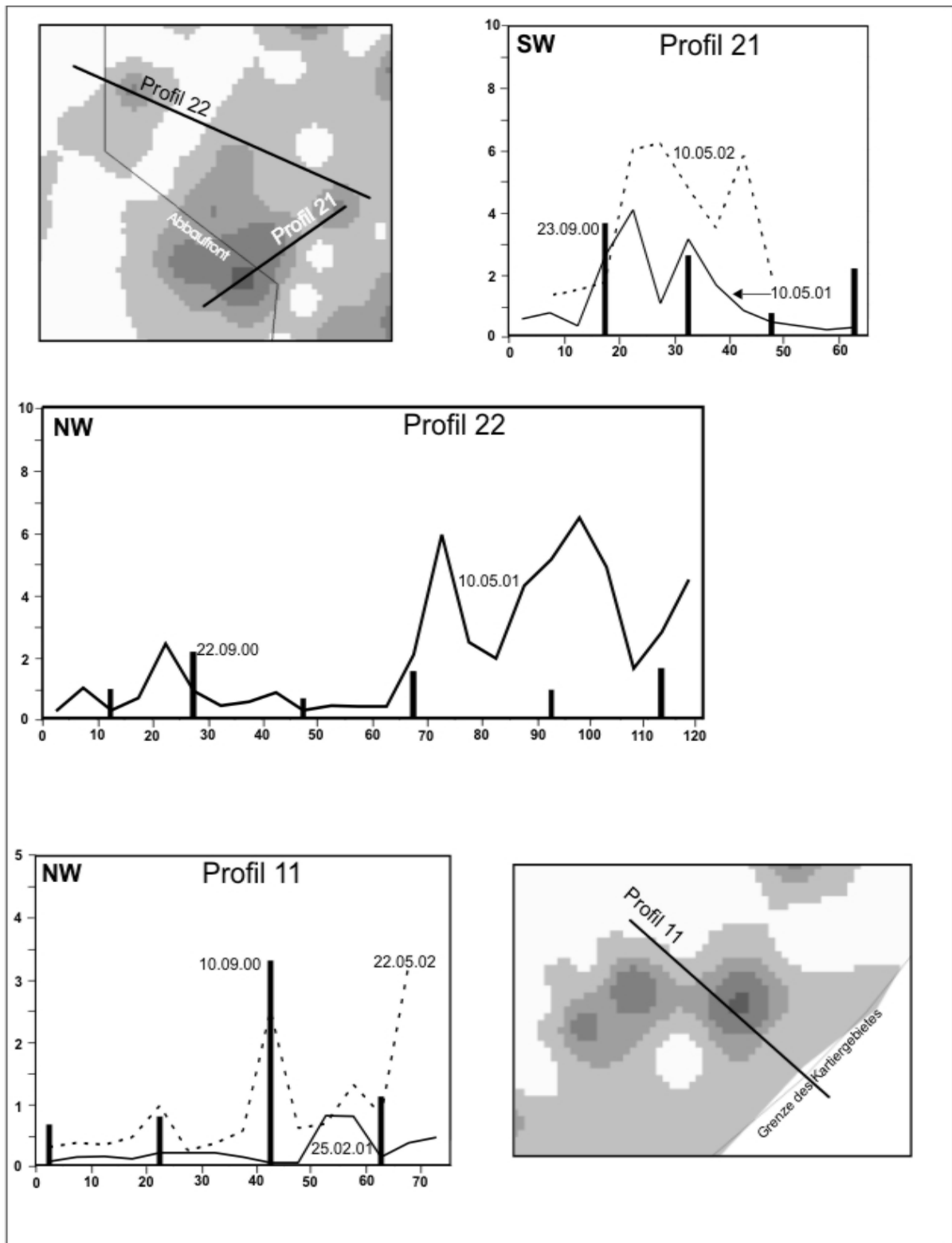


Abb. 8.6: Lage und Verlauf der Profile 11, 21 und 22.

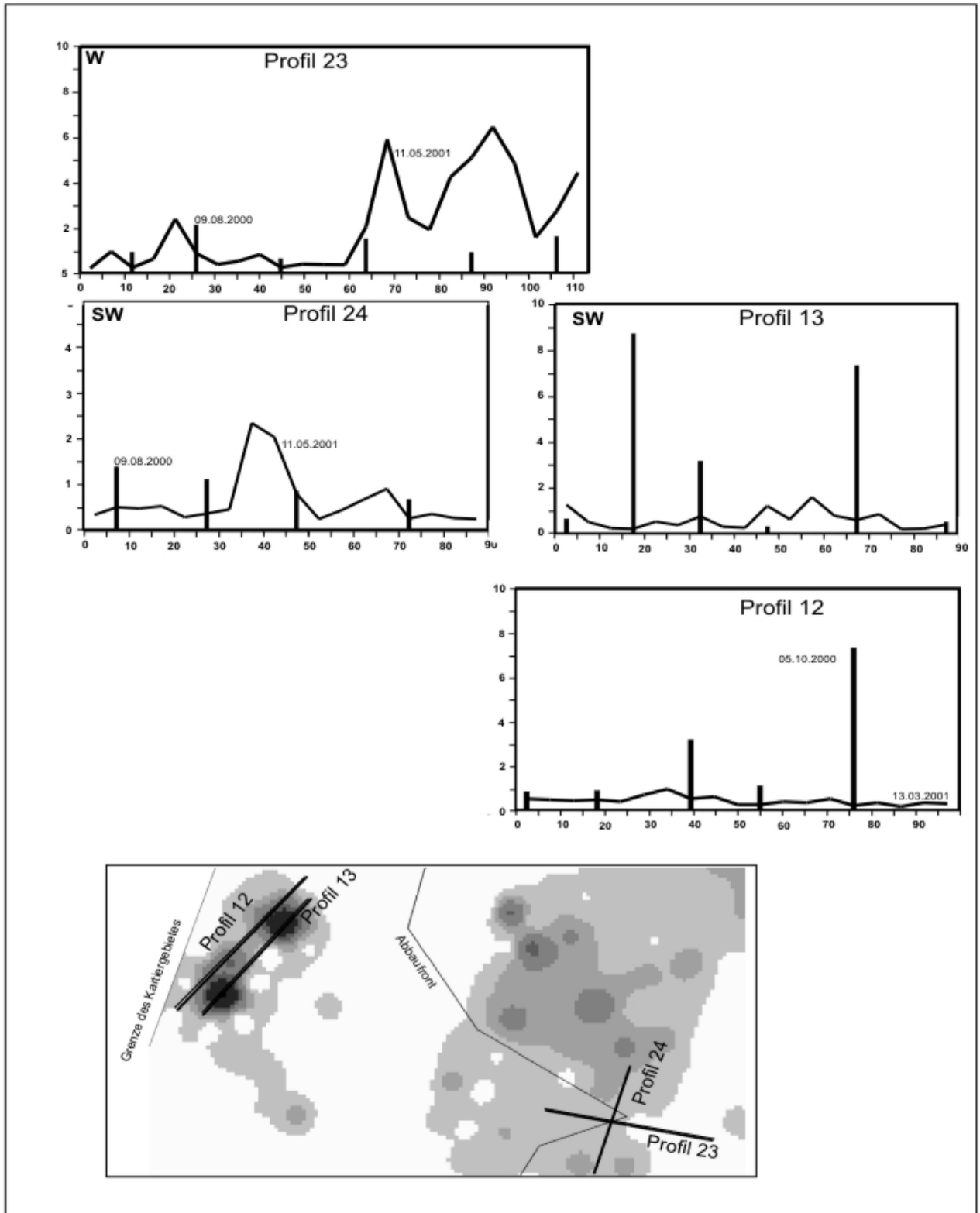


Abb. 8.7: Lage und Verlauf der Profile 12,13,23 und 24

8.10 Profile 12 und 13

Am westlichen Rand des Kartiergebietes wiesen im Sommer 2000 in einem dicht mit Laubwald bestandenen Gebiet zwei Punkte CO₂-Konzentrationen von 7,3 bzw. 8,7 % der Bodenluft auf. Bei der erneuten Übermessung im März 2001 konnten dort nur in einem Fall eine leichte Erhöhung der CO₂-Konzentration festgestellt werden. Diese befand sich 10 –15 Meter von einem der im Jahr 2000 auffälligen Punkte entfernt (siehe Abb. 8.7). Auch an dieser Stelle ist zu vermuten, dass die stark erhöhten Werte zur Zeit der Kartierung nicht geogener Natur waren.

8.11 Profile 23 – 24

Die Profile kreuzen sich auf einer Wiese direkt über dem östlichen Ende der Strecke 100, die dort auf die südöstliche Vertaubungszone trifft. Entgegen den nicht auffälligen Werten der Kartierung traten im Mai 2001 genau im Kreuzungsbereich der Profile deutlich erhöhte CO₂-Konzentrationen auf. Dieses Phänomen könnte im Zusammenhang mit der unter Tage aufgeschlossenen geologischen Situation stehen oder Zufall sein. Für einen geologischen Zusammenhang spricht die genaue örtliche Übereinstimmung und die Lage am südlichen Ende des in Kapitel 7.8.1 beschriebenen Lineaments. Dagegen spricht die nicht zu wiederholende Reproduzierbarkeit der hohen CO₂-Konzentrationen.

8.12 Profile 25 – 26

Die Messungen entlang der Profile 25-27 erfolgten etwa einen Monat nach der Kartierung der Flächen über bekannten Salzvorkommen (siehe Kap. 7.8.2). Dort waren Ende Juni 2001 auf einem Acker, auf dem Silage-Gras angebaut wurde, 6 Punkte mit erhöhten CO₂-Konzentrationen festgestellt worden. Während der zweiten Übermessung Anfang August 2001 konnten diese Werte allerdings nur noch zu 50% reproduziert werden. Aufgrund der geringen Übereinstimmung trotz zeitnaher Wiederholung der Messungen, dort nicht erkennbarer Besonderheiten im Gelände und der Geologie ist eine geologische Ursache für die erhöhten Werte unwahrscheinlich.

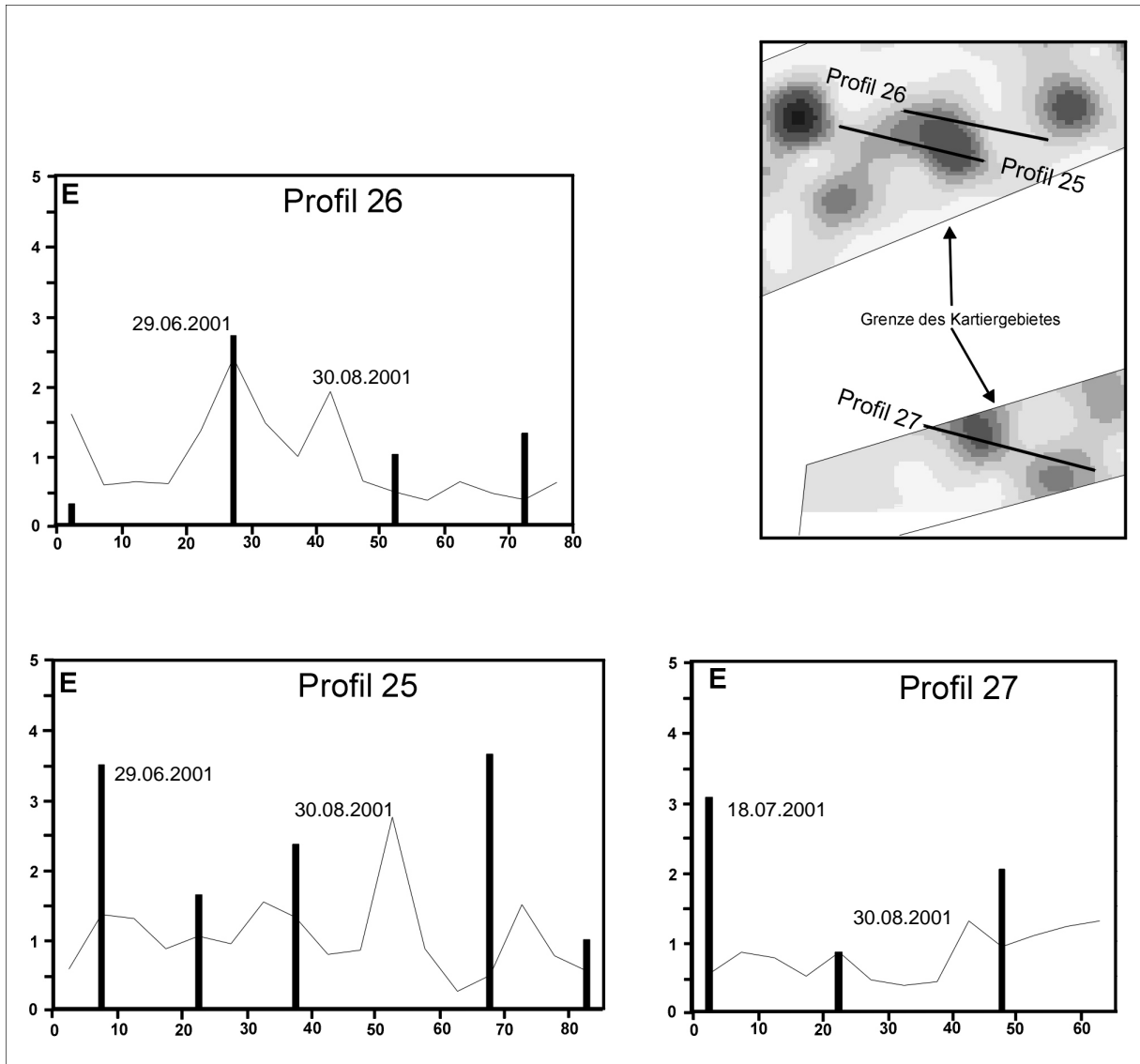


Abb. 8.8: Lage und Verlauf der Profile 25 bis 27.

8.13 Zusammenfassung und Diskussion

Die absolute Höhe der CO₂-Konzentration an einem festgelegten Ort konnte bei erneuten Messungen fast nie reproduziert werden. Vor allem im südlichen Bereich der südöstlichen Vertaubungszone konnten sehr selten erhöhte CO₂-Konzentrationen 6 Monate nach der ersten Messung am selben Ort erneut festgestellt werden (siehe Profile 1-9,12,13 und 16 bis18). Dennoch wurden in diesem Gebiet erneut überdurchschnittlich viele sehr stark erhöhte CO₂-Konzentrationen gemessen. Diese traten wie schon bei der Kartierung lokal sehr begrenzt auf. Wiederholt gemessene erhöhte Werte konnten oft in Verbindung mit pedologischen Besonderheiten wie Staunässe (Profil 1,10, 19, 20) oder Humusreichtum

(Profil 5, 9) beobachtet werden. Eine geologische Ursache ist für diese erhöhten CO₂-Konzentrationen daher nicht oder nur indirekt anzunehmen.

Einige Punkte wiesen dagegen – wenn auch in schwankender Höhe – wiederholt relativ erhöhte Werte auf. In Geländeeinschnitten (siehe Profile 10,11, 19 und 20) traten CO₂-Anomalien in schwankender Höhe bei jeder Messung an derselben Stelle auf. Bei den Profilen 10,19 und 20 könnte die dort herrschende Staunässe Ursache für die permanenten Anomalien sein. Ähnlich häufige Übereinstimmungen konnten am Verlauf der Salzgrenze im nördlichen Bereich der südöstlichen Vertauungszone festgestellt werden (siehe Profile 14,15, 21,22). Dort waren die CO₂-Konzentrationen zwar nur um 2-3 Standardabweichungen erhöht, konnten aber zuverlässig an den auffälligen Stellen reproduziert werden. Die Ergebnisse der Messungen in den Gebieten der Profile 23-27 lassen keine näheren Aussagen zu.

Insgesamt betrachtet scheint allein die CO₂-Konzentration im Boden im Hinblick auf geologische Zusammenhänge keine Aussagekraft zu haben. Messwerte der CO₂-Konzentration in engem zeitlichen und räumlichen Zusammenhang sind selten exakt reproduzierbar. Das zeigt ein Vergleich der einzelnen Messungen im zeitlichen Abstand am selben Ort deutlich. Dies ist wahrscheinlich auf die vielen natürlichen und untergeordnet auch methodischen Störfaktoren zurückzuführen.

8.14 Vergleich der Messungen von ZOPPERITSCH (2001) und WRANIK (1984)

Die Arbeitsgebiete von ZOPPERITSCH (2001) und WRANIK (1984) überschneiden sich zum Teil. Dadurch ergab sich die Gelegenheit, die CO₂-Konzentrationen der Bodenluft beider Untersuchungen zu vergleichen. Dies ist anhand von fünf Profilen möglich. Die Lage der Profile und der direkte Vergleich der CO₂-Konzentrationen von WRANIK (1984) und ZOPPERITSCH (2001) entlang der Profile ist in Abb. 8.9 dargestellt.

Bis auf zwei Punkte in den Profilen 1 und 2 (siehe Abb. 8.9) sind keinerlei Übereinstimmungen zwischen den 17 Jahre auseinander liegenden Messungen festzustellen. Das Ergebnis dieses Vergleiches bestätigt die schwere Reproduzierbarkeit der CO₂-Messungen in den vorangegangenen Kapiteln beschriebenen Untersuchungen.

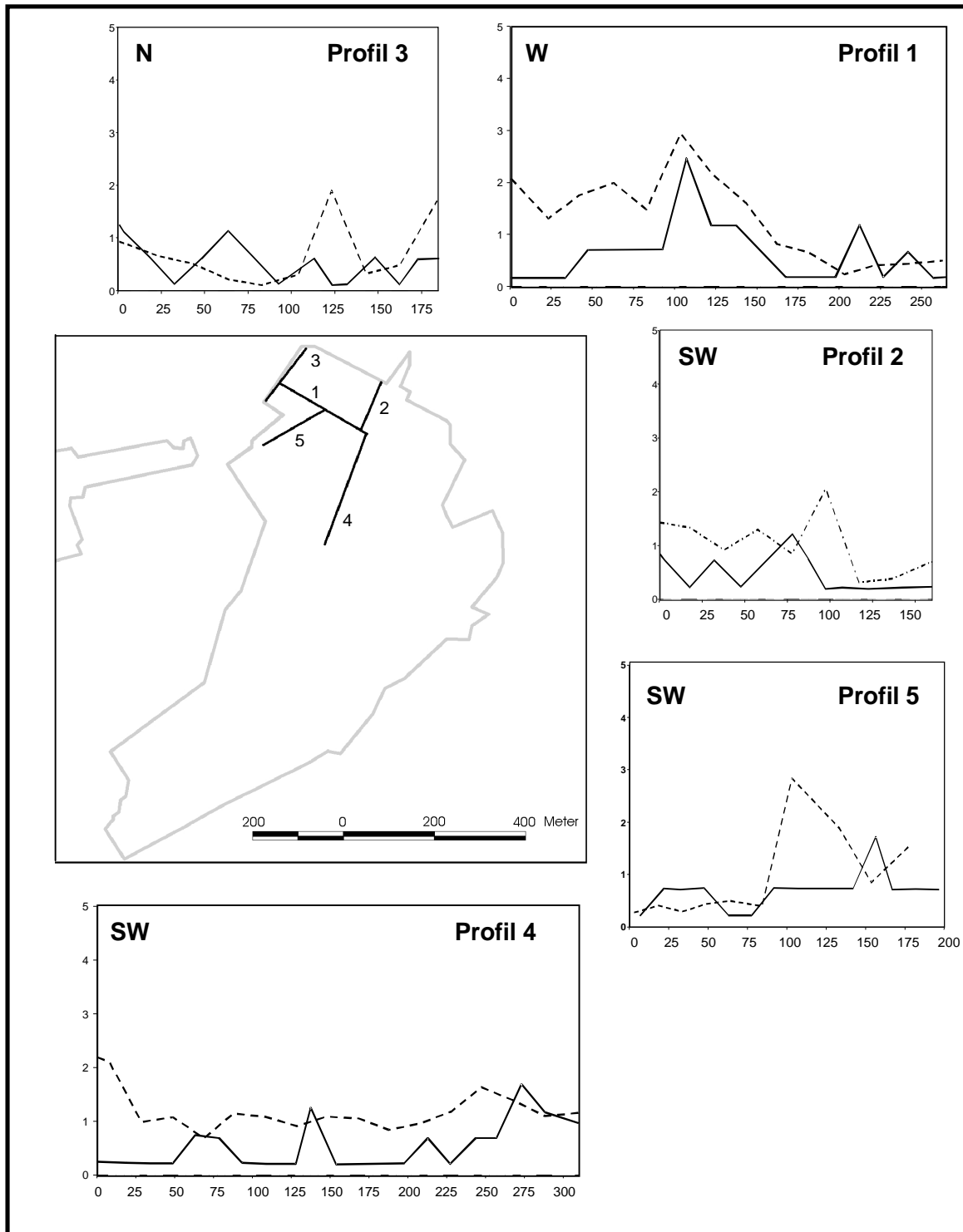


Abb. 8.9.: Vergleich anhand von Profilen der gemessenen CO₂-Konzentrationen bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) (gestrichelte Linie) und WRANIK (1984) (durchgezogene Linie). X-Achse: Angabe der Profilmeter, Y-Achse: CO₂-Konzentration in %.

9 O₂-CO₂-Profile

In den Kap. 8.3 und 10.5.3 wird deutlich, dass allein das Vorkommen einer sehr hohen CO₂-Konzentration in der Bodenluft keine Aussage über eine geologische oder biologische Herkunft zulässt. Aufgrund der Vielzahl der Messungen bei Bodengas-Untersuchungen in einem Gebiet ist es notwendig, mit einer möglichst einfachen Methode hohe CO₂-Vorkommen biologischen Ursprungs identifizieren zu können.

O₂ und CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft sind – ausschließlich biologische Einflüsse vorausgesetzt - eng aneinander gekoppelt, denn CO₂ entsteht im Boden unter Verbrauch von Sauerstoff und wird dort natürlicherweise angereichert. Die CO₂-Entwicklung ist in Böden, deren Belüftung nicht eingeschränkt ist, unter aeroben Bedingungen mit dem O₂-Verbrauch äquimolar (BRIDGE & RIXON, 1976). Die Zufuhr von molekularem Sauerstoff zur Bodenluft erfolgt ausschließlich aus der atmosphärischen Luft und daher durch die Bodenoberfläche (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992).

Daraus folgt, dass bei der Überschreitung eines im folgenden beschriebenen Wertes der Konzentrationssummen von CO₂ und O₂ eine Kohlendioxid-Quelle nicht biologischen Ursprungs vorhanden sein muss. Die Konzentrationssumme von CO₂ und O₂ im Boden ist allerdings nicht gleich der atmosphärischen. Die Ursache dafür liegt in einem differenten Transportverhalten von O₂ und CO₂ in einem porösen Medium, wie z.B. einem Boden.

9.1 Physikalisches Verhalten von CO₂ und O₂ in einem porösen Medium

Der Transport von O₂ und CO₂ findet im Boden in entgegengesetzter Richtung statt. O₂ migriert wie auch N₂ von der Erdoberfläche in den Boden hinein. CO₂ dagegen bildet sich im Boden und wird durch den dort entstandenen erhöhten Partialdruck aus dem Boden heraus Richtung Atmosphäre respiriert. Der Gastransport im Boden findet hauptsächlich durch molekulare Diffusion statt. Mit Diffusion ist in der Bodenkunde regelmäßig eine Kombination aus Diffusions- und durch Partialdruckunterschiede hervorgerufenen Konvektionsprozessen gemeint (SCHACK-KIRCHNER, 1998). Die Komponenten der Bodenluft besitzen unterschiedliche diffusive Mobilitäten (s. Tab. 9.1). O₂ diffundiert in einer N₂-Matrix etwa 25 % schneller als CO₂. Das heißt im einfachsten Fall, wenn also die Bodenrespiration

äquimolar stattfindet, dass eine Anreicherung von CO₂ in der Bodenluft auftritt (SCHACK-KIRCHNER, 1998).

	Binärer Gasdiffusionskoeffizient zu N ₂ bei 0°C, 1013 hPa (cm ² /sec)	atmosphärische Hintergrundkonzentration (Vol%)	Löslichkeit (cm ³ Gas/ cm ³ Wasser) bei 0°C	Diffusionskoeffizient in Wasser (cm ² /sec) (bei 0°C)
CO ₂	0,138 ¹⁾	0,037 ²⁾	1,7163 ³⁾	1,3x10 ⁻⁵ ⁴⁾
O ₂	0,178 ¹⁾	20,94 ³⁾	0,054 ³⁾	2,2x10 ⁻⁵ ⁴⁾

Tab. 9.1: Wichtige gasphysikalische Kennzahlen für CO₂ und O₂ (aus: ¹⁾ MARRERO & MASON, 1972; ²⁾ SCHACK-KIRCHNER, 1998; ³⁾ L'AIR LIQUIDE, 1976; ⁴⁾ FLÜHLER, 1973)

WOOD & GREENWOOD haben eine analytische Lösung der Stefan-Maxwell-Gleichung der kinetischen Gastheorie für ein 3-Komponenten-Gasgemisch aus N₂, O₂ und CO₂ in einem porösen Medium entwickelt. In diesem porösen Medium solle ein entgegengesetzter, aber beitragsgleicher Strom von O₂ und CO₂ durch das luftgefüllte Porensystem stattfinden. In diesem Fall ist das Verhältnis zwischen CO₂-Anreicherung und O₂-Verminderung konstant mit

$$\frac{C_{\text{CO}_2(X)} - C_{\text{CO}_2(0)}}{C_{\text{O}_2(0)} - C_{\text{O}_2(X)}} = 1,198 \quad \text{Gl. 9.1,}$$

worin C die Konzentration ist (Vol./Vol.) mit den Indizes für die Gaskomponente und den Ort. Dabei steht 0 für die Außenatmosphäre und X für den vertikalen Bezugspunkt im Boden (SCHACK-KIRCHNER, 1998).

Mit Hilfe dieser Formel kann berechnet werden, wie hoch die maximale CO₂-Konzentration bei der im Boden gemessenen O₂-Konzentration wäre, wenn Kohlendioxid im Boden ausschließlich bei äquimolarem Verbrauch von Sauerstoff entstehen würde (siehe Gl. 9.2).

Die Löslichkeit von CO₂ ist in Wasser allerdings temperaturabhängig und um das 25–35-fache höher als die von O₂ (siehe Tab. 9.1). Sobald dem Boden Wasser zugeführt wird, wird im Verhältnis zum Sauerstoff entsprechend mehr Kohlendioxid im Wasser gelöst und damit dessen Anteil an der Bodenluft verringert. Erhebliche Mengen von CO₂ können der Bodenluft demnach durch Dissoziation in der Bodenlösung entzogen werden (RASMUSON et al., 1990).

Wie stark sich der CO₂-Anteil in der Bodenluft verringert, hängt von der Menge des zugeführten Wassers und seiner Verweildauer im Boden ab. Je größer die zugeführte Menge Wasser, um so mehr CO₂ wird der Bodenluft entzogen (SCHACK-KIRCHNER, 1998).

9.1.1 Maximal biologisch erzeugter CO₂-Gehalt im Boden

Eine genaue Vorhersage, wie viel CO₂ bei einer bestimmten Menge O₂ in der Bodenluft zu erwarten wäre, ist aus den o.g. Gründen schwierig. Allerdings lässt sich der ausschließlich durch Organismen erzeugte maximal anzunehmende CO₂-Gehalt im Boden ($C_{\text{CO}_2 \text{ (biol. max)}}$) durch Umformung von Gleichung 1 unter Zuhilfenahme der vor Ort gemessenen O₂-Konzentration ($C_{\text{O}_2(\text{gem})}$) errechnen.

$$C_{\text{CO}_2 \text{ (biol. max)}} = 1,198 \times (C_{\text{O}_2(0)} - C_{\text{O}_2(\text{gem})}) + C_{\text{CO}_2(0)} \quad \text{Gl. 9.2}$$

Wird dieser maximale Wert von der tatsächlich gemessenen CO₂-Konzentration überschritten, ist das nur plausibel, wenn mehr CO₂ produziert als O₂ verbraucht wird (SCHACK-KIRCHNER, 1998). Aus diesem Grund wird erwartet, dass die Konzentrationssumme von O₂ und CO₂ (im folgenden $[\text{O}_2+\text{CO}_2]_{\text{gem}}$ genannt) in jedem Bohrloch unter der nach dem Modell von WOOD & GREENWOOD ermittelten bei äquimolarem Sauerstoffverbrauch maximal vorhandenen Gesamtkonzentration (im folgenden $[\text{O}_2+\text{CO}_2]_{\text{max}}$ genannt) liegt. Sollte $[\text{O}_2+\text{CO}_2]_{\text{max}}$ überschritten werden, so ist von einer zusätzlichen CO₂-Quelle auszugehen. Die Herkunft des CO₂ ist dann als wahrscheinlich geogen zu betrachten.

9.2 Untersuchung im Gelände

9.2.1 Auswahl der Gebiete

Aus Kap. 8.3 geht hervor, dass auffällig hohe CO₂-Konzentrationen in einigen Teilen des Untersuchungsgebietes durchaus reproduzierbar sind und auch teilweise mit den Modellvorstellungen (siehe Kap. 4.4.2) „konform“ sind. Teilweise widersprechen gefundene reproduzierbare hohe CO₂-Konzentrationen aber der Modellvorstellung (siehe Kap.7.8 und 8.2.10). Zur Überprüfung wurden die Orte ausgewählt, die sich sowohl bei der flächigen Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) , als auch der Untersuchung anhand von Profilen als

auffällig erwiesen haben. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden nur Wiesenstandorte herangezogen.

9.2.1.1 Profile 1 und 2

Lage: Zentral über der Südöstlichen Vertaubungszone auf Höhe der Strecken L 80-86 E.

Auffälligkeit: Wiederholt wurden dort sehr hohe CO₂-Konzentrationen gemessen. Bei höchster CO₂-Konzentration für einen Wiesenstandort wurde dort der niedrigste δ¹³C-Wert ermittelt.

Ziel: Überprüfung, ob „inmitten“ der Vertaubungszone erhöhte CO₂-Konzentrationen auf CO₂ aus dem Untergrund zurückzuführen sind.

9.2.1.2 Profile 3 bis 5

Lage: Quer zum Ostrand der Südöstlichen Vertaubungszone auf Höhe der Strecken T 83-86 W.

Auffälligkeit: Hohe CO₂-Werte wurden wiederholt gemessen. Diese wurden regelmäßig direkt über dem vermuteten Verlauf der Salzgrenze gefunden. Dort wurde der höchste δ¹³C-Wert im Keuper festgestellt.

Ziel: Überprüfung, ob die sehr hohen CO₂-Konzentrationen trotz niedriger δ¹³C-Werte als biologisch entstanden anzusehen sind.

9.2.1.3 Profil 6 bis 9

Lage: Über ca. 15m mächtiger unzerstörter Salzschrift zwischen der Wetterstrecke auf Höhe Abbau 110 und B-Süd.

Auffälligkeit: Bei Profil 6 und 7 wurden wiederholt erhöhte CO₂-Konzentrationen gemessen. Profile 8 und 9 wurden als Vergleichsprofile über bekannten Salzvorkommen ausgewählt.

Ziel: Nachweis, dass sich über einer mächtigen und intakten Salzschrift keine geogene CO₂-Quelle befindet.

9.2.1.4 Profile 10 und 11

- Lage: Direkt über der Erkundungsstrecke von L 107 und L109 E bei Streckenmeter 270 bzw. 290.
- Auffälligkeit: Bei der flächigen Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) wurden dort großräumig keine erhöhten CO₂-Konzentrationen festgestellt.
- Ziel: Nachweis, dass sich über einem Gebiet mit einer vermutet intakten Salzschiecht keine geogene CO₂-Quelle befindet.

9.2.1.5 Profile 12 und 13

- Lage: Über dem Südwestrand der Südöstlichen Vertaubungszone am östlichen Ende der Strecke L 90 E.
- Auffälligkeit: Es wurden dort wiederholt erhöhte CO₂-Konzentrationen festgestellt. Ein auffällig hoher $\delta^{13}\text{C}$ -Wert konnte nicht ermittelt werden.
- Ziel: Überprüfung, ob über dem „Rand“ der Vertaubungszone erhöhte CO₂-Konzentrationen auf CO₂ aus dem Untergrund zurückzuführen sind.

9.2.1.6 Profile 14 und 15

- Lage: In der Eyach-Aue ca. 200 m nordwestlich des Seigerschachtes innerhalb der Nordwestlichen Vertaubungszone.
- Auffälligkeit: Das Untersuchungsgebiet liegt nur ca. 90 m Höhenmeter über der ausgelaugten Salzschiecht. Beim Seigerschacht wurden starke CO₂-Austritte über lange Zeit regelmäßig gemessen (STRAYLE et al, 1998).
- Ziel: Überprüfung, ob die im Untergrund nachweislich existierende CO₂-Quelle an der Oberfläche messbar ist.

9.2.1.7 Profile 16 und 17

- Lage: Die Profile schneiden die CO₂-Auffälligkeit (siehe Kap. 7.8.1) am Röttenbach etwa 250 m südwestlich von V-Süd
- Auffälligkeit: Bei der flächigen Kartierung konnte die Störung anhand von erhöhten CO₂-Konzentrationen verfolgt werden. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für CO₂ war dort für vergleichbare Werte in geologisch ähnlicher Position recht hoch.
- Ziel: Überprüfung, ob es sich bei den erhöhten CO₂-Werten der Störung um geogenes CO₂ handelt.

9.2.1.8 Profile 18 und 19

- Lage: Die Profile liegen in der Stunzach-Aue unterhalb des Gutes Hospach.
- Auffälligkeit: Unter Tage befindet sich dort eine von den Erkundungsstrecken Wetter 47 und 68 W umfahrene ca. 15 m mächtige Salzschrift.
- Ziel: Referenz-Untersuchung über intakter Salzschrift auf etwa gleichem geologischen Niveau und gleichen Geländebedingungen zu den Profilen 14 und 15.

9.2.1.9 Profil 20

- Lage: Das Profil befindet sich östlich der Wetterstrecke auf Höhe von Abbau 42 bis 44 E.
- Auffälligkeit: Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Muschelkalk über einer ca. 15 m mächtigen Salzschrift. Dort wird eine Bruchzone vermutet, die vor den Haigerlocher Sprüngen angelegt wurde (SIERIG,1998).
- Ziel: Überprüfung, inwieweit sich eine Störung über einer intakten Salzschrift als CO₂-Quelle bemerkbar machen könnte.

9.2.2 Vorgehensweise im Gelände

Für jedes Profil wurden im Abstand von 5 Metern wie in Kap. 8 Messstellen angelegt. Die Messungen erfolgten ebenfalls mit einem Gasmessgerät der Firma GfG in das zusätzlich ein Modul zur Sauerstoff- und zur Kohlenmonoxid-Messung eingebaut worden war. Die Sauerstoffmessung erfolgt elektrochemisch. Die Feuchte und der Verdichtungsgrad Bodens wurden nach den Instruktionen von SCHLICHTING et al. 1995 im Feld abgeschätzt.

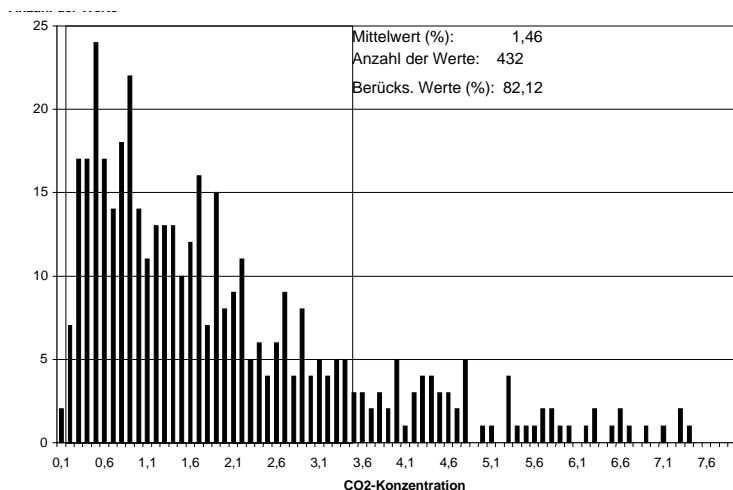
9.2.3 Auswertung der Messergebnisse

9.2.3.1 Gesamtbetrachtung

Der Betrachtungsschwerpunkt bei der Auswertung der Messergebnisse der O₂-CO₂-Profile fokussiert sich auf das tatsächlich gemessene $[O_2+CO_2]_{gem}$ in Relation zu der Höhe von $[O_2+CO_2]_{max}$ (siehe Kap. 9.1.1). Gleichzeitig wird die absolute Höhe der CO₂-Konzentration im entsprechenden Bohrloch berücksichtigt.

Die durchschnittliche CO₂-Konzentration aller O₂-CO₂-Profile liegt mit 1,46Vol% CO₂ in der Bodenluft deutlich höher als der Wert für die Vegetationsform Wiese bei der flächigen Kartierung von ZOPPERITSCH (2001). Die Ursache hierfür liegt wahrscheinlich darin, dass die Profile an Orten mit wiederkehrend hohen CO₂-Konzentrationen angelegt wurden.

Abb. 9.1.: Verteilung der CO₂-Konzentrationen der Bodenluft in den CO₂-O₂-Profilen



Die Verteilung der CO₂-Konzentrationswerte weist ein ähnlich unscharfes Spektrum wie die aus der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) auf. Allerdings befinden sich die Werte auf einem höheren Niveau (siehe Abb 9.1.).

Im Diagramm Abb. 9.2. ist die Sauerstoff- und die CO₂-O₂-Gesamtkonzentration aller O₂-CO₂-Profile gegen die steigende CO₂-Konzentration des Untersuchungsgebietes aufgetragen. Die dickeren Linien innerhalb der beiden Kurven zeigen den gleitenden Mittelwert aus jeweils 20 Messungen.

Der Verlauf der Gesamtkonzentration ist dreigeteilt. Bis zu einer Konzentration von 1,7Vol% CO₂ in der Bodenluft entspricht die O₂- und damit die Gesamtkonzentration $[O_2+CO_2]_{gem}$ im großen und ganzen der, die nach der Modellvorstellung von WOOD & GREENWOOD (1972) zu erwarten wäre ($[O_2+CO_2]_{max}$).

Ab ca. 1,7 Vol% CO₂ in der Bodenluft nimmt $[O_2+CO_2]_{ges}$ tendenziell um etwa 1 Vol% gegenüber $[O_2+CO_2]_{max}$ ab. Gleichzeitig nehmen die Abweichungen der Einzelwerte von der durchschnittlichen $[O_2+CO_2]_{gem}$ stark zu.

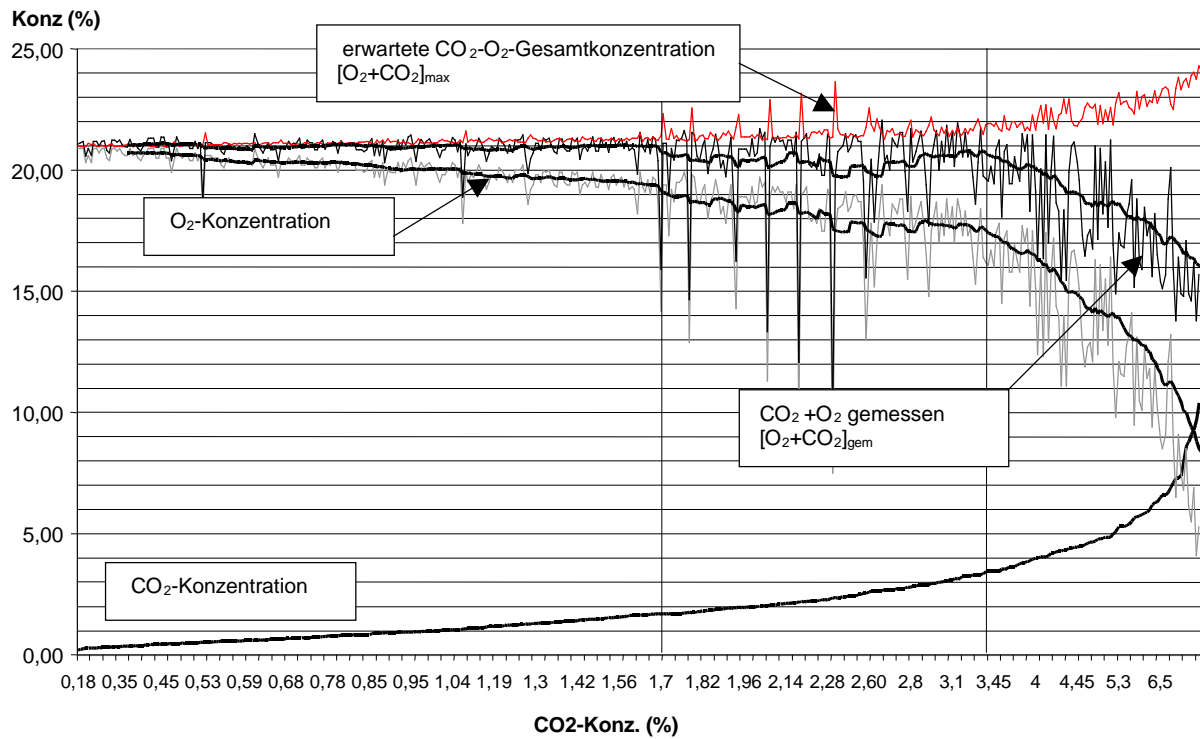


Abb. 9.2.: Verhalten der Sauerstoff-Konzentration im Bezug zur CO₂-Konzentration in der Bodenluft

Ab ca. 3,5 Vol% CO₂-Konzentration ist das Modell von WOOD & GREENWOOD (1972) offensichtlich nicht mehr anwendbar. Zwar treten schon ab 1,7 Vol% signifikante Abweichungen von der Modellvorstellung auf. Aber ab 3,5 Vol% sinkt $[O_2+CO_2]_{gem}$ kontinuierlich auf unter 18 Vol% einhergehend mit großen Schwankungen der Einzelwerte ab, während $[O_2+CO_2]_{max}$ auf ca. 25 Vol% steigt. D.h. die CO₂-Anreicherung erreicht nicht den Wert der O₂-Verminderung.

9.2.3.2 Ergebnisse und Interpretationen der einzelnen Profilmessungen

Die einzelnen Profile und das Verhalten von $[O_2+CO_2]_{gem}$ im Bezug zu $[O_2+CO_2]_{max}$ sind in Anlage 5 im Anhang dargestellt.

Profile 1 und 2

Am Tag der Messungen der Bodengaskonzentrationen dieser Profile war der Boden des Standortes nass. Zum Teil stand Wasser in den Bohrlöchern.

In Profil 1 war die CO₂-Durchschnittskonzentration mit 2,63 Vol% und in Profil 2 mit 1,91 Vol% der Bodenluft gegenüber der des Untersuchungsgebietes erhöht. Die bei rein biologischer CO₂-Produktion zu erwartenden niedrigeren Konzentrationssummen aus CO₂ und O₂ stellen sich in fast allen Punkten mit CO₂-Konzentrationen über 1,7 Vol% ein. Nur in einem Punkt in Profil 2 bei Profilmeter 60 überschreitet die gemessene Gesamtkonzentration von CO₂ und O₂ den durch biologische Prozesse bedingt als größtmöglich angenommenen Wert. Auffällig ist dabei, dass die CO₂-Konzentration an dieser Stelle ca. 3,2 Vol% in der Bodenluft betrug. Bei dieser Höhe der CO₂-Konzentration wurden während dieser Untersuchungen nur sehr selten ein $[O_2+CO_2]_{gem}$ erreicht, das höher war, als bei Anwendung des Modells von WOOD & GREENWOOD (1972) zu erwarten wäre.

Ein Rückschluss auf eine CO₂-Quelle aus dem Untergrund wäre aber bei Heranziehung dieses Einzelwertes gewagt.

Eine rein biologische Herkunft des in den Profilen 1 und 2 vorgefundenen CO₂ ist anzunehmen, was auch die Ergebnisse in Tab. 10.2 (Punkt 10) bestätigen.

Profile 3 bis 5

Zum Zeitpunkt der Messung waren die dortigen Bodenverhältnisse feucht. Die mittlere CO₂-Konzentration der Profile lag mit 2,82 Vol% (Profil 3), 1,92 Vol% (Profil 4) und 2,41 Vol% (Profil 5) in der Bodenluft über dem Durchschnitt des Untersuchungsgebietes.

Die Entwicklung von $[O_2+CO_2]_{gem}$, aufgetragen gegen eine steigende CO₂-Konzentration, verhielt sich in allen drei Konzentrationsbereichen ähnlich wie in der Gesamtbetrachtung (siehe Abb. 9.2). Lediglich der prozentuale Anteil der Werte zwischen 1,7 und 3,5 Vol% CO₂ ist zu Lasten des Anteils der Werte unter 1,7 Vol% CO₂ stärker ausgeprägt.

Bei allen drei Profilen wurde jeweils zwischen Streckenmeter 5 und 15 ein Wert für $[O_2+CO_2]_{gem}$ gemessen, der $[O_2+CO_2]_{max}$ um ca. 0,1 Vol% übersteigt. Bemerkenswert dabei

ist, dass die entsprechenden CO₂-Konzentrationen bei den Profilen 3 und 5 über 1,7 Vol% liegen. In diesem Bereich liegt $[O_2+CO_2]_{gem}$ tendenziell 1 Vol% niedriger als C_{GesMAX} .

Die drei auffälligen Werte befinden sich bei allen drei Profilen in etwa der gleichen Position und bilden ein Lineament, das zwischen 15 und 30 m entfernt von der vermuteten Salzgrenze verläuft.

Ein weiterer Punkt mit einem um etwa 0,1 Vol% überhöhten $[O_2+CO_2]_{gem}$ befindet sich in Profil 4 bei Streckenmeter 50. Allerdings ist hier die CO₂-Konzentration mit 0,8 Vol% relativ gering. Da in diesem Werte-Bereich $[O_2+CO_2]_{gem}$ gewöhnlich gleich $[O_2+CO_2]_{max}$ ist, ist diese Abweichung als sehr gering zu werten.

Betrachtet man das Gesamtbild, so kann bei Profil 3-5 aufgrund des Befundes über das Verhalten von $[O_2+CO_2]_{gem}$ vermutet werden, dass entlang einer quer zu den drei Profilen linear verlaufenden Anomalie CO₂ geogener Herkunft austritt.

Die Position der drei Profile innerhalb einer bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) festgestellten linearen CO₂-Anomalie bestärkt diese Annahme.

Profile 6 und 7

Der Boden war zum Zeitpunkt der Messungen feucht bis nass. Die Durchschnittskonzentration für CO₂ der Profile lag mit 1,38 Vol% (Profil 6) bzw. 1,34 Vol% (Profil 7) leicht unter dem Gesamtdurchschnitt. Die Werte für $[O_2+CO_2]_{gem}$ liegen bis auf einen um 0,1 Vol% erhöhten unterhalb von $[O_2+CO_2]_{max}$. $[O_2+CO_2]_{gem}$ ist in beiden Profilen gleichmäßig ausgeprägt, was bei niedrigen CO₂-Konzentrationen zu erwarten ist. Beide Profile weisen keine Auffälligkeiten auf, die einen CO₂-Zustrom geogenen Ursprungs vermuten lassen könnten.

Profile 8 und 9

Die Profile sind in Bezug auf die Konzentrationen der untersuchten Bodenluftkomponenten zweigeteilt. Von Streckenmeter 0 bis ca. 45 überwiegen niedrige CO₂-Konzentrationen und ein modellkonform verlaufendes $[O_2+CO_2]_{gem}$. Ab Streckenmeter 45 nehmen die CO₂-Konzentrationen abrupt zu und $[O_2+CO_2]_{gem}$ bei starken Schwankungen ab. Die Ursache für diese Zweiteilung liegt wahrscheinlich darin, dass auf etwa der Hälfte der beiden Profile ein Wiesenweg kreuzt und sich dort anschließend die Art der Bewirtschaftung ändert. Der Boden war zum Zeitpunkt der Messung etwas trockener als bei Profilen 6 und 7, ist allerdings ebenfalls noch als feucht einzustufen.

Die durchschnittliche CO₂-Durchschnittskonzentration beträgt bei Profil 8 2,88 Vol% und bei Profil 9 2,49 Vol%. Insgesamt wurden 5 Punkte mit erhöhtem [O₂+CO₂]_{gem} vorgefunden. Dort liegt [O₂+CO₂]_{gem} zwischen 0,04 und 0,18 Vol% über [O₂+CO₂]_{max}. Allerdings erreicht bei diesen Punkten die CO₂-Konzentration nie mehr als 1 Vol%. Bei dieser CO₂-Konzentration ist die Abweichung von [O₂+CO₂]_{gem} als sehr gering einzustufen.

Ein geogen bedingter Zustrom von Kohlendioxid aus dem Untergrund ist dort nicht nachweisbar.

Profile 10 und 11

Während der Messung der CO₂- und O₂-Konzentrationen in den Bohrlöchern dieser Profile herrschten nasse Bodenverhältnisse. Teilweise stand Wasser in den Bohrlöchern. Die CO₂-Durchschnittskonzentration betrug 3,33 Vol% bei Profil 10 bzw. 2,28 Vol% bei Profil 11. Der Anteil von CO₂-Konzentrationswerten über 3,5 Vol% ist überdurchschnittlich hoch. Bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) wurden in diesem Gebiet ausschließlich CO₂-Konzentrationen von unter 1 Vol% festgestellt. Allerdings war der Boden dort zu diesem Zeitpunkt frisch.

Das Verhalten der O₂-Konzentration bei steigenden CO₂-Konzentrationen entspricht in etwa dem des Gesamtbildes (siehe Abb 9.2). In beiden Profilen wird [O₂+CO₂]_{max} von [O₂+CO₂]_{gem} nie übertroffen. Allerdings erreicht [O₂+CO₂]_{gem} auf den ersten 25 Metern von Profil 10 bei CO₂-Konzentrationen von über 3,5 Vol% viermal Werte von über 21 Vol%, was überdurchschnittlich hoch ist. Insgesamt betrachtet wurden bei den Messungen in den Profilen 10 und 11 trotz der hohen CO₂-Konzentrationen keine Auffälligkeiten beobachtet, die Rückschlüsse auf einen CO₂-Zustrom geogenen Ursprungs vermuten lassen.

Profile 12 und 13

Diese Profile befinden sich von Streckenmeter 0 – 40 auf Waldboden. Der Boden war zum Zeitpunkt der Messung feucht. Die durchschnittlichen CO₂-Konzentrationen mit 0,86 Vol% (Profil 12) und 0,82 Vol% (Profil 13) waren relativ niedrig. Die höchste CO₂-Konzentration betrug lediglich 2 Vol%. Sehr auffällig in diesen Profilen ist, dass [O₂+CO₂]_{gem} regelmäßig und ohne Ausschläge nach unten einen Wert gleich oder größer als [O₂+CO₂]_{max} aufweist. Zusätzlich nimmt [O₂+CO₂]_{gem} entgegen des Trends (siehe Abb 9.2) bei steigender CO₂-Konzentration ebenfalls zu. Bei etwa 68 % der 40 Bohrlöcher wurde für [O₂+CO₂]_{gem} ein bis zu 0,5 Vol% überhöhter Wert festgestellt.

Beide Profile verlaufen direkt über der dort bekannten Salzgrenze parallel zu dieser. Genau dort, wo Bohrlöcher über der bekannten Salzgrenze liegen, treten die erhöhten $[O_2+CO_2]_{\text{gem}}$ - Werte auf. Aufgrund dieser Beobachtungen ist ein Zusammenhang zwischen der Salzgrenze und einer geogenen CO₂-Quelle zu vermuten.

Profile 14 und 15

Die Bodenart der beiden Profile ist schwach lehmiger Sand, was die Voraussetzung für eine sehr gute Durchlüftung darstellt. Dies wiederum bedingt einen niedrigen biologisch erzeugten CO₂-Gehalt (SCHACK-KIRCHNER, 1998).

Während der Messung dieses Standortes war der Boden frisch - feucht. Die durchschnittliche CO₂-Konzentration betrug 2,0 Vol% in Profil 14 und 2,1 Vol% in Profil 15, was entgegen der Erwartungen relativ hoch war. Der Anteil von CO₂-Konzentrationen zwischen 1,7 Vol% und 3,5 Vol% ist im Vergleich zur Gesamtbetrachtung um ca. 100 % erhöht. $[O_2+CO_2]_{\text{gem}}$ übertrifft in diesem CO₂-Konzentrationsbereich fast dreimal häufiger $[O_2+CO_2]_{\text{max}}$, als im übrigen Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 9.3.) . Ein stark erniedrigter $[O_2+CO_2]_{\text{gem}}$ -Wert wurde nur einmal in einem kleinen zu diesem Zeitpunkt kein Wasser führenden Zulauf zur Eyach gemessen. Dieser Punkt war feuchter als die umgebenden und hatte eine dunklere Bodenfarbe. In diesem Zulauf ist das Volumen und die Fließgeschwindigkeit des Bodenwassers vermutlich größer als in der Umgebung. Es ist wahrscheinlich, dass deshalb unter diesem Zulauf der Abtransport von CO₂ durch das Bodenwasser größer ist als in der Umgebung.

Deshalb kann dieser Punkt nicht in die Gesamtbetrachtung miteinbezogen werden.

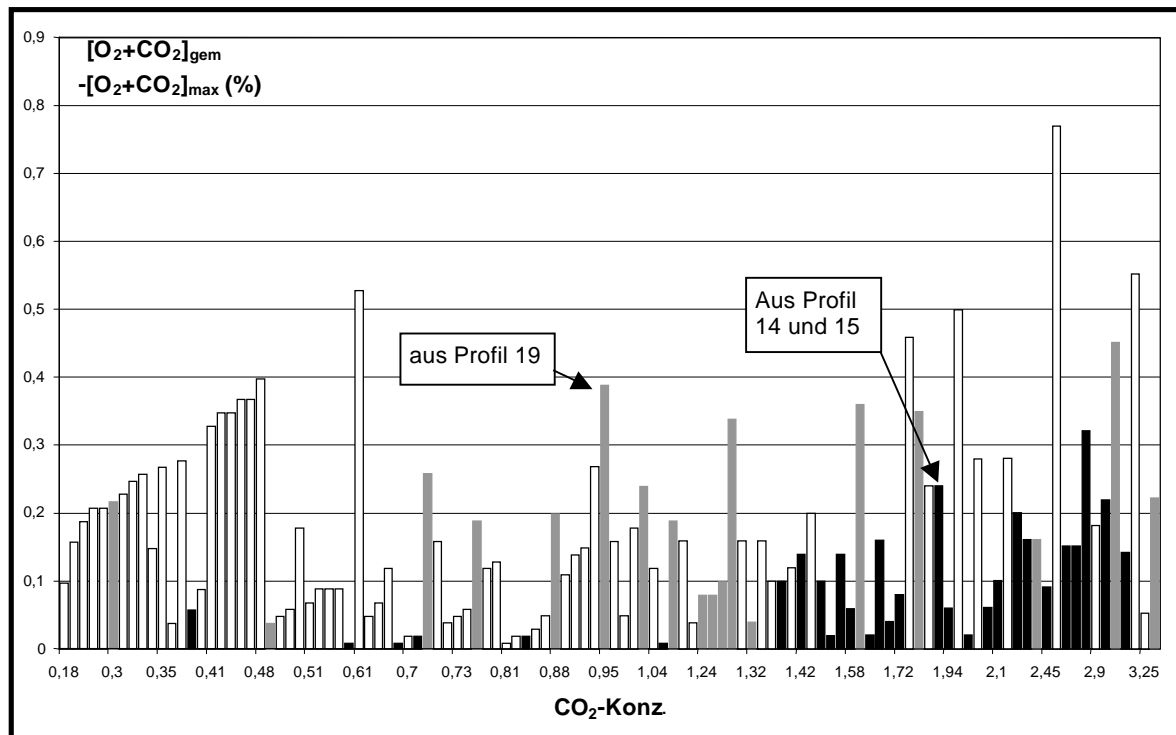


Abb. 9.3.: Überhöhte $[O_2+CO_2]_{gem}$ -Werte im Bezug zur CO_2 -Konzentration. Hervorgehoben sind die Werte aus den Profilen 14 und 15 (schwarz) und 19 (grau).

Zusammengefasst besitzt dieser Standort drei Auffälligkeiten: Trotz eher trockenen und gut durchlüfteten Bodenverhältnissen kommen relativ hohe CO_2 -Konzentrationen vor. $[O_2+CO_2]_{gem}$ verläuft auf dem Niveau von $[O_2+CO_2]_{max}$ im Vergleich zur Gesamtbetrachtung bei CO_2 -Konzentrationen von über 1,7 Vol% sehr gleichmäßig. Der Anteil der Werte, bei denen $[O_2+CO_2]_{gem}$ größer als $[O_2+CO_2]_{max}$ ist, beträgt etwa 43 % der gemessenen 70 Werte. Diese Befunde sprechen für eine geogene CO_2 -Quelle. Allerdings bleibt die Frage, ob die Ursache für den dort erhöhten CO_2 -Gehalt nicht auch im Zusammenhang mit der Dissoziation des $CaCO_3$ in Zusammenhang stehen könnte, da der Hauptbestandteil des Bodens Kalksand ist (siehe Kap. 10.6).

Profil 19

Profil 19 befindet sich wie die Profile 14 und 15 auf einem Standort im Muschelkalk in einer Bachau. Die Bodenart ist bei einem hohen Sandanteil lehmiger als am Eyach-Standort. Der Boden war während der Messungen feucht und wies eine durchschnittliche CO_2 -Konzentration von 2 Vol% auf. Dieser Standort war bei Streckenmeter 100 durch einen Zaun unterteilt. Auf der westlichen Seite des Zaunes war die Wiese hochgewachsen und der

Boden ungestört. Auf der östlichen Seite des Zaunes war die Wiese von Kühen abgegrast und der Boden stark zertrampelt. Diese Zweiteilung zeigt sich signifikant im Verhalten der Konzentrationen von Sauerstoff und Kohlendioxid in der Bodenluft.

Im ungestörten Boden betrug die CO₂-Durchschnittskonzentration 1,44 Vol%. [O₂+CO₂]_{gem} ist bei 18 von 20 Punkten überhöht. Dabei ist deren Streuung im Bezug zur CO₂-Konzentration wesentlich größer als bei den Profilen 14 und 15 (siehe Abb. 9.3.) Sehr auffällig waren die Punkte von Streckenmeter 15 –30. dort erreicht [O₂+CO₂]_{gem} die höchsten Werte bei gleichzeitig erhöhten CO₂-Konzentrationen. Dies wird als Hinweis für eine geogene CO₂-Quelle gewertet. Im zertrampelten Boden war die durchschnittliche CO₂-Konzentration mit über 3 Vol% deutlich höher und [O₂+CO₂]_{gem} lag zwischen 1 und 5 Vol% niedriger als [O₂+CO₂]_{max}. Dieses Phänomen entspricht den Ergebnissen den Arbeiten von SCHACK-KIRCHNER (1998), GAERTIG et al. (2000) und den allgemeinen Beobachtungen in diesem Untersuchungsgebiet.

Allerdings widerspricht dies der Annahme einer dort existierenden geogenen CO₂-Quelle. Aufgrund der Bodenverdichtung sind die biologischen CO₂-erzeugenden Prozesse verlangsamt. Ein CO₂-Zustrom von unten würde in etwa gleich bleiben und somit den CO₂-Gehalt deutlicher erhöhen als in einem gut durchlüfteten Boden. Damit wäre ebenfalls ein erhöhtes [O₂+CO₂]_{gem} zu erwarten.

Im Vergleich zu den Profilen 14 und 15 zeigt sich bei ungestörten Bodenverhältnissen auf einem um etwa einem halben Vol% niedrigeren CO₂-Konzentrationsniveau ein sehr ähnliches Bild von [O₂+CO₂]_{gem}. Damit ist ein signifikanter Unterschied zwischen einem Standort im Muschelkalk über Salz und einem, unter dem das Salz sicher fehlt, nicht zu erkennen.

Profile 16 und 17

Beide Profile wurden quer zu drei bodenkundlich zu unterscheidenden Landschaftsformen gelegt. Bis etwa Streckenmeter 50 fällt das Gelände steil ab und ist mit Wiese bewachsen. Danach folgt der zweite Abschnitt des Profils in der Aue des Rötenbaches, die auf der Südseite des Baches mit Wald bestanden ist.

Am Wiesenhang waren der Boden frisch, in der Aue feucht bis nass. Mit durchschnittlich 0,82 Vol% (Profil 16) und 1,19 Vol% (Profil 17) wurden auf diesem Standort die niedrigsten CO₂-Konzentrationen bei der gesamten Untersuchung gemessen. Lediglich drei Punkte weisen höhere CO₂-Konzentrationen als 1,7 Vol% auf. [O₂+CO₂]_{gem} weicht insgesamt dementsprechend nur gering von [O₂+CO₂]_{max} ab. [O₂+CO₂]_{gem} ist bei CO₂-Konzentrationen von zumeist weniger als 0,5 Vol% auf den Wiesenflächen oft mit 0,1 bis 0,3 Vol% überhöht.

Inwieweit die Ursache dieser Befunde als geogene CO₂-Quelle interpretierbar ist, bleibt fraglich. Bei sehr niedrigen CO₂- und damit hohen O₂-Konzentrationen schien das Messgerät erst bei Unterschreitung eines Schwellenwertes von ca. 20,6 Vol O₂ zu reagieren.

Andererseits wurde bei an diesem Standort bei früheren Untersuchungen eine linear verlaufende CO₂-Anomalie und auch dementsprechende Isotopenwerte festgestellt.

Insofern ist eine geogene Ursache für das erhöhte [O₂+CO₂]_{gem} dort nicht auszuschließen.

Profil 18

Profil 18 wurde auf einer frisch abgemähten Wiese mit deutlich verdichtetem Oberboden erstellt. Der Boden war frisch bis feucht. Dort lag der durchschnittliche CO₂-Gehalt mit 5,62 Vol% im gesamten Untersuchungsgebiet am höchsten.

Die O₂-Konzentration war deutlich niedriger, als nach dem Modell von WOOD & GREENWOOD (1972) erwartet worden wäre, was dem Normalfall im Untersuchungsgebiet entspricht.

[O₂+CO₂]_{max} wird in keinem Punkt von [O₂+CO₂]_{gem} überschritten und [O₂+CO₂]_{gem} erreicht dort meist nur 16 -18 Vol%.

Das Auftreten von hohen CO₂- und niedrigen O₂-Konzentrationen im Boden dieses Standortes deckt sich nach den Ergebnissen von SCHACK-KIRCHNER (1998) und GAERTIG et al. (2000) mit der Beobachtung eines verdichteten Oberbodens. Die Zufuhr von CO₂ nicht-biologischen Ursprungs ist daher unwahrscheinlich, da die niedrige Höhe von [O₂+CO₂]_{gem} für einen hohen O₂-Verbrauch spricht. Ein verdichteter Oberboden wirkt außerdem als Barriere für den Gasaustausch mit der Atmosphäre, so dass bei einer Zufuhr von CO₂ aus einer geogenen Quelle ein deutlich höheres [O₂+CO₂]_{gem} zu erwarten wäre.

Bei diesem Profil decken sich die Ergebnisse mit den Erwartungen entsprechend der Modellvorstellung.

Profil 20

Das Profil wurde auf einer etwa einen Monat zuvor abgemähten Wiese angelegt. Der Boden war frisch bis feucht. Die durchschnittliche CO₂-Konzentration war mit 1,28 Vol% relativ gering.

[O₂+CO₂]_{gem} lag trotz großer CO₂-Konzentrationsschwankungen regelmäßig auf dem Niveau von [O₂+CO₂]_{max}. Lediglich am Endpunkt des Profils waren größere Abweichungen in der O₂-CO₂-Gesamtkonzentrationen festzustellen. Dort sorgte ein entspringender Bach für sehr feuchte Bodenverhältnisse. Das Verhalten von [O₂+CO₂]_{gem} ähnelt dort dem von Profil 2 bei

Streckenmeter 60-70. Bei steigender CO₂-Konzentration liegt der Wert in einem Punkt deutlich niedriger als $[O_2+CO_2]_{max}$, in unmittelbarer Nähe bei etwa gleicher CO₂-Konzentration deutlich darüber.

Dieser Wert im Profil erreicht das höchste $[O_2+CO_2]_{gem}$ im Untersuchungsgebiet. Da es sich in diesem Profil ebenso, wie in Profil 20 um einen Einzelwert handelt, wird seine Bedeutung als gering eingestuft.

Die unter Tage bekannte Störung, die sich am Standort ebenfalls deutlich als Geländekante abzeichnet, weist keine Auffälligkeiten in der CO₂-O₂-Gesamtkonzentration auf. Lediglich das Niveau der CO₂-Konzentration war auf der westlichen Seite etwa 1 Vol% höher als auf der östlichen.

9.2.4 Interpretation der Ergebnisse

Bei keinem der 20 Profile mit insgesamt 432 Einzelmessungen wurde ein $[O_2+CO_2]_{gem}$ gefunden, das mehr als 1 Vol% größer als $[O_2+CO_2]_{max}$ war. Daraus folgt, dass an allen Standorten kein nennenswert großer CO₂-Zustrom aus dem Untergrund stattfindet und hohe CO₂-Werte wahrscheinlich nicht als geogen anzusehen sind.

CO₂-Konzentrationen, die mehr als 4 Vol% der Bodenluft betragen, gingen regelmäßig mit einer überdurchschnittlichen Erniedrigung der O₂-Konzentration einher. Gleichzeitig wurden solch hohe CO₂-Werte fast nur in sehr feuchten oder verdichteten Böden vorgefunden. Ein hoher Wassergehalt in Böden oder ein hoher Verdichtungsgrad des Oberbodens hemmen den Gasaustausch des Bodens mit der Atmosphäre (SCHACK-KIRCHNER, 1998; GAERTIG et al. 2000). Allerdings nimmt mit zunehmenden Verdichtungsgrad der Anteil des diffusiven Gastransportes zu Gunsten des Transportes von Bodenluftkomponenten durch die Bodenlösung ab (SCHACK-KIRCHNER, 1998). Die Ursache liegt darin, dass unter solchen Bedingungen das CO₂ wesentlich besser transportiert wird als O₂ (siehe Tab. 9.1.).

Eine zusätzliche Zufuhr von CO₂ aus dem Untergrund ist demnach in verdichteten Böden anhand des CO₂/O₂-Gradientenverhältnisses sehr schwer zu erkennen, da die unbekanntes Zufuhr rate von einer ebenfalls unbekanntes Transportrate des CO₂ durch die Bodenlösung kompensiert werden kann. Da das System des dualen Gastransportes im Boden zu komplex ist, kann in dieser Arbeit nicht abgeschätzt werden, ab welchem Wert für $[O_2+CO_2]_{gem}$ bei einer CO₂-Konzentration von mehr als 3,5 Vol% wahrscheinlich von einer nicht-biologischen Kohlendioxid-Quelle ausgegangen werden kann.

Anders ist das Bild bei CO₂-Konzentrationen zwischen ca. 1,5 und 3,5 Vol% in der Bodenluft. In diesem Bereich ist der Durchschnittswert für [O₂+CO₂]_{gem} etwa 1 Vol% geringer als [O₂+CO₂]_{max} (siehe Abb. 9.2).

Erhöhte [O₂+CO₂]_{gem}-Werte wurden bis auf eine Ausnahme (Profil 19) in Zonen über nicht vorhandenem Salz deutlich öfter gefunden, als dort, wo ein sicheres Salzvorkommen im Untergrund bekannt ist. Allein 60% dieser Werte wurden in den Profilen in der Eyach-Aue (14 und 15) festgestellt (siehe Abb. 9.3.).

Erstaunlicherweise wurden bei CO₂-Konzentrationen unter 1 Vol%, deren Anteil an der Summe der gemessenen Punkte 32% beträgt, 53% der erhöhten [O₂+CO₂]_{gem}-Werte festgestellt. In diesem Konzentrations-Bereich stimmen die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung mit dem Modell von WOOD & GREENWOOD (1972) überein. Die Abweichungen von [O₂+CO₂]_{gem} gegenüber [O₂+CO₂]_{max} betragen nie mehr als ein halbes Vol%. Prozentual gesehen bedeutet diese vermutete Anreicherung durch geogenes CO₂ bis zu 80 Vol% des Gesamtgehaltes an Kohlendioxid. Bei der Untersuchungen der stabilen Isotope (siehe Kap 10.5.3) wurde aber kein Punkt gefunden, in dem die geogene Anreicherung des im Bodengas beinhalteten CO₂ im Keuper mehr als 15 % der Gesamtkonzentration betragen hatte. Deshalb kommen dafür als Erklärungsmöglichkeit Ungenauigkeiten des Messgerätes (siehe Profilbeschr. 16+17) und andere Fehlerquellen in Betracht. Allerdings befinden sich die positiven Abweichungen von [O₂+CO₂]_{gem} gehäuft dort, wo sie aufgrund der Modellvorstellung und der Stabile-Isotopen-Untersuchung (siehe Kap. 10.5.2) auch vermutet worden wären (siehe Profile 12, 13 und 16, 17).

Die Ergebnisse der CO₂-O₂-Untersuchungen und die Erkenntnisse aus der Messung der stabilen Isotope lassen Parallelitäten erkennen. Bei der Analyse der stabilen Isotope wurden Anomalien festgestellt, die einen Anteil von von 5 – 10 % geogenen CO₂ in der Bodenluft als möglich erscheinen lassen. An gleicher Stelle wurden auch bei der Untersuchung der O₂-CO₂-Verhältnisse der Bodenluft als Anomalien interpretierbare Zusammensetzungen gefunden. Allerdings kann über die Ergebnisse aufgrund des fehlenden zeitlichen Zusammenhangs im Bezug zur Quantität des Gas-Zustroms aus dem Untergrund keine Aussage getroffen werden. So ist auf den Keuper-Standorten aufgrund der Isotopenzusammensetzung ein Zustrom von max. 15% und am Standort Eyach ein Zustrom von max. 50% (siehe Kap. 10.5.3) zu vermuten. Anhand der CO₂-O₂-Untersuchungen lässt sich quantitativ keine Aussage über den CO₂-Zustrom aus dem Untergrund machen. Der Grund dafür ist die Tatsache, dass am Eyach-Standort während der Feststellung niedriger Isotopenwerte CO₂-O₂-Summen unter [O₂+CO₂]_{max} gemessen wurden (siehe Tab.10.3). Das bedeutet, dass bei Zustrom von CO₂ aus geogenen Quellen, die Gesamtkonzentration von CO₂ und O₂ auch unter [O₂+CO₂]_{max} liegen kann. Somit kann [O₂+CO₂]_{max} nicht allein als

Orientierungspunkt für die Quantifizierung eines eventuellen Zustroms geogenen CO₂ herangezogen werden. Des Weiteren sind die Abweichungen von [O₂+CO₂]_{gem} im Untersuchungsgebiet so gering, dass damit nicht eindeutig eine geogene CO₂-Quelle gefunden werden konnte. Dennoch ist bei der Suche nach geogenen CO₂-Quellen im Boden die gleichzeitige Messung von Kohlendioxid und Sauerstoff sinnvoll, da damit eine biologische Ursache hoher CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft sehr gut erkannt werden kann.

10 $\delta^{13}\text{C}$ - Stabile Isotopen

10.1 Einführung

Der in der Natur vorkommende Kohlenstoff besteht hauptsächlich aus zwei Isotopen. ^{12}C bildet dabei mit ca. 98,9 % den Hauptanteil. Das um ein Neutron schwerere ^{13}C ist mit etwa 1,1 % vertreten. Nach internationaler Vereinbarung werden Isotopenverhältnisse in der Bezeichnung delta (δ) mit der Einheit (‰) wie folgt ausgedrückt:

$$\delta = (R_{\text{Probe}}/R_{\text{Standard}} - 1) \times 1000 \text{ ‰} \quad (10.1)$$

R = molares Verhältnis der schweren zu den leichten Isotopen der Probe oder des Standards.

Die in dieser Arbeit verwendeten Isotopen-Verhältnisse beziehen sich auf den Pee Dee Belemnite (PDB) Standard (CRAIG, 1957).

Das Verhältnis von ^{12}C zu ^{13}C ist ein sehr guter Anzeiger für die Herkunft des Kohlenstoffs in den untersuchten Gasen. Der Anteil von ^{13}C im CO_2 der Atmosphäre weicht etwa - 7‰ gegenüber dem PDB-Standard (siehe Abb. 10.1) ab. Während der Photosynthese wird ^{13}C angereichert, weshalb organisches Pflanzenmaterial meist einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -24 bis -30 ‰ besitzt. In der Regel liegt der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert bei -27‰ (CLARK & FRITZ, 1997). Bei der Zersetzung abgestorbenen Pflanzenmaterials im Boden entsteht CO_2 . Der ^{13}C -Gehalt bleibt bei diesem Vorgang in etwa erhalten. Der ^{13}C -Gehalt der Bodenluft weicht meist etwa -23 ‰ vom PDB-Standard ab (CLARK & FRITZ 1997). Nach CLARK & FRITZ (1997) entsteht diese leichte Anreicherung von ^{13}C durch diffusive Fraktionierung, deren Ursache in einem steilen Gradienten von der ^{13}C -Konzentration des Pflanzenmaterials zu der des atmosphärischen CO_2 zu suchen ist.

GOTH (1983) spricht dagegen von einer reinen Erhöhung des ^{13}C -Gehaltes durch den Mischungseffekt von atmosphärischem und Bodengas- CO_2 . Bei geringer CO_2 -Konzentration im Boden ist der Anteil des atmosphärischen CO_2 relativ hoch. Dementsprechend sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dann etwas niedriger, als bei hohen CO_2 -Konzentrationen (GOTH, 1983).

In anbetracht der hohen zeitnahen Schwankungen der CO_2 -Konzentration im Boden (siehe Tab. 10.2) ist davon auszugehen, dass bei Diffusionsgeschwindigkeiten von wenigen mm

pro Tag (CLARK&FRITZ, 1997) der Anteil der Gaskonzentrationsveränderung durch Diffusion vernachlässigbar klein wird.

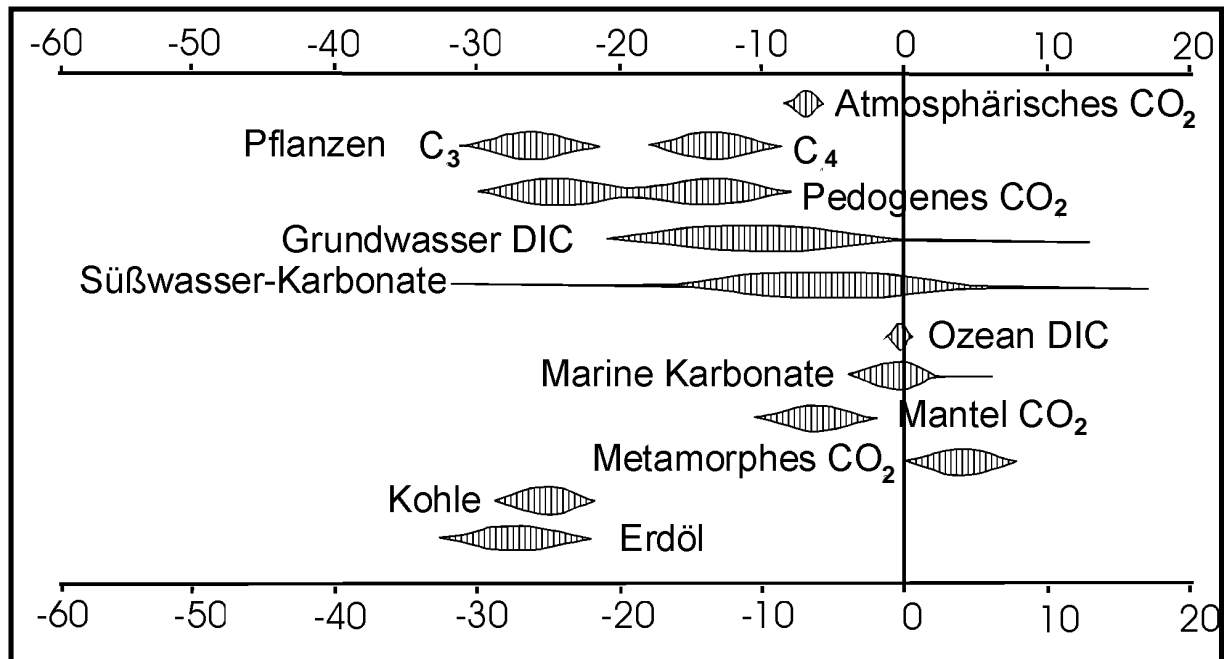


Abb. 10.1: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte einiger natürlicher C-Vorkommen. Besonders bemerkenswert ist die große Spanne von ^{13}C -Gehalten unterschiedlicher Pflanzengruppen und den daraus resultierenden Werten im Boden- CO_2 .

10.2 Vorangegangene Arbeiten

Wie bereits in Kap. 2.5 erwähnt, wurden bei Fulda geologische Strukturen in den Salzvorkommen des Zechsteins mit der Bodengasmethode nach ERNST (1968) in einigen Profilen übermessen. Nach starker Glättung der einzelnen CO_2 -Werte der Profile konnte man einen leichten durchschnittlichen Anstieg der CO_2 -Konzentrationen dort finden, wo im Untergrund Strukturen im Zusammenhang mit der Auflösung CO_2 -haltiger Salze und CO_2 -Migration auf bruchtektonisch geschaffenen Wegsamkeiten bekannt waren.

Bei besonders hohen Werten wurde von einer starken CO_2 -Anreicherung aus dem Untergrund ausgegangen (BRIEGEL; 1988).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des in Hessen vorkommenden vulkanogenen C_{CO_2} liegen mit 2 ‰ bis -7,5 ‰ deutlich höher als die des C_{CO_2} der Bodenluft (DIETZEL et al., 1997) (siehe Tab. 10.1), weshalb an Orten hoher CO_2 -Konzentration im Bodengas ein ebenfalls hoher $\delta^{13}\text{C}$ -Wert

vermutet wurde. Allerdings konnten die erwarteten Werte nicht bestätigt (siehe Tab. 10.1.) und damit auch kein direkter Zusammenhang der CO_2 -Konzentration in der Bodenluft mit den darunter befindlichen geologischen Strukturen nachgewiesen werden.

Autor	Herkunft	CO_2 (%)	$^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)
BRIEGEL, 1988	Oberfläche, tekt. Stör., Rand der Salzausl.	7,4	-25,3
BRIEGEL, 1988	Oberfläche, tekt. Stör. zentr. Salzausl.-Zone	10,8	-24,5
BRIEGEL, 1988	Oberfläche, innerer Salzhang	12,4	-26,6
DIETZEL ET AL., 1997	Mineralw. aus 1km t. Bohr. *, hoher Salzgeh.	-	- 2,9
DIETZEL ET AL., 1997	Mineralw. aus 1km t. Bohr. *, hoher Salzgeh.	-	- 3,6
DIETZEL ET AL., 1997	Mineralw. aus 1km t. Bohr. *, hoher Salzgeh.	-	- 7,5
DIETZEL ET AL., 1997	vulkanogenes CO_2 (Knistersalz, N.-Hessen)	-	- 1,0
BLASER, 1987	CO_2 -Bohrungen im Eyachtal	-	- 4,9 - - 8,3
WRANIK, 1984	Entnahme in der Saline Stetten, Band Ost	-	-3,96 - -4,22
WRANIK, 1984	Entnahme in der Saline Stetten, T-Süd	-	-9,96 - -10,25
Eigener Wert	Entnahme in der Saline Stetten, T-Süd	-	-5,9
Eigener Wert	Entnahme in der Saline Stetten, T-Süd	-	-9,7

*bei Bad Karlshafen (Nordhessen)

Tab. 10.1: Zusammenstellung einiger $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus der vorliegenden und vorangegangenen Arbeiten

In der vorliegenden Arbeit bestehen ähnliche Voraussetzungen, wie sie in der Arbeit von BRIEGEL (1988) beschrieben wurden. Die Entstehung des aus der Tiefe stammenden CO_2 wird im Zusammenhang mit metamorphen Prozessen vermutet (freundliche Auskunft von ERNST), weshalb die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sich auch dort deutlich von denen des biogen erzeugten CO_2 unterscheiden. Sowohl die Salzlagerstätte in Stetten als auch die Salzvorkommen in Hessen sind als Barriere anzusehen, die aus dem Untergrund aufsteigendes Kohlendioxid an der Passage hindert. (s. Kap. 4.1)

In der Arbeit von WRANIK (1984) (siehe Kap. 2.1) wurden nur unter Tage einige CO_2 -Proben auf ihre C-Isotopenzusammensetzung untersucht (siehe Tab. 10.1)

10.3 Vorüberlegungen

Das Kohlendioxid der Bodenluft im Kartiergebiet ist ein Mischgas, das sich aus drei Komponenten zusammensetzt. Der größte Teil hat seinen Ursprung sicher aus der Umsetzung organischen C_3 -Pflanzenmaterials (siehe Abb. 10.1). Ein kleiner Teil ist atmosphärischen Ursprungs (siehe Abb. 10.1). Ein weiterer Anteil des CO_2 im Bodengas strömt aus der Tiefe zu.

Um den Anteil dieser letzteren Komponente besser abschätzen zu können, stellt sich die Frage, wie hoch der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert wäre, wenn nur atmosphärisches und biologisch im Boden entstandenes CO_2 vorhanden ist. Atmosphärisches CO_2 enthält ca. 7‰ ^{13}C abweichend vom PDB-Standard, CO_2 erzeugt von Bodenorganismen ca. 25-30 ‰ (siehe Abb. 10.1.). Um die im Gelände gemessenen Werte besser interpretieren zu können, ist es notwendig, zuerst die Anteile des atmosphärisch eingetragenen CO_2 herauszurechnen.

Dazu werden zwei konstante Werte benötigt. Die Konzentration des atmosphärischen CO_2 im Boden wird konstant bei nicht mehr als 0,035 Vol% liegen. Da dies der atmosphärischen Hintergrundkonzentration entspricht. In Böden mit normal oxidierendem Milieu – wie im Kartiergebiet vorliegend - wird vernachlässigbar wenig CO_2 durch reduzierende Vorgänge verbraucht, so dass der Konzentrationsanteil an atmosphärischer Luft sich immer höchstens bei diesem Gleichgewichtswert einpendeln wird.

Weiterhin ist davon auszugehen, dass der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für biologisch entstandenes CO_2 bei ähnlichen Redox-Bedingungen im gleichen Gebiet ohne die Zufuhr von Kohlenwasserstoffen aus dem Untergrund relativ konstant ist. Im Untersuchungsgebiet kommen ausschließlich C_3 -Pflanzen vor (siehe Abb. 10.1.) und die Bodenverhältnisse sind ähnlich (ZOPPERITSCH, 2001). Als konstanter Wert $\delta^{13}\text{C}_{\text{Biogen}}$ werden in dieser Rechnung nicht die von CLARK & FRITZ (1997) angegebenen -23‰ sondern -25,5 ‰ verwendet. Dieser Wert wurde bei Punkt 10 gemessen, der bei der Probenahme mit ca. 10Vol% die höchste CO_2 -Konzentration in der Bodenluft aufwies. Dort wurde gleichzeitig der mit -25,5‰ niedrigste $\delta^{13}\text{C}$ -Wert gemessen. In Kombination spricht beides dafür, dass dieser Wert den in diesem Gebiet „rein biogen erzeugten“ $\delta^{13}\text{C}$ -Werten am ehesten entspricht.

Selbstverständlich sind diese Werte nur mit umfangreichen Messungen zu verifizieren und keinesfalls zu einer genauen Berechnung zu verwenden. Allerdings reicht dies, um einen eventuell vorhandenen Trend festzustellen und den Einfluss der CO_2 -Konzentration zu relativieren.

Für den nur bei atmosphärischem und biogenem Einfluss zu erwartenden $\delta^{13}\text{C}$ -Wert gilt dementsprechend:

$$\delta^{13} = \frac{[\text{CO}_2 \text{Bodenluft}] - [\text{CO}_2 \text{Atmosphäre}] \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Biogen}} + [\text{CO}_2 \text{Atmosphäre}] \times \delta^{13}\text{C}_{\text{Atmosphäre}}}{[\text{CO}_2 \text{Bodenluft}]} \quad \text{Gl. 10.1}$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{Korr.}}$ = zu erwartender $\delta^{13}\text{C}$ -Wert

$[\text{CO}_2 \text{Bodenluft}]$ = CO_2 -Konzentration, die tatsächlich im Bohrloch gemessen wurde (%)

$[\text{CO}_2 \text{Atmosphäre}]$ = 0,0035 %

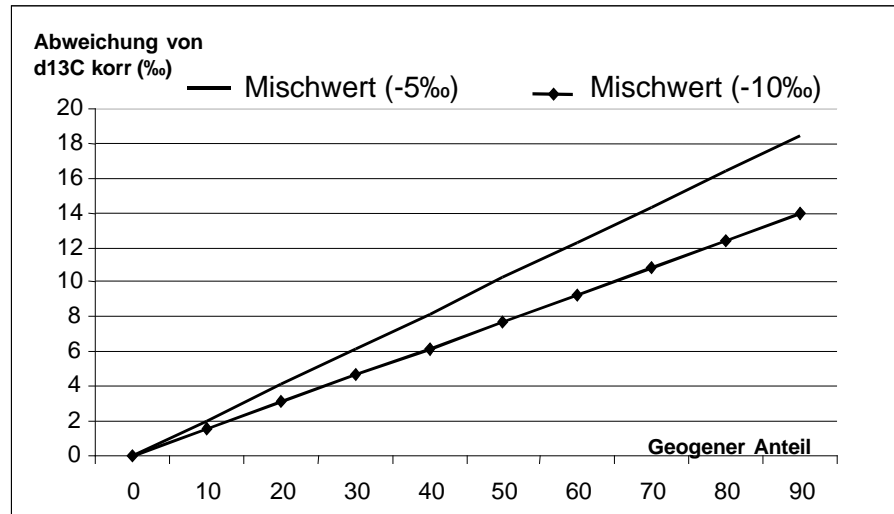
$\delta^{13}\text{C}_{\text{Biogen}}$ = $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des biogenen CO_2 (nach PDB-Standard)(‰)

$\delta^{13}\text{C}_{\text{Atmosphäre}}$ = $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des atmosphärischen CO_2 (nach PDB-Standard) (‰)

10.4 Welche Werte sind bei Zustrom von CO_2 aus der Tiefe zu erwarten?

Wird Kohlensäure aus dem Vorkommen unter dem Salz der Bodenluft zugeführt, ist dort für das $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ein Mischwert zu erwarten, der sich hauptsächlich aus biogenem und aus dem Untergrund stammenden CO_2 zusammensetzt (siehe Abb. 10.2). Unter Tage sind recht unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte angetroffen worden. Die Streuung reicht von ca. -4‰ bis -11‰ Abweichung vom PDB-Standard. In Abb. 10.2 sind deshalb zwei Mischwertzusammensetzungen dargestellt, die einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -5‰ und einen von -10‰ für das zuströmende geogene CO_2 voraussetzen.

Abb. 10.2.:
Zu erwartende
Abweichung des
 $\delta^{13}\text{C}$ -Wert eines
Gemisches aus
biogenem und
steigendem Anteil
geogenen CO_2 .



Annahme: $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Bodenluft}} = -25,5 \text{ ‰}$ (PDB); Mischwert (-5‰): $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Geogen}} = -5 \text{ ‰}$;

Mischwert (-10‰): $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-Geogen}} = -10 \text{ ‰}$

10.5 Probennahme im Gelände

10.5.1 Keuper

Die Punkte 1 bis 10 (s. Abb. 10.3) der Probenahme wurden nach Erstellung der flächigen Kartierung und der ersten Reihe der Profile ausgewählt. Das Ziel der Isotopen-Untersuchung im großflächig übermessenem Areal war, das $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis in Gebieten mit wiederholt auffälligen CO_2 -Konzentrationen mit denen des Gebietes, in dem eine intakte Salzschiefer vermutet wurde, zu vergleichen. Die Punkte zur Probenahme wurden nach folgenden Kriterien ausgewählt:

10.5.1.1 Gebiete, in denen kein Salz im Untergrund vermutet wird:

1. Bei der großflächigen Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) wurde ein Punkt mit deutlich erhöhter CO_2 -Konzentration im Bodengas gefunden.
2. Der Messwert befindet sich in der unmittelbaren Nachbarschaft von weiteren Punkten mit erhöhter CO_2 -Konzentration.
3. An dem Punkt wurden wiederholt erhöhte CO_2 -Konzentrationen festgestellt.

4. Der Punkt befindet sich in der unmittelbaren Nähe einer unter Tage bekannten Vertaubung.

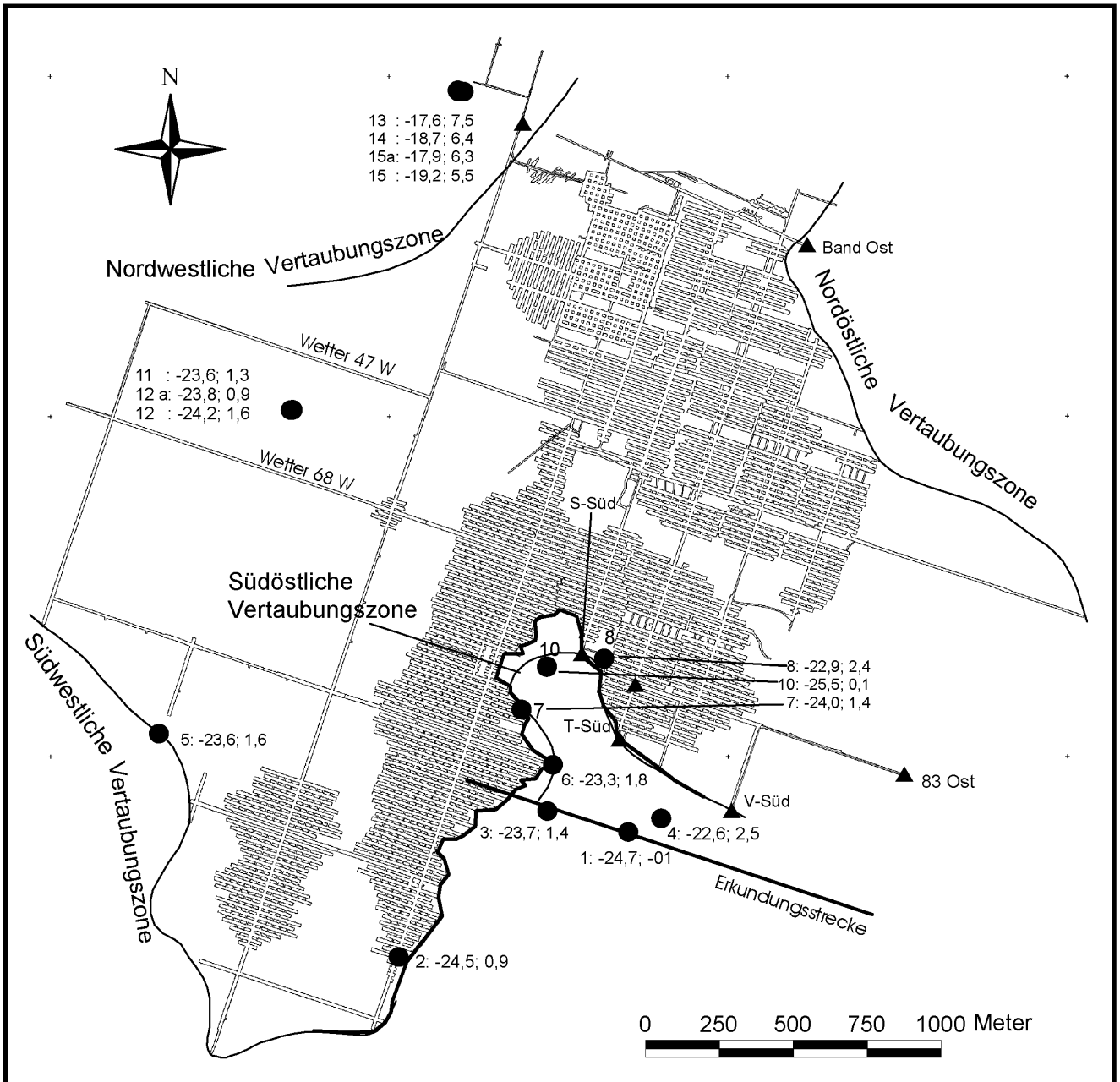


Abb. 10.3.: Übersicht der CO₂-Austrittsstellen unter Tage (Dreiecke) und der Lage der Probenpunkte über Tage (Kreise). Geologische Karte siehe Anlage 1 im Anhang

Die Kriterien 1 - 4 treffen auf die Probenahmepunkte 2, 5, 6, 7 und 8 zu. Punkt 10 wurde ausgewählt, da er sich inmitten der im Bergwerk am besten erkundeten südöstlichen Vertaubungszone befindet.

Bei Punkt 4 trafen die Kriterien 1 - 2 zu. Allerdings befindet sich dieser Punkt nicht über einer unter Tage bekannten Vertaubung. Punkt 4 ist einer von mehreren aneinandergereihten Punkten mit erhöhter CO_2 -Konzentration. Im Verlauf dieses Lineaments konnten Orte mit erhöhter CO_2 -Konzentrationen in der Bodenluft auf 20m vorausgesagt werden. Anlehnend an die in (siehe Kap. 2.1) beschriebenen Untersuchungen von Störungen wurde auch dort davon ausgegangen, dass hier eine tektonische Bruchstruktur vorliegt und damit eine verbesserte Wegsamkeit in tiefere Schichten besteht.

10.5.1.2 Gebiet über vermutetem Salzvorkommen

(auffällig niedrige CO_2 -Konzentrationen im Boden):

In dem Gebiet, das bei der Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) keine erhöhten CO_2 -Konzentrationen aufwies, wurden zwei Punkte nach folgenden Kriterien ausgewählt.

1. Der Punkt zur Probenahme liegt direkt über der geplanten Vorstoßstrecke.
2. Der Messpunkt befindet sich mindestens 50 Meter vom nächsten Punkt, der eine um
3. zwei Standardabweichungen (bezieht sich auf das in der Literatur am häufigsten verwendete Kriterium zur Bewertung erhöhter CO_2 -Konzentrationen im Boden) höhere CO_2 -Konzentration als den entsprechenden Durchschnittswert aufweist.

Nach Auswahl der Punkte wurden dort nach in Kap. 6 beschriebenen Methode Messpunkte installiert und täglich deren CO_2 -Konzentration gemessen. Direkt nach der vierten Messung wurden Gasproben in Gassammelgefäßen der Firma GfG genommen. Dabei handelt es sich um röhrenförmige Edelstahl-Behälter, in die mit Hilfe einer Handpumpe Probegas gefüllt werden kann. Die Gefäße wurden jeweils mit Probegas bis zu einem Druck von ca. 11 bar gefüllt, was einem Gasvolumen von etwa 1,5 l unter normalen Druckbedingungen entspricht. Die Probenbehälter wurden vor ihrer Befüllung mit Probegas auf ihre Dichtigkeit überprüft. Dies geschah indem sie im Vorlauf mit ca. 11bar Druck befüllt wurden. Nach zwei Wochen Lagerung bei Zimmertemperatur wurde der Druck erneut gemessen. Hatte dieser sich gegenüber dem 1. Wert nicht verändert, so wurde diese Gasmaus für die Probennahme verwendet.

Nach der Probenahme wurden die Behälter an die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover gesandt und dort ihr Gasinhalt freundlicherweise von Herrn Dr. Teschner mit Hilfe eines Massenspektrometers analysiert.

10.5.2 Muschelkalk

Ziel dieser Probenahme war zum einen, die $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Werte im oberen Muschelkalk mit denen zuvor im Keuper festgestellten Ergebnissen zu vergleichen. Zum anderen sollten die Untersuchungen an Standorten mit möglichst gleiche Rahmenbedingungen stattfinden, die sich nur dadurch unterscheiden, dass der eine über bekannten und intakten Salzvorkommen liegt und sich der andere Standort über einer salzfreien Zone mit bekannten CO_2 -Austritten befindet. Dazu wurden Punkte in den CO_2 - O_2 -Profilen ausgewählt (siehe Kap. 9.2.1), die in der Summe CO_2 - O_2 einen Wert von über 21 Vol% der Bodenluft und einen möglichst hohen CO_2 -Wert aufwiesen. Die ausgewählten Gebiete befinden sich in der Stunzach- bzw. in der Eyach-Aue. Beide Gewässer haben in den Untersuchungsgebieten ein ähnliches Gefälle und die Auenböden sind zumeist mit Gras bewachsen.

Das an der Eyach ausgewählte Versuchsgelände befindet sich etwa 200 m nordwestlich des Saigerschachtes am Südrand des Betriebsgeländes des Steinbruches Schneider. Geologisch betrachtet liegt das Gebiet im mittleren Trochitenkalk etwa 70 Meter über dem ausgelaugten Salzhorizont. Das dortige Fehlen von Salz ist im Bergwerk seit Erstellung des Saigerschachtes bekannt. In seiner Umgebung sind seit seiner Erstellung große Mengen CO_2 ausgetreten (siehe Tab. 4.2).

Das Untersuchungsgebiet in der Stunzach-Aue liegt direkt östlich unterhalb des Gutes Hospach. Dort ist durch die Erkundungsstrecken Wetter 47 W und Wetter 68 W ein etwa 10 –12 Meter mächtiges ungestörtes Salzvorkommen bekannt (SIERIG, 1998). Geologisch betrachtet befindet sich der Ort ca. 110 Meter über dem Salzhorizont auf Höhe der Nodosus-Schichten (vergl. Abb. 3.2). Die dortigen Vorkommen von CO_2 - O_2 -Summenwerten über 21 Vol% in der Bodenluft (s. Kap. 9.2.1.8), warfen die Vermutung auf, dass trotz des an dieser Stelle intakten Salzvorkommens eine unterirdische CO_2 -Quelle vorhanden sein konnte.

Die Probenahme erfolgte in der Eyach-, wie auch in der Stunzachaue in zwei Schritten. Zuerst wurden die Punkte der dort geschlagenen CO_2 - O_2 -Profile mit den höchsten Summenwerten für Kohlendioxid und Sauerstoff ausgewählt und erneut Messpunkte nach ERNST (1968) angelegt. Nach 10minütiger Wartezeit wurden die Proben wie unten beschrieben entnommen.

Zusätzlich wurden von biologischen Prozessen im Boden etwas weniger stark beeinflusste Gasproben in etwa 1,5 Metern Tiefe gewonnen, um diese mit den CO_2 -Konzentrationen und $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnissen in geringerer Tiefe vergleichen zu können. Zu diesem Zweck wurden die geschlagenen Bohrlöcher mit Hilfe einer Rammkernsonde (Durchmesser 40mm) auf ca. 1,80 Meter vertieft. Die oberen 1,5 Meter wurden mit einem Packer verschlossen (siehe Abb.

6.1) und nach kurzem Ansaugen sofort die Zusammensetzung der Bodenluft gemessen und gleichzeitig Proben genommen.

Abweichend von den Messungen im Keuper wurden als Behälter für die Gasproben beidseitig verschließbare Glaskolben verwendet. Diese wurden während der Messung vom im Boden angesaugten Gas durchströmt und bei Erreichen des Minimal-Wertes (siehe Kap. 6.1) der O_2 -Konzentration verschlossen. Die Bestimmung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wurde ebenfalls von der BGR in Hannover durchgeführt.

10.5.3 Ergebnisse im Keuper

Entnahme	CO ₂ -Konzentration (Vol%) bei Entn.-Datum				$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	Abweichung (‰)
	13.6.01	14.6.01	15.6.01	18.6.01(Proben.)		
Punkt 1	-	0,3	0,4	0,7	-24,7	0
Punkt 2	6,0	7,9	6,7	7,9	-24,5	0,9
Punkt 3	-	0,8	0,8	1,5	-23,7	1,4
Punkt 4	1,6	1,3	1,0	1,8	-22,6	2,5
Punkt 5	-	1,7	1,9	2,1	-23,6	1,6
Punkt 6	1,2	1,4	1,2	1,2	-23,2	1,8
Punkt 7	2,9	3,9	4,0	4,5	-24,0	1,4
Punkt 8	1,7	1,6	1,0	3,9	-22,9	2,4
Punkt 10	6,3	9,6	7,7	8,6	-25,5	0

Tab. 10.2.: Ergebnis der Isotopen-Untersuchungen im Keuper

Die Punkte 4 und 8 wiesen die höchste Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf (siehe Tab. 10.2). Punkt 8 befindet sich direkt am Rand der Südöstlichen Vertaubungszone und unter Tage sind in der näheren Umgebung drei Austrittsstellen von CO_2 bekannt. Dort könnte nach dem Modell (siehe Kap. 4.1 und 4.4.3) ein Gas aus der Tiefe zuströmen. Das gleiche trifft auf Punkt 4 zu, denn dieser befindet sich im Bereich einer Störung (siehe Anlage 2 im Anhang), die für Tiefengase eine bevorzugte Wegsamkeit bildet (ERNST, 1968).

Die Abweichung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der beiden Punkte entsprechen einem CO_2 -Zustrom aus der Tiefe, der das CO_2 im Boden um max. 15% anreichert (siehe Abb. 10.2). In den Punkten 5 bis 7 war eine schwach erhöhte Anreicherung von ^{13}C nachzuweisen, was ebenfalls mit einem leichten Zustrom aus dem Untergrund erklärt werden könnte, da sich diese direkt über einer unter Tage bekannten Vertaubung befinden. Im Gebiet von Punkt 7 wurde diese

Annahme von den Ergebnissen in Kap. 9.2.3.2 (Profile 12 und 13) unterstützt. Allerdings wurden dort und auch bei den Punkten 5 und 6 unter Tage keine Kohlendioxid-Vorkommen festgestellt.

Punkt 1 weist keinen und Punkt 3 einen leicht erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert auf. Im Hinblick auf die Punkte 5 bis 7 könnte dort ebenfalls ein leichter Zustrom aus dem Untergrund erfolgen. Dies konnte anhand von den Ergebnissen in Kap. 9.2.3.2 (Profile 10 und 11) nicht bestätigt werden. Allerdings sind bei all diesen Punkten die Abweichungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte so gering, dass eine eindeutige Aussage über die Ursache dafür nicht möglich ist. Bei Punkt 10 zeigte während dieser Untersuchungen die höchsten CO_2 -Konzentrationen. Dabei wurde gleichzeitig der niedrigste $\delta^{13}\text{C}$ -Wert festgestellt. Dort scheint dauerhaft eine erhöhte biologische Anreicherung von Kohlendioxid stattzufinden.

10.5.4 Ergebnisse im Muschelkalk

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Eyach- und im Stunzachtal unterscheiden sich recht deutlich. Bemerkenswert ist, dass die ^{13}C -Gehalte nicht im Zusammenhang mit der Entnahmetiefe zu stehen scheinen. In der Talaue der Stunzach wurden ähnliche Isotopenverhältnisse, wie im Keuper festgestellt. In dem sich über einer intakten Salzschiebt befindenden Probennahme-Gebiet wurde das Kohlendioxid der Bodenluft mit höchstens 10% durch einen CO_2 -Zustrom von unten angereichert.

In der Eyachau sind die ^{13}C -Gehalte des Kohlendioxids deutlich erhöht (siehe Tab. 10.3).

Die Punkte, die sich dort über fehlendem Salz befinden, sind mit mindestens 25% höchstens jedoch mit 50% angereichert (siehe Abb. 10.2).

		O ₂ -Konz. (%)	CO ₂ -Konz. (%)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Abweichung (‰)
Datum	23.08.02				
Punkt 11	Entnahmetiefe 1,5 m	18,3	2,0	-23,6	1,3
Punkt 12a	Entnahmetiefe 0,8 m	19,6	1,7	-23,8	0,9
Punkt 12	Entnahmetiefe 1,5 m	18,5	1,6	-24,2	1,6
Datum	30.07.02				
Punkt 13	Entnahmetiefe 1,8 m	18,5	1,5	-17,6	7,5
Punkt 14	Entnahmetiefe 1,8 m	17,7	1,6	-18,7	6,4
Punkt 15a	Entnahmetiefe 0,8 m	20,6	0,5	-17,9	6,3
Punkt 15	Entnahmetiefe 1,8 m	20,2	0,8	-19,2	5,5

Tab. 10.3: Ergebnis der Isotopen-Untersuchungen im Muschelkalk

10.6 Diskussion der Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in ihrer Qualität zweigeteilt. Im Keuper werden erst nach einer Korrektur Tendenzen für eventuelle Hinweise auf einen CO₂-Zustrom aus dem Untergrund deutlich. Bei den Standorten im Muschelkalk war eine Unterscheidung der Isotopenverhältnisse über Salz und über fehlendem Salz auf den ersten Blick möglich.

Zu diskutieren bleibt, ob die hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Punkte 13 bis 15 nicht auf Zustrom von CO₂ aus dem Untergrund zurückzuführen sind, sondern ein erheblicher Teil des gemessenen Kohlendioxids aus dem Bodenwasser stammt. Im Grundwasser gelöstes CO₂ stammt zum einen direkt aus der Bodenluft und zum anderen – wenn vorhanden - aus in der Bodenlösung dissoziiertem Karbonat. $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Dissolved Inorganic Carbon (DIC) im Grundwasser bewegen sich nach CLARK & FRITZ (1997) je nach CO₂-Konzentration der Bodenluft und pH-Wert des Bodenwassers zwischen -24‰ und -12‰ (siehe auch Abb. 10.1). Eine erhebliche Anreicherung der Bodenluft durch CO₂ des Grundwasser-DIC könnte dem Grunde nach genauso zu einer Erhöhung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wert –Wertes führen.

Die CO₂-Konzentration und damit auch die Karbonatlöslichkeit des Bodenwassers hängt vom CO₂-Gehalt der Luft ab. Je größer die CO₂-Konzentration in der Bodenluft ist, desto höher ist sie im Bodenwasser, was wiederum pH-Wert senkend wirkt und die Karbonatlösung begünstigt (ATKINSON, 1977, CLARK&FRITZ, 1997). Daraus folgt, dass bei hoher CO₂-Konzentration der Bodenluft in einem Karbonathaltigen Boden auch die Konzentration von

DIC im Bodenwasser sehr hoch ist. Da Bodenlösung und Bodenluft in ständigem Austausch miteinander stehen, ist zu erwarten, dass CO_2 -Moleküle des Bodenwassers wieder zurück in die Bodenluft migrieren und somit dort den ^{13}C -Gehalt ebenfalls beeinflussen können.

Die Faktoren, die beim Austausch der CO_2 -Moleküle eine Rolle spielen könnten sind außer der CO_2 -Konzentration die Temperatur, die Anteile der Bodenluft und des Bodenwassers, der pH-Wert, die Porosität, der k_f -Wert und die Diffusionskoeffizienten von CO_2 in Wasser und in der Luft. Der Diffusionskoeffizient von CO_2 ist in der Luft vier Größenordnungen höher als in Bodenwasser (SCHACK-KIRCHNER et al., 1998). In der wassergesättigten Bodenzone ist mehr Gas gelöst, als in der ungesättigten Bodenzone. Dies gilt vor allem für CO_2 (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992). Diese Faktoren zu ermitteln hätte den Rahmen dieser Arbeit jedoch gesprengt.

Deshalb wurde als Vergleichsstandort die Bachaue der Stunzach ausgewählt, die nicht nur über Salz sondern ebenfalls im Muschelkalk liegt. Die Bodenart ist dort sehr sandiger Lehm und damit etwas feinkörniger als am Eyach-Standort. Sonst sind die Verhältnisse an den Standorten Eyach und Stunzach sehr ähnlich. Am Stunzach-Standort (Punkte 11-12) wurden keine erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte vorgefunden, obwohl bis in die gesättigte Bodenzone gebohrt wurde. Wird die gesättigte Bodenzone aufgedigelt, finden oft Entgasungen statt, da der Druck auf Gas und Grundwasser plötzlich verkleinert wird (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992). Bei einem solchen Vorgang wäre zu erwarten, dass sich die Anreicherung durch DIC in der Bodenluft durch eine Erhöhung des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes bemerkbar macht. Dass dies nicht passiert, ist ein Hinweis darauf, dass der Einfluss des Grundwasser-DIC eine untergeordnete Rolle spielt. Weiterhin ist der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert am Punkt 15 in 0,8 m Tiefe höher als in 1,8 m. Die Verweilzeit der Bodenluft nimmt mit der Tiefe zu (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1992), wodurch ein längerer Austausch der Bodenluft mit dem Grundwasser und damit eine Zunahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes zu erwarten wäre. Das Gegenteil ist dort der Fall, was als weiterer Hinweis auf die untergeordnete Rolle des DIC im Grundwasser gewertet wird.

11. Zusammenfassung

11.1. Allgemeine Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit wurde untersucht, ob die Prospektion einer Steinsalzschiefer anhand von geogenen CO₂-Vorkommen an der Erdoberfläche möglich ist. Zu diesem Zweck wurde anhand pneumatischer, lithologischer und hydrologischer Daten ein Modell für das Untersuchungsgebiet entwickelt. Dieses wurde mit einer GIS-Modellierung der Verteilung der CO₂-Konzentrationen der Bodenluft des Untersuchungsgebietes und mit Untersuchungen des Isotopes ¹³C des Bodenluft-CO₂ verglichen.

Um den Einsatz der teuren Isotopen-Untersuchungen zu minimieren, wurde an den meisten Standorten gleichzeitig die O₂- und die CO₂-Konzentration in der Bodenluft bestimmt. In dieser Untersuchung konnte gezeigt werden, dass anhand der Summenkonzentration dieser beiden Bodengaskomponenten ein geogener Ursprung eines erhöhten Bodenluft-CO₂-Wertes mit großer Wahrscheinlichkeit zu erkennen oder auszuschließen ist. Die gemessenen O₂-CO₂-Summenkonzentrationen ließen im Untersuchungsgebiet nur sehr schwache Zuströme von geogenem CO₂ erkennen.

11.2. Ergebnisse in den Untersuchungsgebieten

11.2.1. Untersuchungen auf Keuper-Standorten

Bei der GIS-Auswertung der großflächigen CO₂-Konzentrations-Kartierung von ZOPPERITSCH (2001) konnten zwei schwäbisch streichende Lineamente erkannt werden. Diese wiesen eine um ca. 50 - 90 % erhöhte CO₂-Konzentrationen auf. Eines der beiden Lineamente konnte mit einem bekannten Verlauf der Grenze des Steinsalzlagers verglichen werden. Das Lineament erschien auffälligerweise nur dort, wo sich kein Salz im Untergrund befindet. Im Bereich dieses Lineaments zeigten sich bei späteren Bodenluft-Messungen in Form von Profilen mit verkürztem Messpunktabstand CO₂-Konzentrationen, die stärker erhöht waren, als die Werte bei der Kartierung. Allerdings konnten im Bereich des Lineaments Untersuchungen der stabilen C-Isotope zufolge nur eine Anreicherung des CO₂ der Bodenluft durch geogenes CO₂ von maximal 15 % angenommen werden. Dies stimmt mit dem qualitativem Ergebnis der O₂-CO₂-Übermessungen an gleicher Stelle überein.

Sehr hohe CO₂-Konzentrationen in der Bodenluft, die über der intakten Salzschiefer festgestellt worden sind, konnten im Rahmen von Untersuchungen des O₂-Gehaltes der Bodenluft und der Bestimmung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte entweder nicht reproduziert oder nicht als eine CO₂-Anreicherung durch Zustrom aus der Tiefe erkannt werden.

11.1.2. Untersuchungen auf Muschelkalk-Standorten

Aufgrund der Erkenntnis aus der Modellvorstellung des Gasaufstieges, dass dieser von der Mächtigkeit der Überdeckung der Salzschieht abhängt, wurden Bodengasuntersuchungen im Oberen Muschelkalk getätigt. Zu diesem Zweck wurde jeweils ein Standort über intakter Salzschieht und ein Standort über nicht vorhandenem Zwickelsalz gewählt. Die Standorte weisen sehr ähnliche Bedingungen im Bezug auf morphologische und stratigrafische Lage, Bodenbeschaffenheit und Vegetation auf.

Anhand des Verhältnisses O_2 - und CO_2 -Konzentrationen konnte nachgewiesen werden, dass ein Einfluss der Salzschieht als Barriere für das aufsteigende geogene CO_2 wahrscheinlich ist. Darüber hinaus stellte sich heraus, dass das Verhältnis von ^{13}C zu ^{12}C des CO_2 -C der Bodenluft am Standort über einer intakten Salzschieht typisch biogen ist. Am Standort, wo das Salz im Untergrund fehlte, konnte ein Mischwert aus biogener und geogener Signatur der stabilen Kohlenstoff-Isotope festgestellt werden. Beide Befunde unterstützen die Vermutung, dass das Zwickelsalz als Barriere für den Aufstieg von geogenem CO_2 wirken kann.

11. 3. Diskussion und Ausblick

Im Zuge der in den vorangegangenen Kapiteln beschriebenen Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass die Salzschieht als Barriere für einen advektivem CO_2 -Aufstieg aus dem unteren Muschelkalk wirken kann. Allerdings ist ein advektiver CO_2 -Aufstieg aufgrund der im Untersuchungsgebiet herrschenden pneumatischen und hydrostatischen Druckverhältnisse nur dann möglich, wenn die Überdeckung des Mittleren Muschelkalkes maximal bis zu den Nodosus-Schichten reicht. In Gebieten, in denen die Überdeckung jedoch über die Nodosus-Schichten hinausgeht, ist das Auftreten von geogenem CO_2 unwahrscheinlich. Alle prospektorisch interessanten Gebiete im Bereich des Salzbergwerkes weisen eine Überdeckung auf, die vom Unterkeuper bis in den Lias reicht. Somit ist in diesen Gebieten trotz fehlendem Salz im Mittleren Muschelkalk nicht von einer CO_2 -Zufuhr aus dem Untergrund auszugehen. Sollte dort dennoch geogenes Kohlendioxid nachgewiesen werden, würde das bedeuten, dass von diesem Ort ein großes Gefahrenpotential für den Betrieb unter Tage ausgeht. Es wäre an einer solchen Stelle dann entweder mit einem Grundwassereinbruch oder extrem hohen Gasdrücken zu rechnen. Bodengasmessungen könnten demnach dazu beitragen, mögliche Gefahrenquellen über Tage zu erkennen, bevor diese unter Tage bergmännisch angefahren werden.

12 Literaturverzeichnis

ATKINSON, T.C. (1977): Carbon Dioxide in the Atmosphere of the unsaturated zone: An important control of groundwater hardness in limestones; *Journal of Hydrology*, 35 S. 111-123, Amsterdam

BALL, B.C., SCOTT, A. & PARKER, JP. (1999): Field N₂O, CO₂ and CH₄ fluxes in relation to tillage, compaction and soil quality in Scotland *Soil & Tillage Research* 53 (1), S. 29-39

BLASER, P. (1987): Vorkommen von Methan und Helium in CO₂-Gasen des Kohlensäure-Gebietes Eyach-Imnau (MTBL 7518 und 7519) - Ein Beitrag zur gasgeochemischen Feld- und Labormethodik. Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.) 93 S.

BRIDGE, B.J. & RIXON, A.J., 1976: Oxygen Uptake and Respiratory Quotient of Field Soil Cores in Relation to their Air-Filled Pore-Space. *Journal of Soil Science* 27, S. 279-286

BRIEGEL, J. (1988): Erkennung von Subrosionserscheinungen im Fulda-Kalirevier mit Hilfe der Bodengasmethode nach ERNST (1968). Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.) 81 S.

BROWN, A. (2000): Evaluation of possible gas microseepage mechanisms. *AAPG Bull.* 84, S. 1775-1789

CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der südwestdeutschen Großscholle. *Beih. Geol. Jb.* 16, Hannover, 272 S.

CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lehrbuch, Großbritannien (CRC-Press LLC), 328 S.

CRAIG, H. (1957): Isotopic Standards for Carbon and oxygen and correcting factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide – *Geochim. Acta*, 12, S. 133 -149

DEMEL, W. & SCHULZ, G. (1976): *Das Salzbergwerk Stetten bei Haigerloch 1854-1974*. München (Selbstverlag Wacker-Chemie), 66 S.

DIETZEL, M., SCHWECKE, H., HIRSCHFELD, A., RÖHRIG, M. & BÖTTCHER, M.E. (1997): Geochemische und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -isotopenchemische Untersuchung zur Herkunft der Kohlensäure in mineralhaltigen Wässern Nordhessens (Deutschland) – ACTA hydrochim. hydrobiol. 25(4): 191-201

DOMENICO, P. A. & SCHWARTZ, F.W. (1990): Physical and Chemical Hydrogeology. John Wiley & Sons, 824 S.

ENGELHARDT W. V. (1960): Der Porenraum der Sedimente. Springer-Verlag, Berlin

ERNST, W. (1968): Verteilung und Herkunft von Bodengasen in einigen Süddeutschen Störungszonen; Erdöl und Kohle, 21, S. 605-610 u. 692-697.

ERNST, W. (1970): Erdbebenvorhersage – Zusammenhang zwischen Gaskonzentration und Erdbeben; München (Goldmann), 78 S.

ERNST, W. (1971): Tektonische Untersuchungen mit der Gasmethodik im westlichen Bodenseegebiet und im Tessin bei Lugano. –Bulletin Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und.-Ing., 39,92, S. 37-50

ERNST, W. (2002): Grundlagen und Anwendung der Bodengasmethodik; Dokumentation, Tübingen-Kilchberg, S. 73 S. (beim Autor persönlich in Tübingen-Kilchberg erhältlich)

ETIOPE, G. & MARTINELLI, G. (2001): Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview – Phys. of the earth and planet. int., 129 (2002), 185-204

FANG, C., MONCRIEFF & J. B. (2001): The dependence of CO_2 -efflux on Temperature - – Soil Biology & Biochemistry 33 (2), S. 155-165

FLÜHLER J. (1973): Sauerstoffdiffusion im Boden. Mitteilungen der Eidgenössischen Anstalt f. d. Forstl. Versuchswesen. Bd. 49, 2, 250 S.

FOLTAS, F. (1980): Bodengasmessungen im Gebiet des Untertagegasspeichers Eschenfelden und dessen Umgebung; Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.) 78 S.

FRIEG, B. (1982): Untersuchungen am Steinsalzlager des Mittleren Muschelkalkes in Stetten bei Haigerloch und zu dessen Genese. Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Heidelberg (unveröff.), 60 S.

GAERTIG, T.; PULS, C., SCHACK-KIRCHNER, H. & HILDEBRAND, E. (2000): Die Beurteilung der Bodenstruktur von Waldböden: Feldbodenkundliche Merkmale und ihre Relevanz für die aktuelle Bodenbelüftung auf Lösslehm-Standorten; Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, 171. Jahrgang, Heft 12/2000

GAERTIG, T., SCHACK-KIRCHNER, H., HILDEBRAND, E.E. & VON WILPERT, K. (2002): The impact of soil aeration on oak decline in southwestern Germany Forest Ecology and Management 159 (1-2): 15-25

GAERTIG, T., VON WILPERT, K. & SCHACK-KIRCHNER, H. (1999): Bodenbelüftung als Steuergröße des Feinwurzelwachstums in Eichenbeständen – Allg. Forst- und Jagdzeitung 170. (5-6), 81-87

GEYER, O. F., GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Auflage;; Stuttgart: E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 482 S.

GIAMMANCO, S., GURRIERI, S. & VALENZA, M. (1998): Anomalous soil CO₂ degassing in relation to faults and eruptive fissures on Mount Etna (Sicily, Italy). Bull. Vulcanology 60: S. 252-259

GIAMMANCO, S., GURRIERI, S. & VALENZA, M. (1997): Soil CO₂ degassing along tectonic structures of Mount Etna (Sicily). Applied Geochemistry 12(4), S. 429-436

GOTH, M. (1983): Geochemische Untersuchungen an Bodengasen über ausgewählten Kohlenwasserstoff-Vorkommen Deutschlands. Diss. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen, 167 S.

HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie. 4. Auflage; Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 415 S.

ILLIES, H. (1982): Der Hohenzollerngraben und Intraplatten-Seismizität infolge Vergitterung lamellärer Scherung mit einer Riftstruktur. Oberrh. geol. Abh. 31, Karlsruhe, S. 47-78

JARITZ, R. (1999): Quantifizierung der heterogenität einer Sandsteinmatrix (Mittlerer Keuper, Württemberg). Diss. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen, 106 S.

JENSCH, A. (1972): Die Entwicklung eines ALGOL-Programms für zweidimensionale Schweremodelle – mit Berechnungsbeispielen zu gravimetrischen Längsprofilen aus dem Hohenzollerngebiet. Dissertation Univ. Stuttgart, 157 S.

KLINKENBERG, L., J. (1941): The Permeability of porous media to liquids and gases. API Drilling Production Practice, S. 200 – 213

KLUSMANN, R.W. (1993): Soil Gas and Related Methods for Natural Resource Exploration. John Wiley, New York , 483 S.

KRONBERG, P. (1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas, Bestandsaufnahme und Interpretation. Geotekt, Forsch. 53, S. 7 - 41.

L'AIR LIQUIDE/DIVISION SCIENTIFIQUE (1976): Encyclopedie des gaz. Gas Encyclopedia. Elsevier Amsterdam, S. 1053 - 1060

LANGER, M. & KERN, H. (1979): Temperatur- und Belastungsabhängiges Deformationsverhalten von Salzgesteinen. Fifth International Symposium on Salt – Northern Ohio Geological Society, S. 285 – 296.

LEE, M.S., NAKANE, K., NAKATSUBO, T., MO, W.H. & KOIZUMI, H. (2002): Effects of rainfall events on soil CO₂ flux in a cool temperate deciduous broad-leaved forest. Ecological Research 17 (3), S. 401-409

LEIROS, M.C., TRASAR-CEPEDA, C., SEOANE, S. & GIL-SOTRES, F., 1999: Dependence of mineralization of organic matter on temperature and moisture – Soil Biology & Biochemistry 31 (3), S. 327-335

LEWICKI, J.L. & BRANTLEY S., L. (2000): CO₂-degassing along the San Andreas fault, Parkfield, California. Geoph. Res. Let., 27 (1), S. 5-8

MARRERO T.R. & MASON P.A. (1972): Gaseous Diffusion Coefficients. J. Phys. Chem. Ref. Data 1, S. 3 – 118

MIELNICK, P.C., DUGAS & W. A. (2000): Soil CO₂ flux in a tallgrass prairie – Soil Biology & Biochemistry 32 (2), S. 221-228

MIOTKE, F.D. (1972): Die Messung des CO₂-Gehaltes der Bodenluft mit dem Dräger-Gerät und die beschleunigte Kalklösung durch höhere Fließgeschwindigkeiten; Z. für Geomorphologie N. F., 16, Berlin-Stuttgart, S. 93-102

MÜLLER, C. (1997): Der Einfluss des Epikarstes auf die chemische Zusammensetzung von Karstwässern; Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.), 84 S.

OUYANG, Y. & ZHENG, C. (2000): Surficial Processes and CO₂-flux in Soil Ecosystem. Journal of Hydrology 234 (1-2), S. 54-70

PALMSTRÖM, A. (1997): Collection and use of geological data in rock engineering. ISRM News Journal, S. 21-25

RAAFAT, M. (1974): Untersuchungen über methodische und klimatische Einflüsse auf die Messergebnisse bei der Bodengasprospektion. Dissertation, Geowiss. Fak. Univ. Münster, 143 S.

RAICH, J.W. & TUFECIOGLU, A. (2000): Vegetation and soil respiration: Correlations and controls - Biogeochemistry, 48 (1): 71-90

RASMUSON, A., GIMMI, T. & FLÜHLER H. (1990): Modeling Reactive Gas Uptake, Transport and Transformation in Aggregated Soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 54, 1206 –1213.

ROCHETTE, P., FLANAGAN, L.B. & GREGORICH E.G. (1999): Separating soil respiration into plant and soil components using analyses of the natural abundance of carbon-13. Soil Science Society of America Journal 63 (5), S. 1207-1213

SANGANI, A. S. (1986): Creeping Flow around bubbles. In: N.P. Cheremisinoff (Ed.), Encyclopedia of Fluid Mechanics, Vol. 3. Gulf Publication Co., S. 89 – 110

SCHACK-KIRCHNER, H. (1998): Der Gashaushalt von Waldböden: Messung, Modellierung und ökologische Bedeutung; Freiburger bodenkundliche Abhandlungen, Heft 37, Freiburg, 163 S.

SCHACK-KIRCHNER, H. (1994): Struktur und Gashaushalt von Waldböden. Berichte Forschungszentr. Waldökosysteme. Reihe A, Bd. 112, 145 S.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde; Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 491 S.

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. 295 S, Blackwell Wissenschaftsverlag

SCHNEIDER, W. (2000): Grundwasserhydrologie. Unveröff. Script zur Vorlesung, Technische Universität Harburg, 30 S.

SCHÜLE, G. (2000): CO₂-Messungen in der ungesättigten Bodenzone und im Quellwasser im Einzugsgebiet der Fehlaquelle, Westliche Schwäbische Alb; Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.), 82. S

SIERIG, J. (1998): Subrosionserscheinungen im Salzbergwerk Stetten (Südwestdeutschland) Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.), 84 S.

SNOW, D. T. (1968): Rock Fracture Spacings, Openings and Porosities. J.Soil Mech., Found Div., Proc. Amer. Soc. Civil Engrs., V. 94, S. 195 – 201.

SOKOLOV (1933): Die Gasaufnahme als Prospektionsmethode der Erdöl- und Gaslagerstätten. Technilka, Februar Bull. NGRI 1

STRAYLE G., ROGOWSKI, E., SELG, M. & THUMM A. (1998): Geologische Untersuchung zur Langzeitsicherheit des Steinsalzbergwerks Stetten bei Haigerloch. Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Freiburg. 70 S. (erhältlich in der Bibliothek des Salzbergwerkes Stetten)
















WOOD, T. J. & GREENWOOD, D. J. (1971): Distribution of Carbon Dioxide and Oxygen in the Gasphase of Aëobic Soils. Journal of Soil Science, 22, 3, S. 281-288

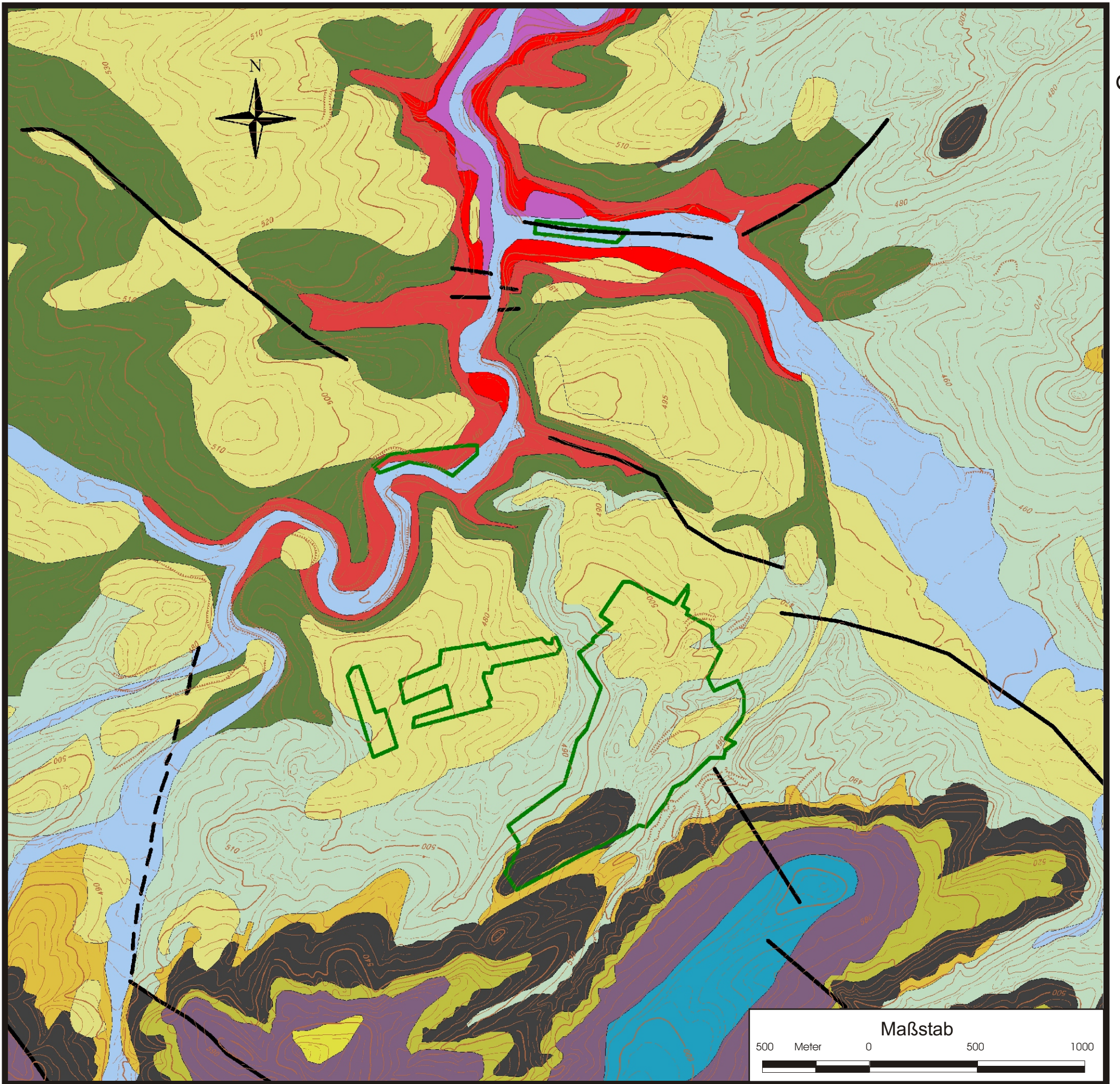
WRANIK, M. (1984): Nachweis von Störungen anhand der Bodengasmeßmethode nach ERNST (1968). Dipl.-Arb. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.), 82 S.

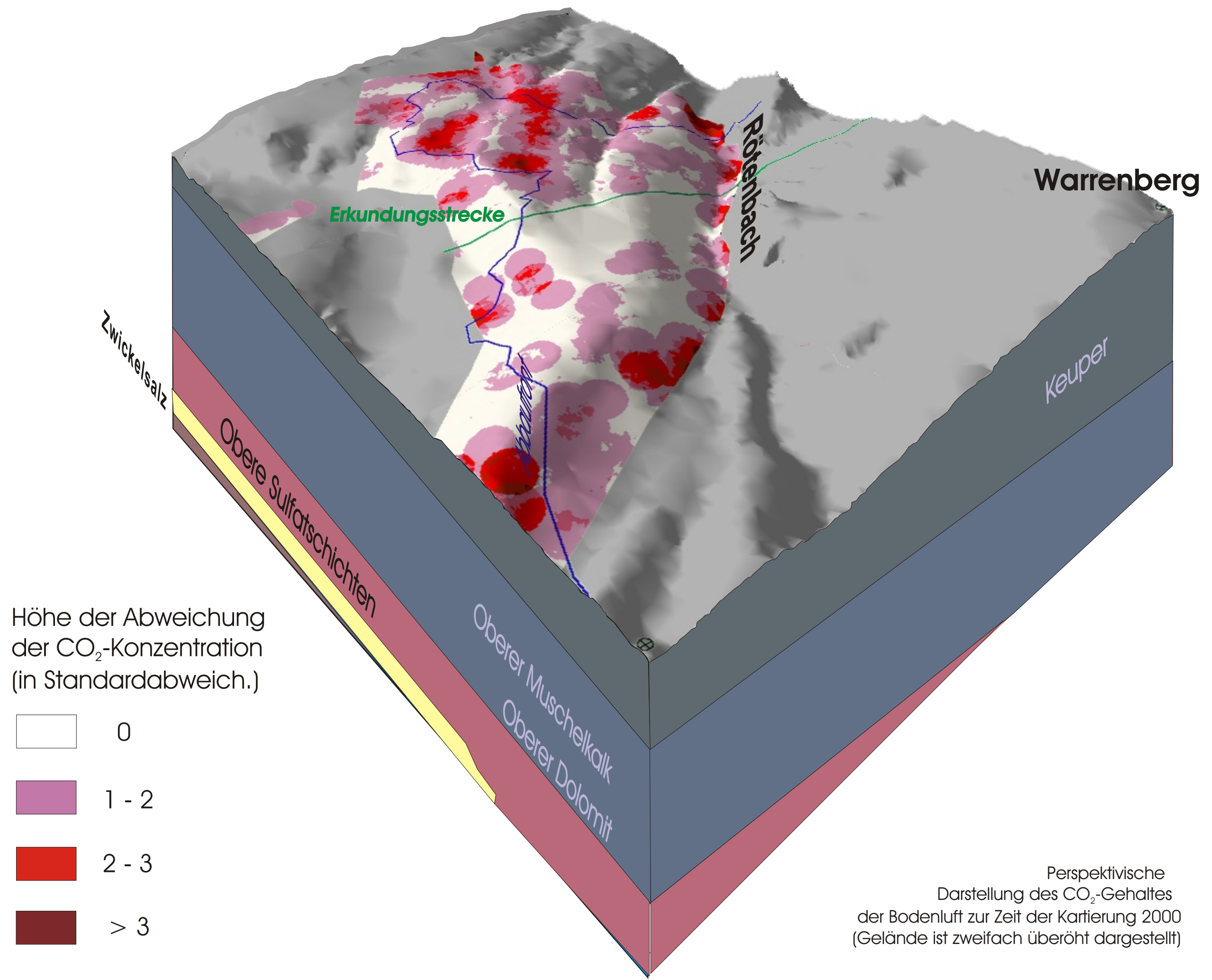
ZOPPERITSCH, M. (2001): Flächige CO₂-Bodengas-Kartierung im Bereich der Saline Stetten südlich von Haigerloch (Südwestdeutschland) Dipl.-Kart. Geol.-Pal. Inst. Univ. Tübingen (unveröff.), 55 S.

Anlage 1:
Geologische Karte der
Umgebung des Salzbergwerkes

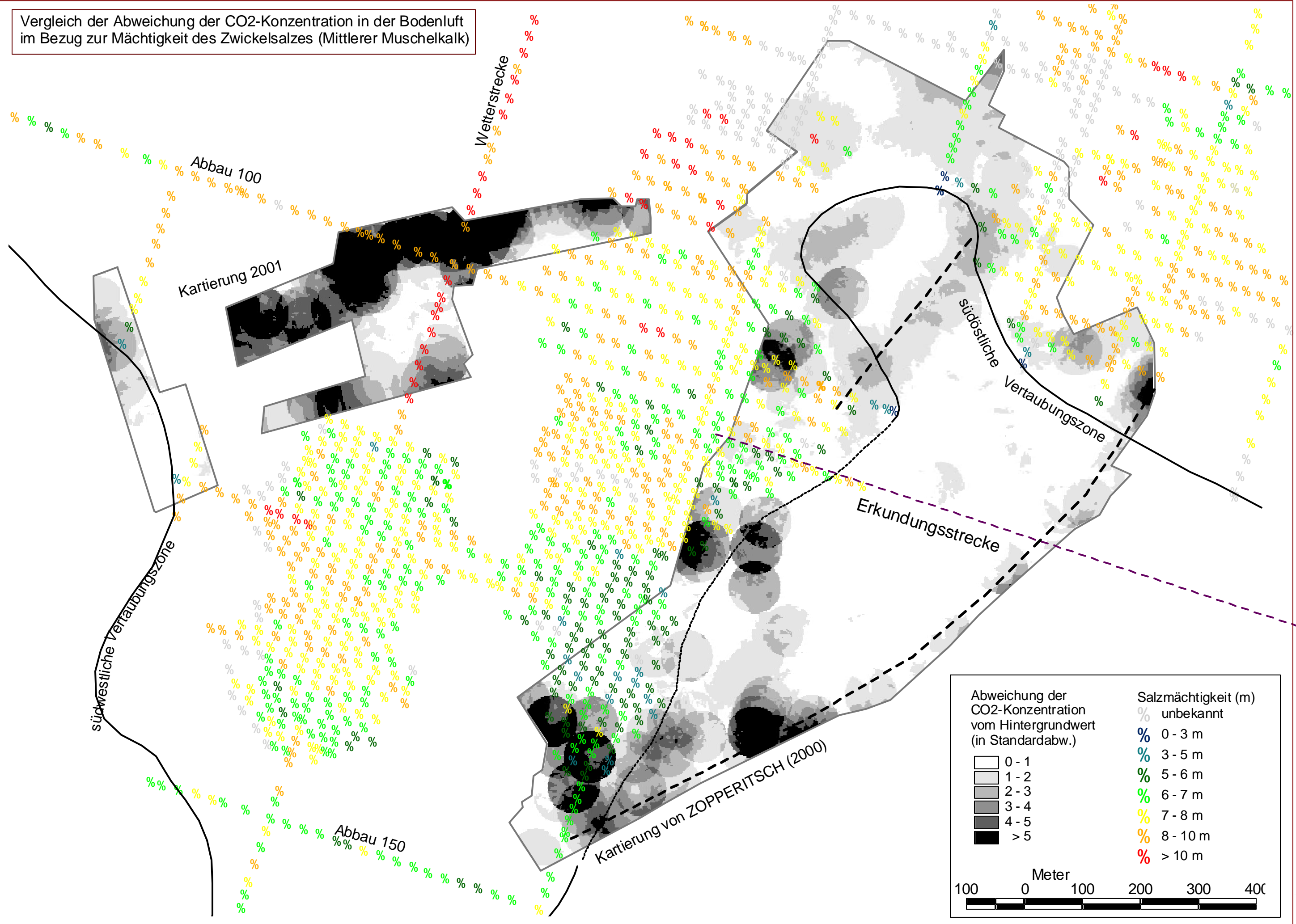
Legende

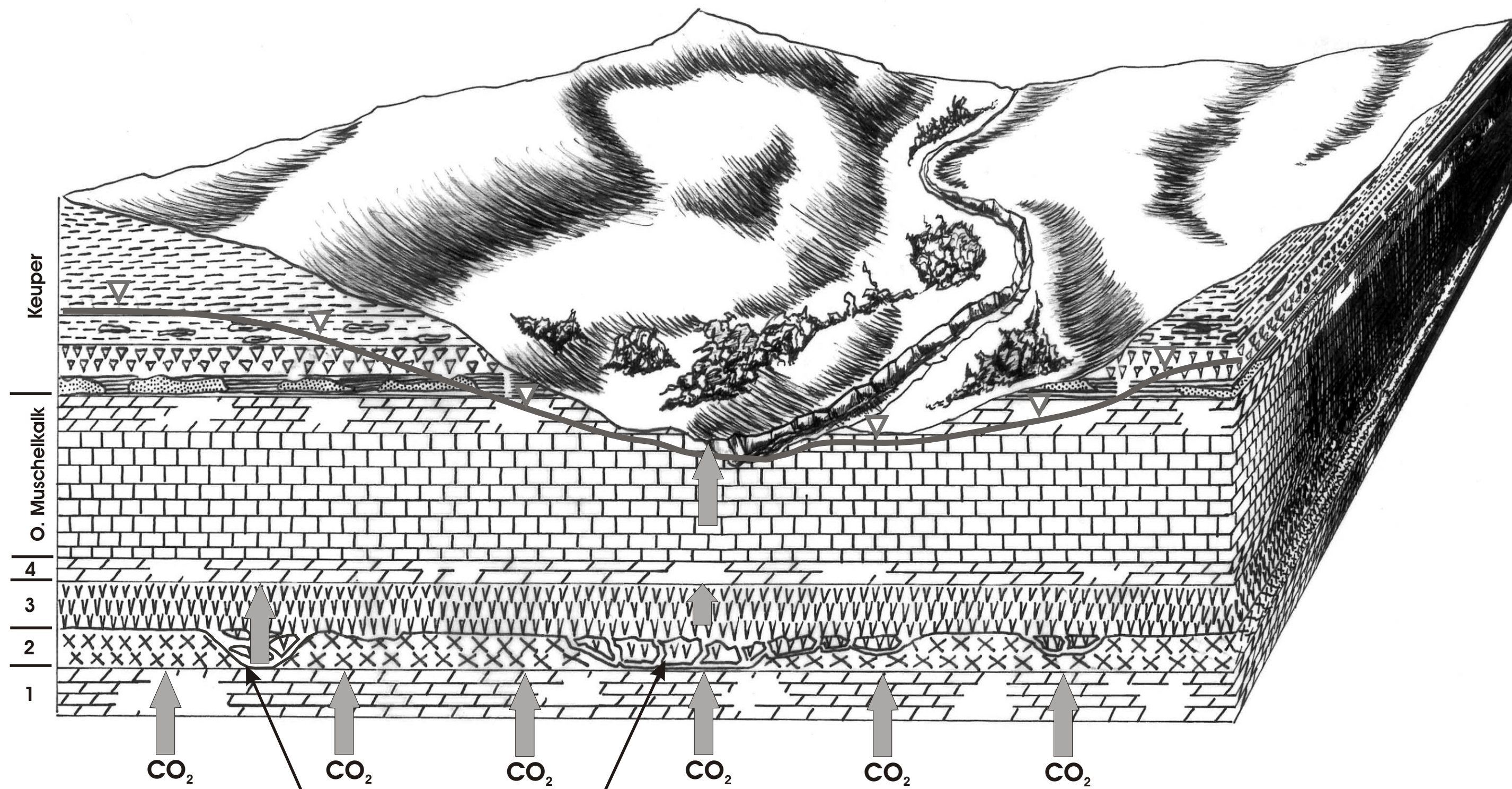
-  Störung
-  Untersuchungsgebiet
-  Auen-Sedimente
-  Löß
-  Lias alpha
-  Räh-Sandstein
-  Knollenmergel
-  Stubensandstein
-  Bunte Mergel
-  Schilfsandstein
-  Gipskeuper
-  Lettenkeuper
-  Nodosus-Schichten
-  Trochitenkalk
-  Mittlerer Muschelkalk





Vergleich der Abweichung der CO₂-Konzentration in der Bodenluft im Bezug zur Mächtigkeit des Zwickelsalzes (Mittlerer Muschelkalk)





- 4: Oberer Dolomit
- 3: Oberer Anhydrit
- 2: Zwickelsalz
- 1: Unterer Dolomit

Subrosionsbedingte Auslaugungsbereiche

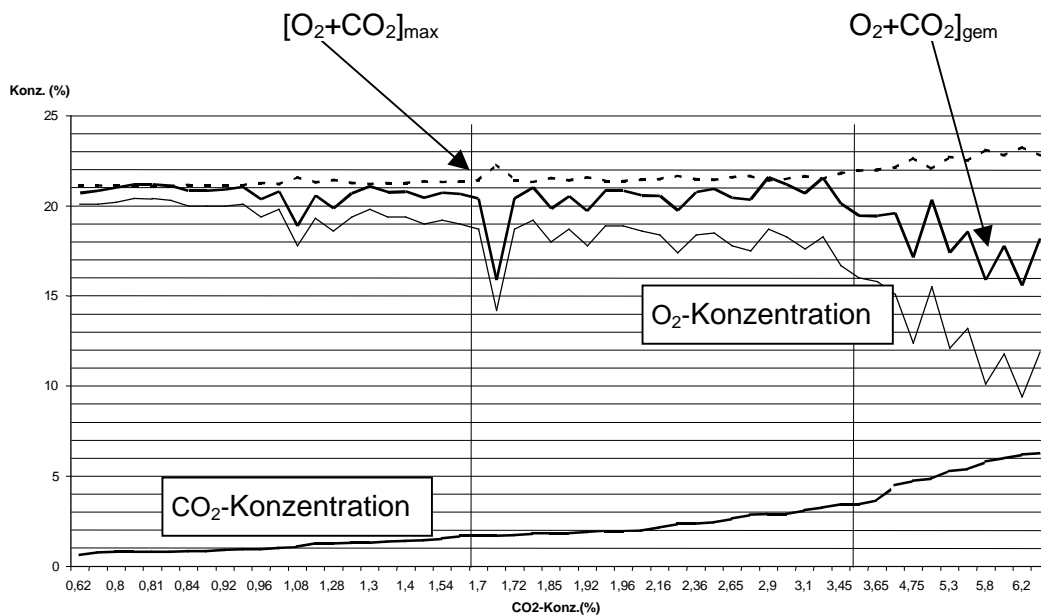
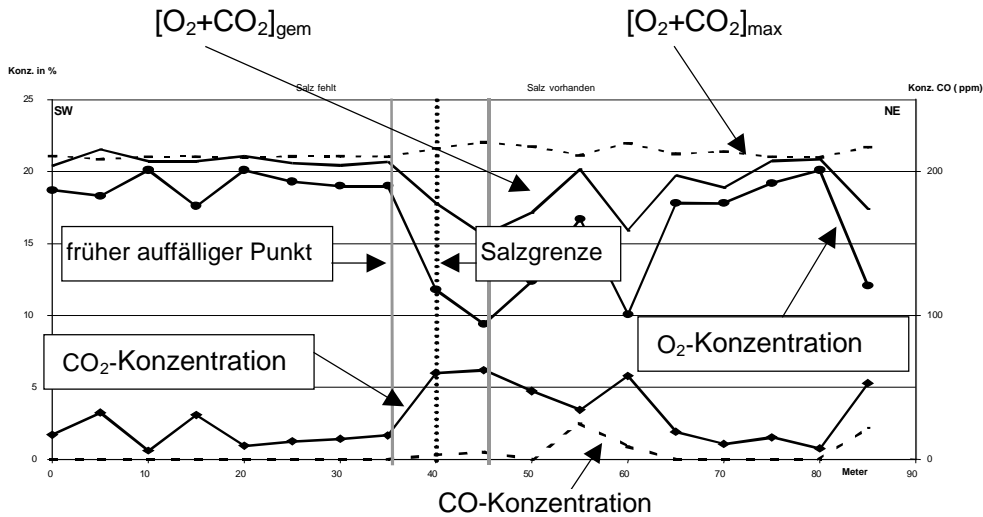
▽ Grundwasseroberfläche

Anlage 4: Modellvorstellung des Gasaufstieges in Abhängigkeit einer vorhandenen Salzschrift und eines Grundwasserleiters

Profile der O₂-CO₂-Messungen

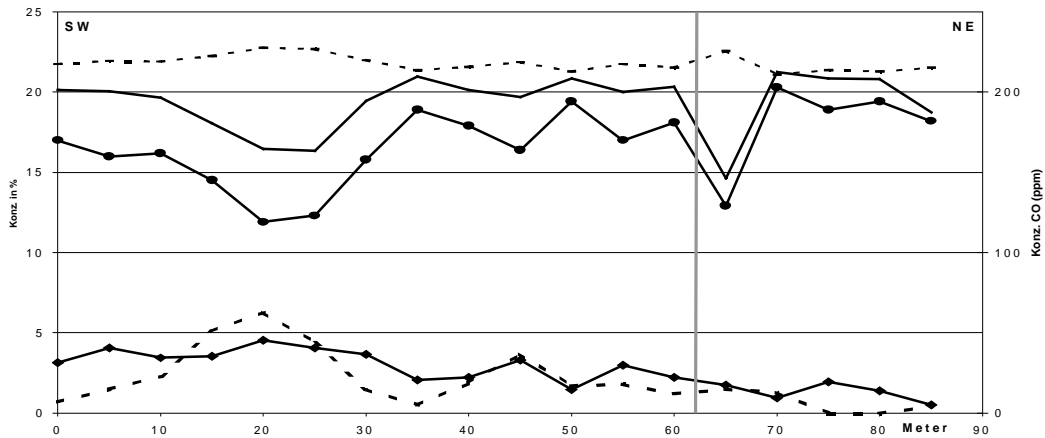
Die nachfolgenden Abbildungen zeigen die räumliche Entwicklung der O₂, CO₂ und CO-Konzentrationen der in Kap. 9.2.3 beschriebenen Untersuchungen.

Die beschrifteten Diagramme stellen Beispiele dar, anhand derer die einzelnen Merkmale der Ergebnisse bezeichnet werden.

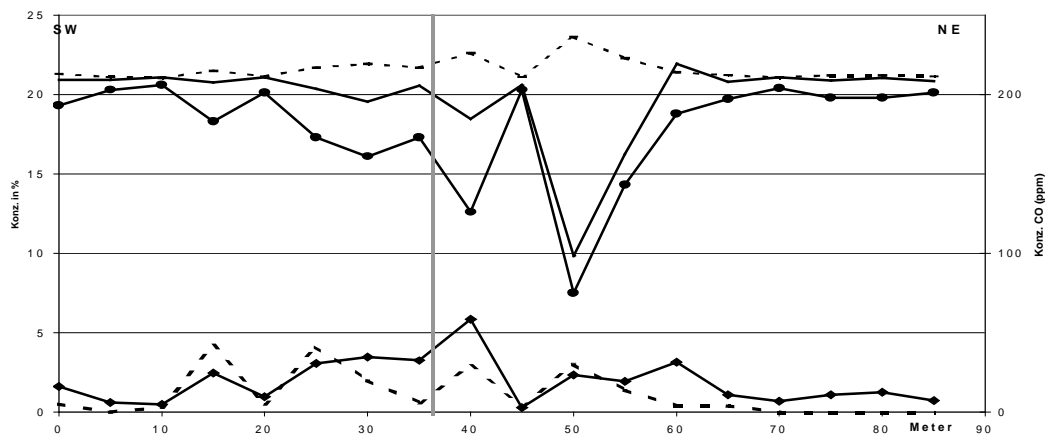


Anlage 5

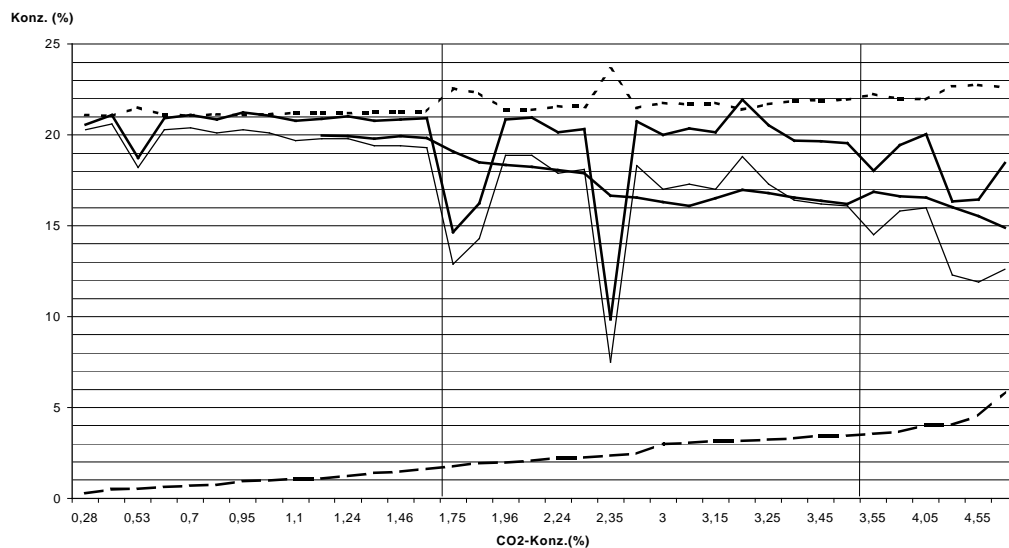
Profil 1



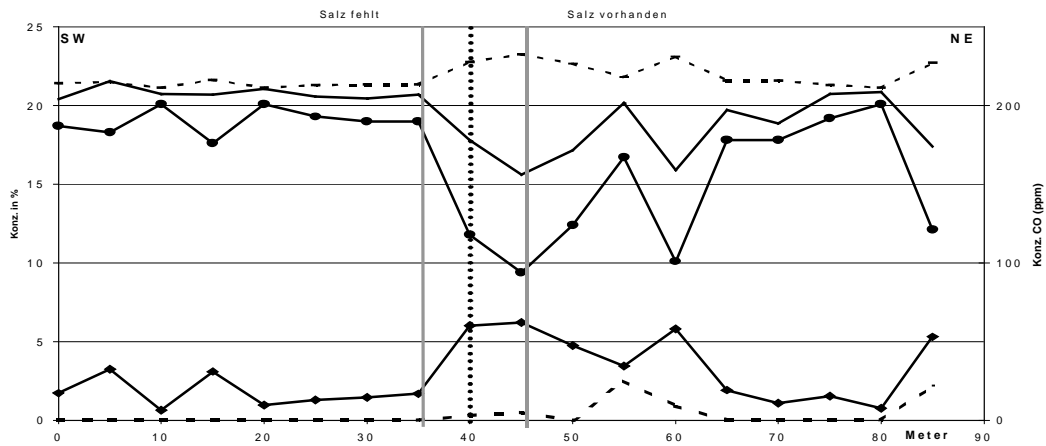
Profil 2



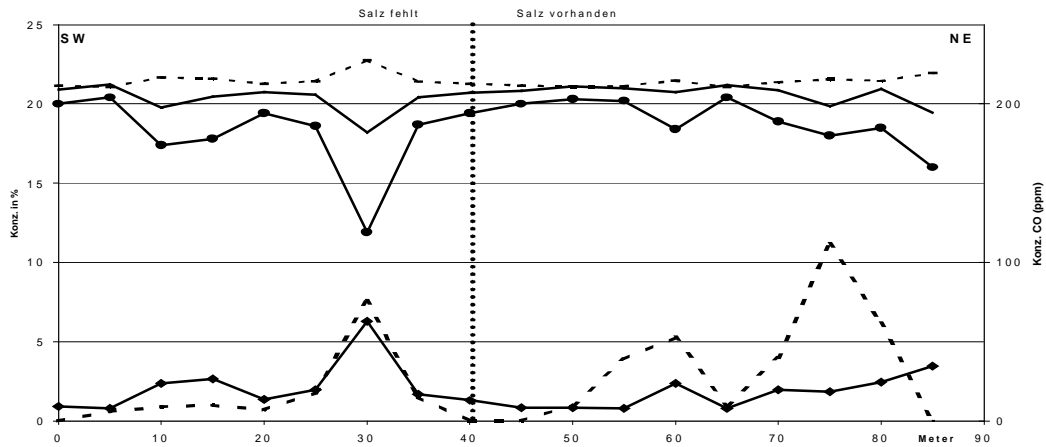
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil1 und 2



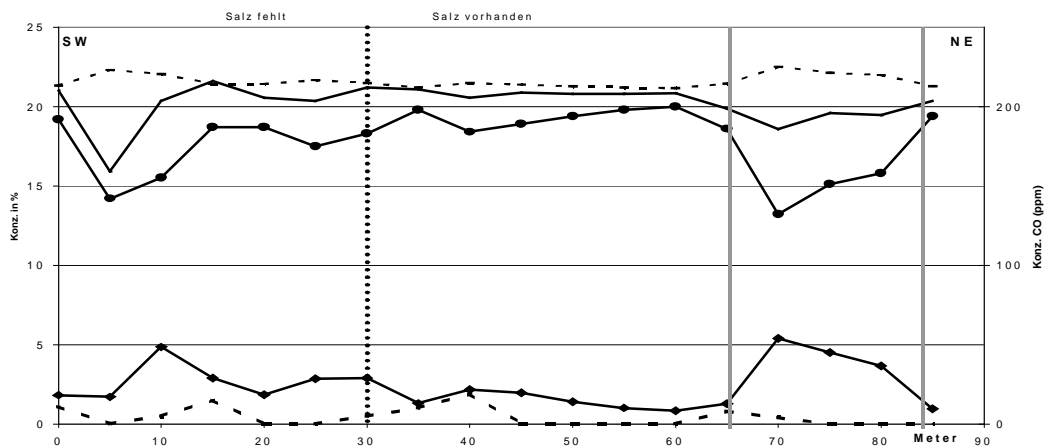
Profil 3



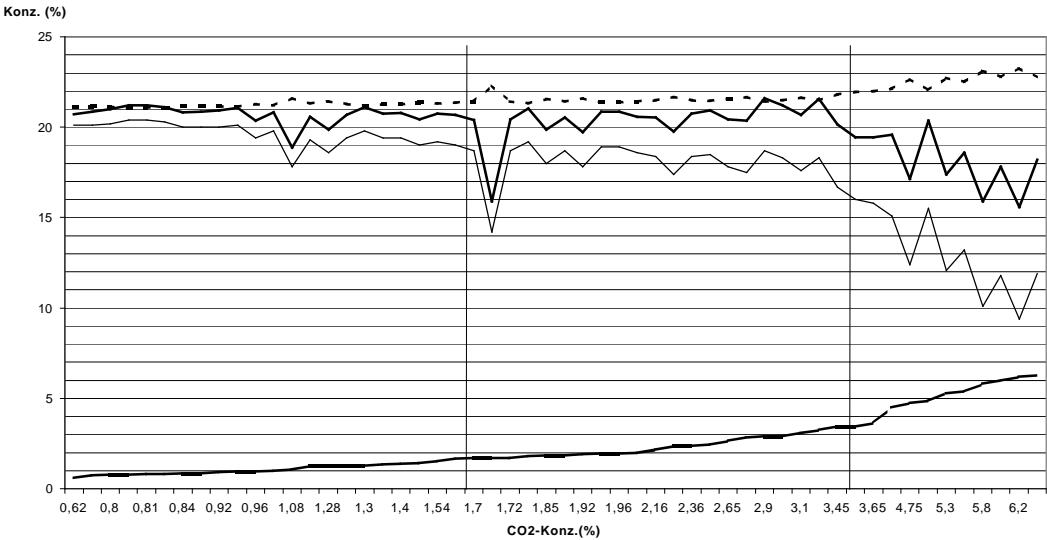
Profil 4



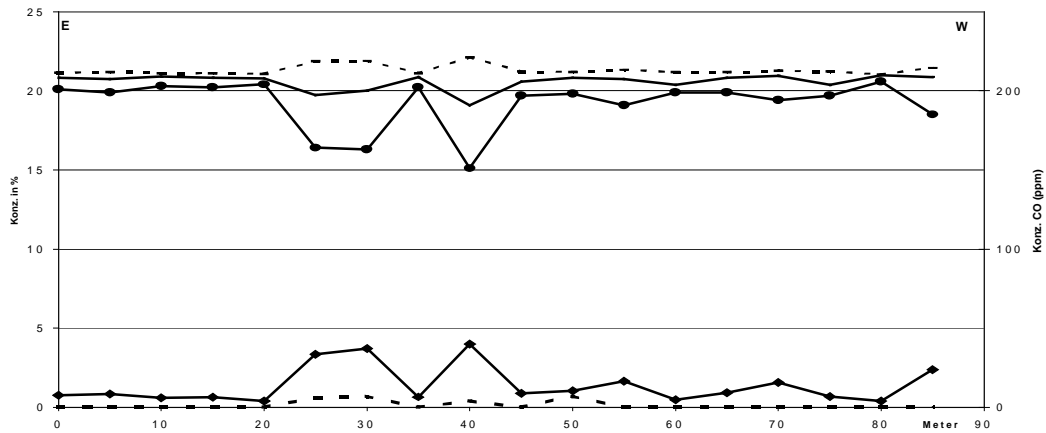
Profil 5



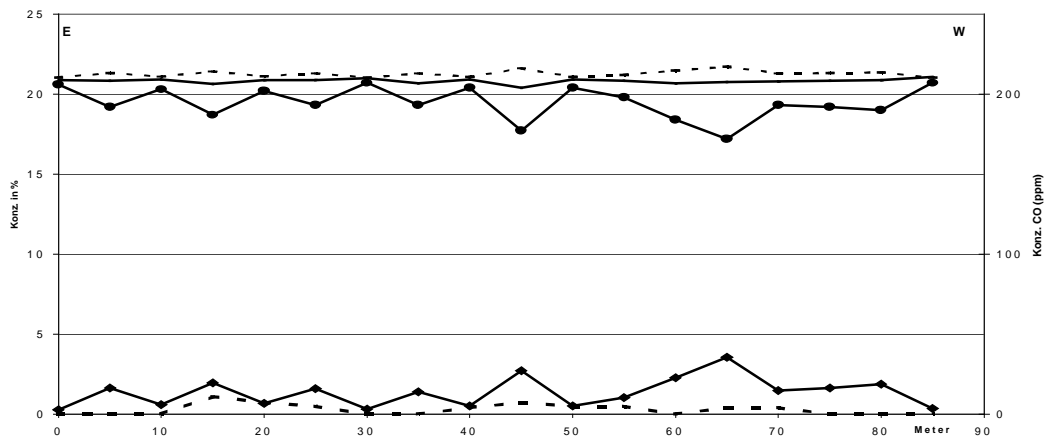
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil3-5



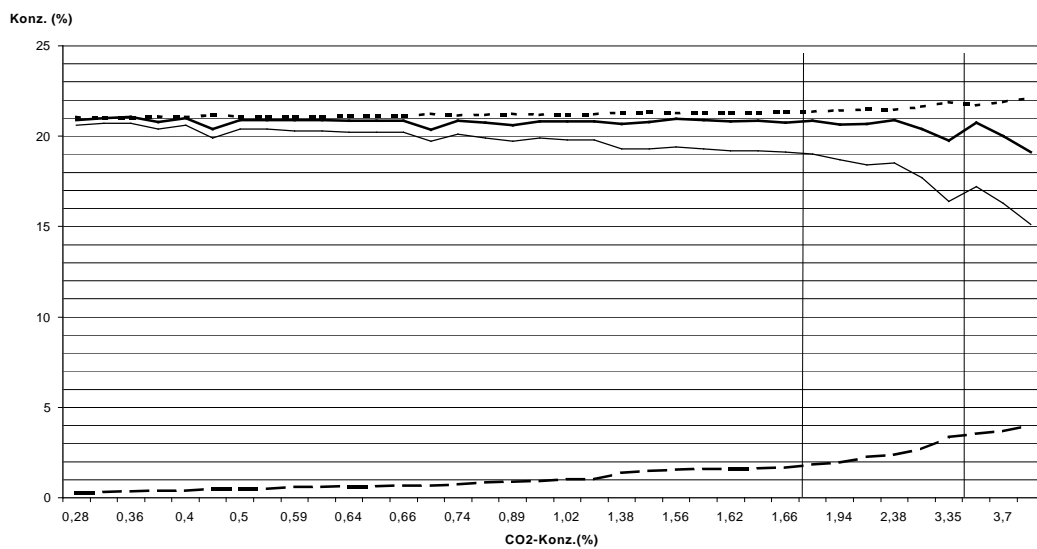
Profil 6



Profil 7

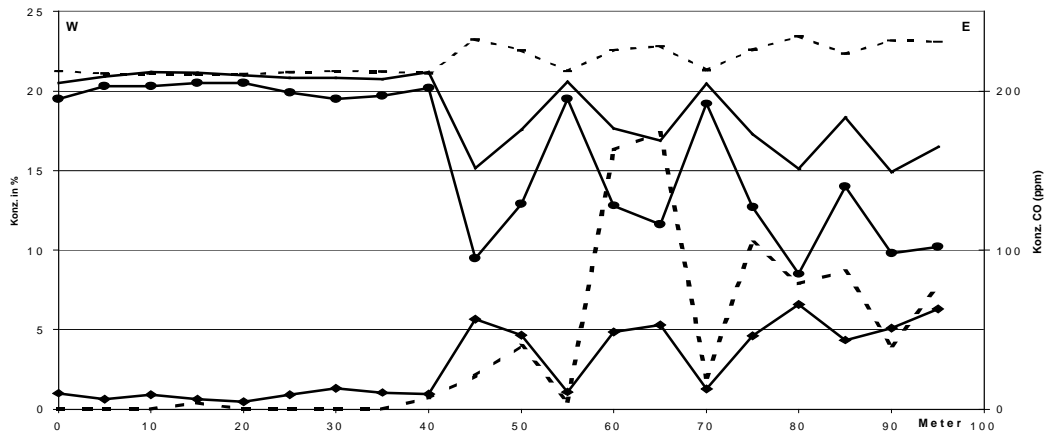


Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 6 und 7

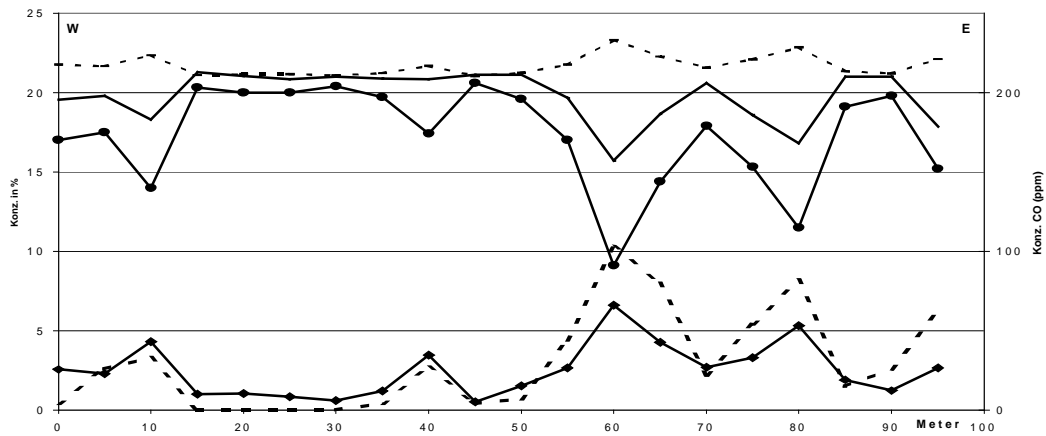


Anlage 5

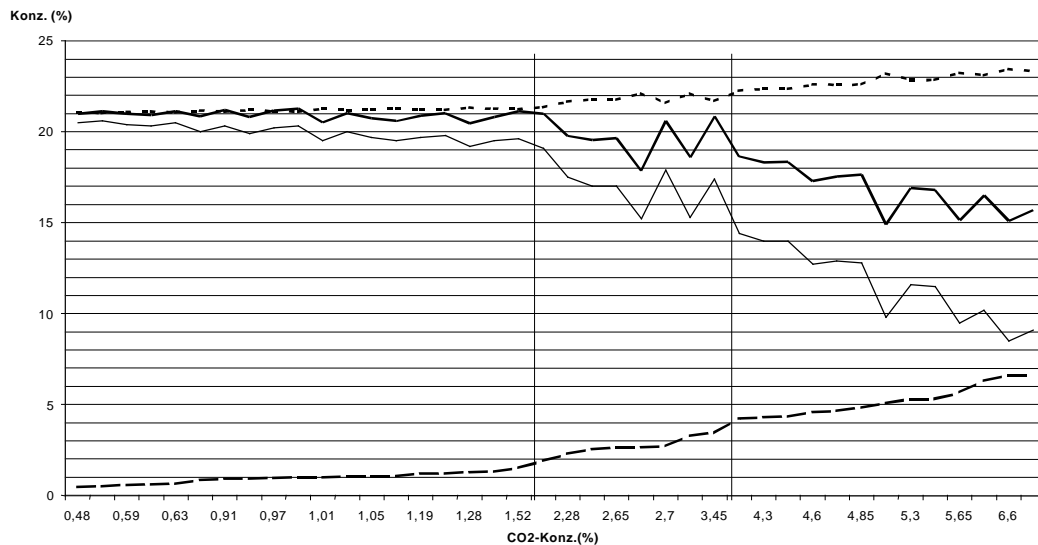
Profil 8



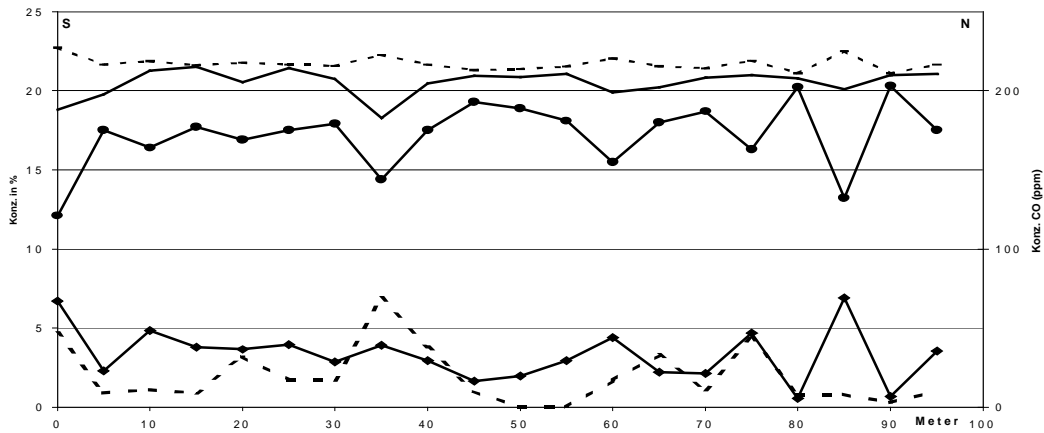
Profil 9



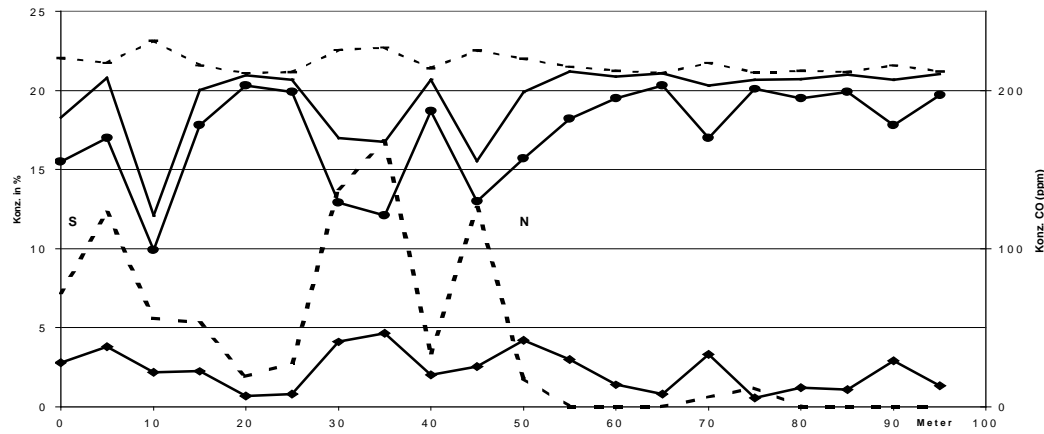
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 8 und 9



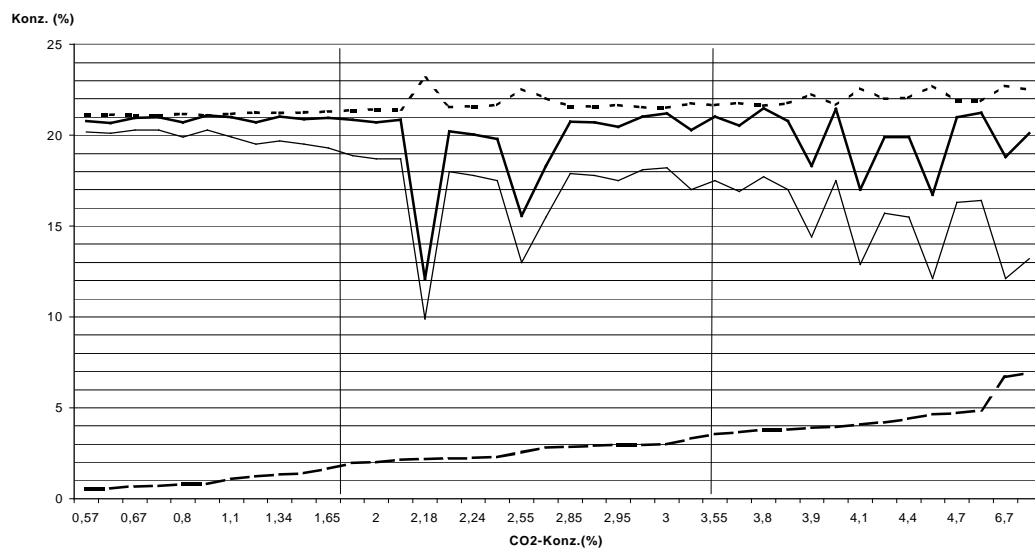
Profil 10



Profil 11

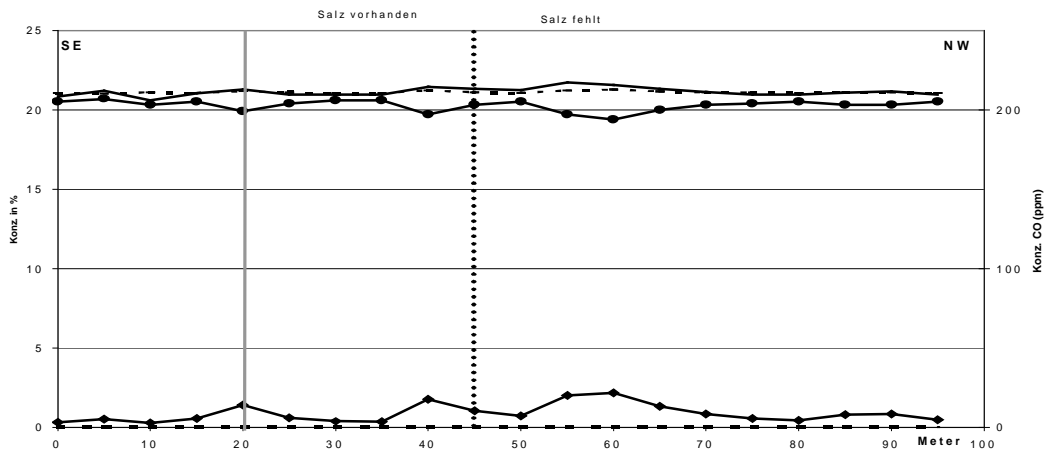


Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 10 und 11

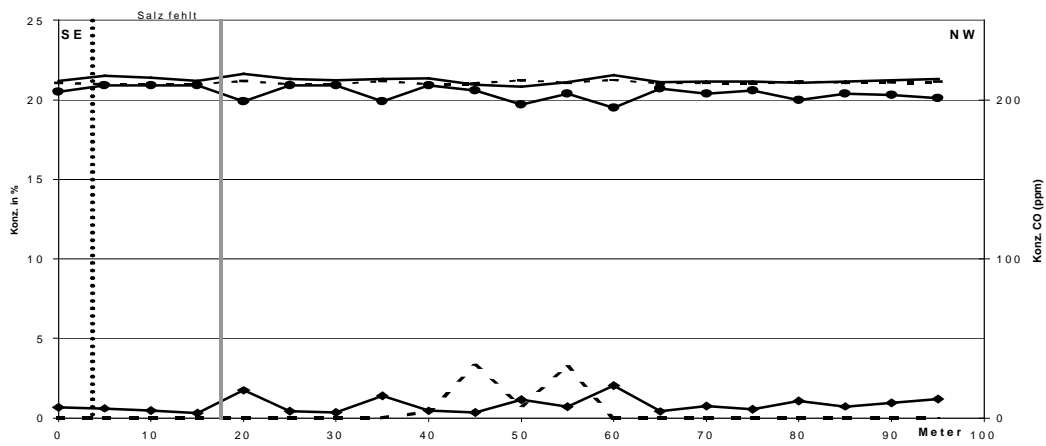


Anlage 5

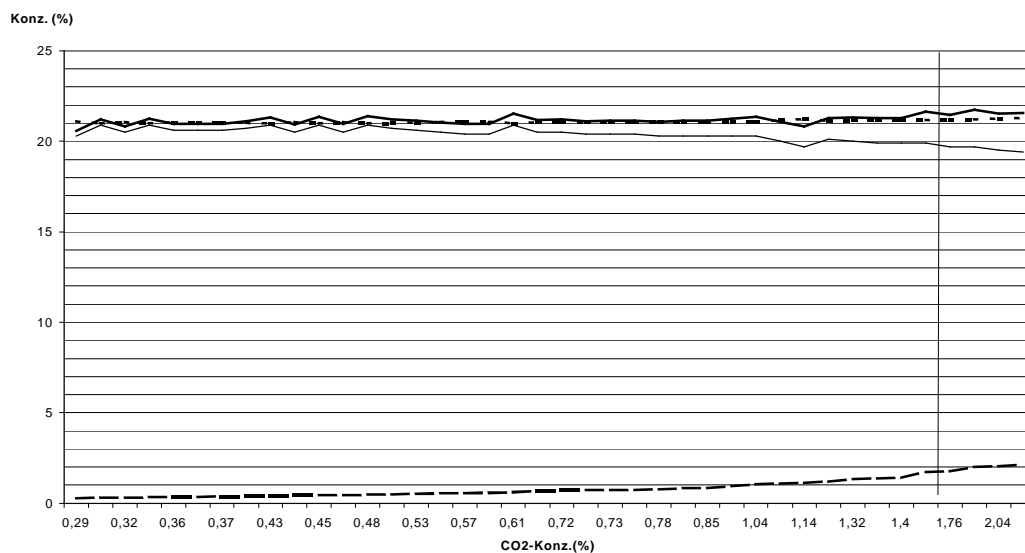
Profil 12



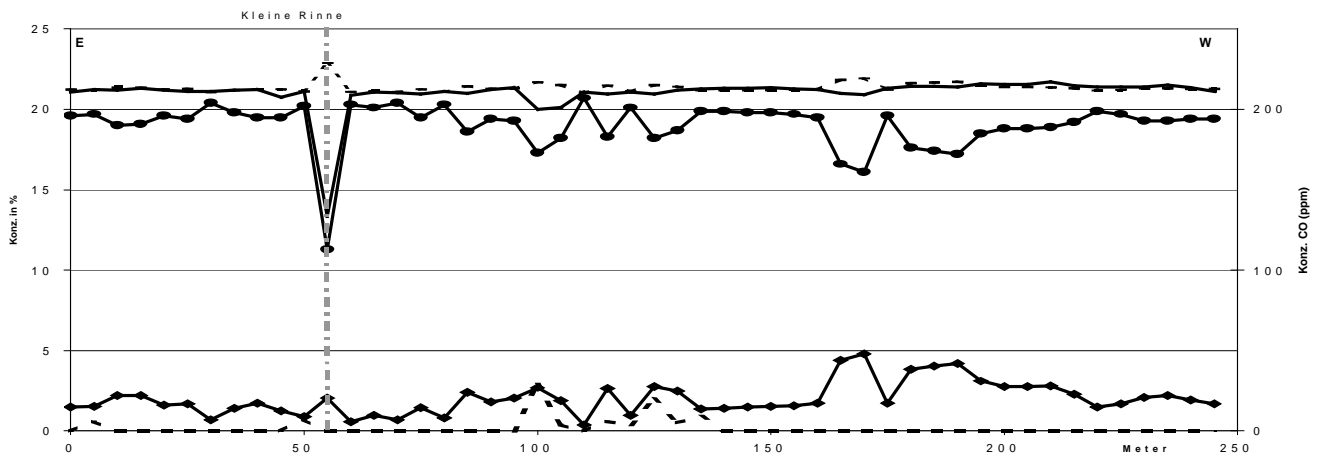
Profil 13



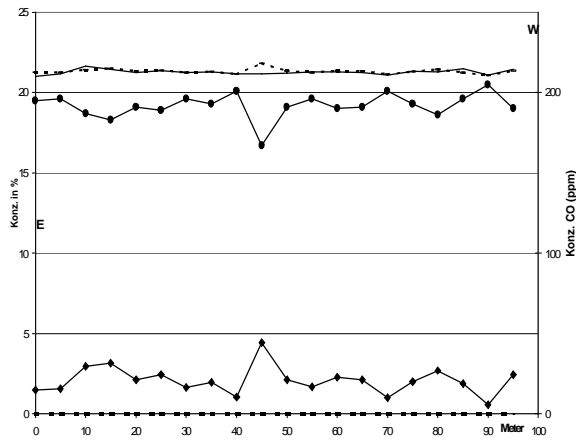
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 12 und 13



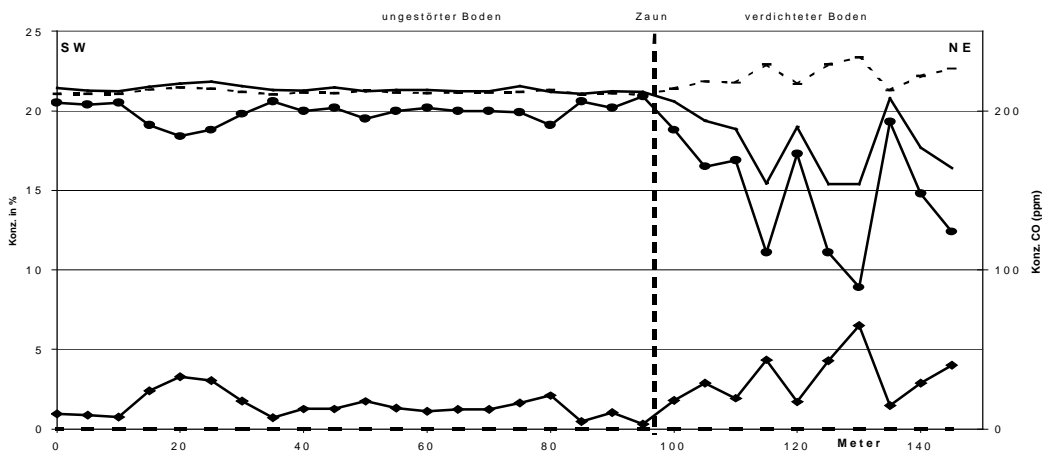
Profil 14



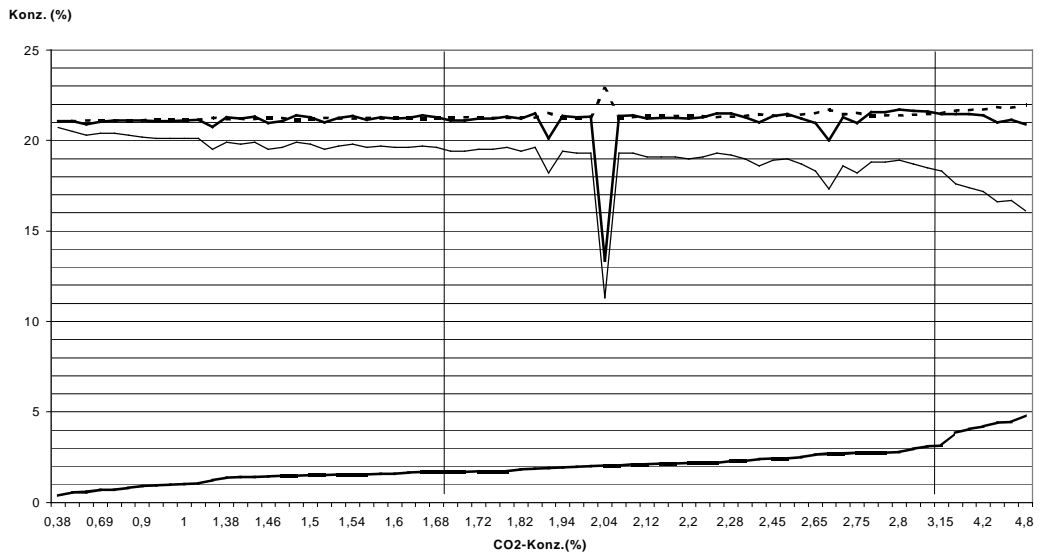
Profil 15



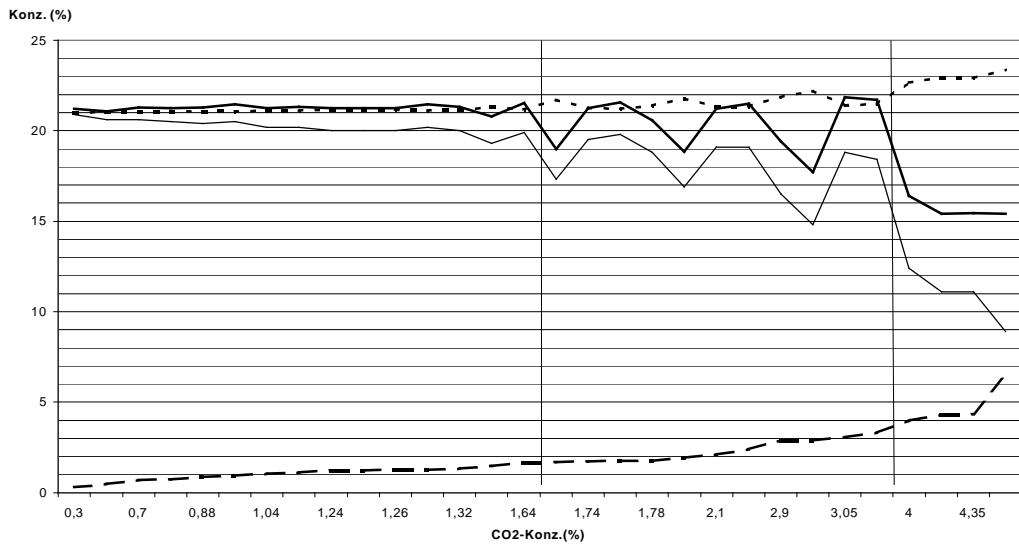
Profil 19



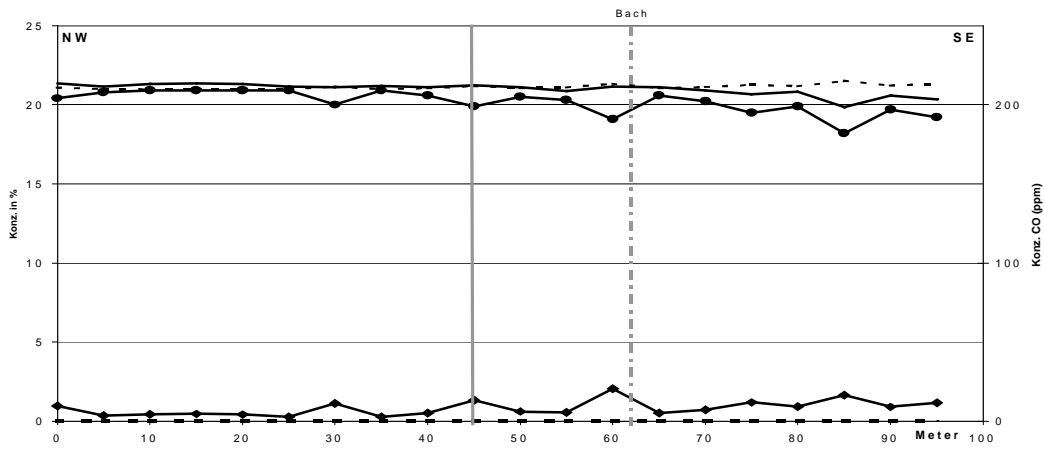
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 14 und 15



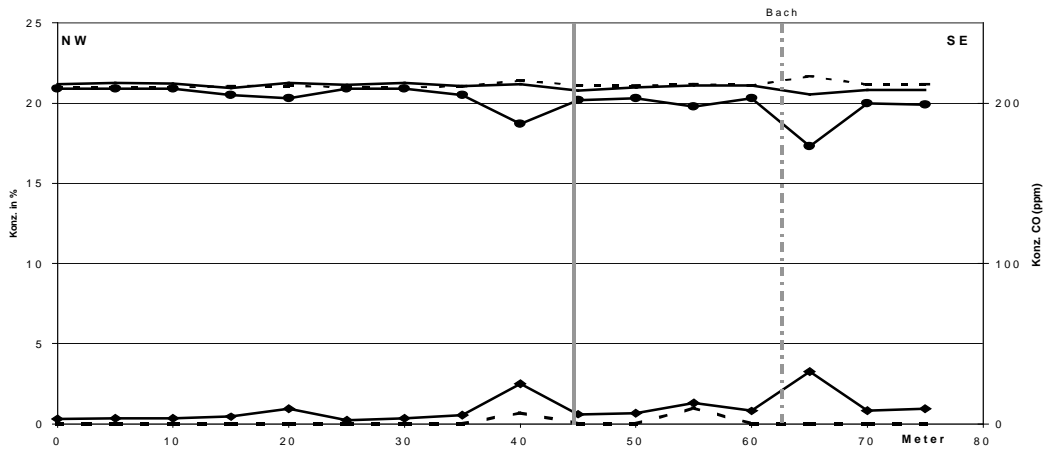
Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 19



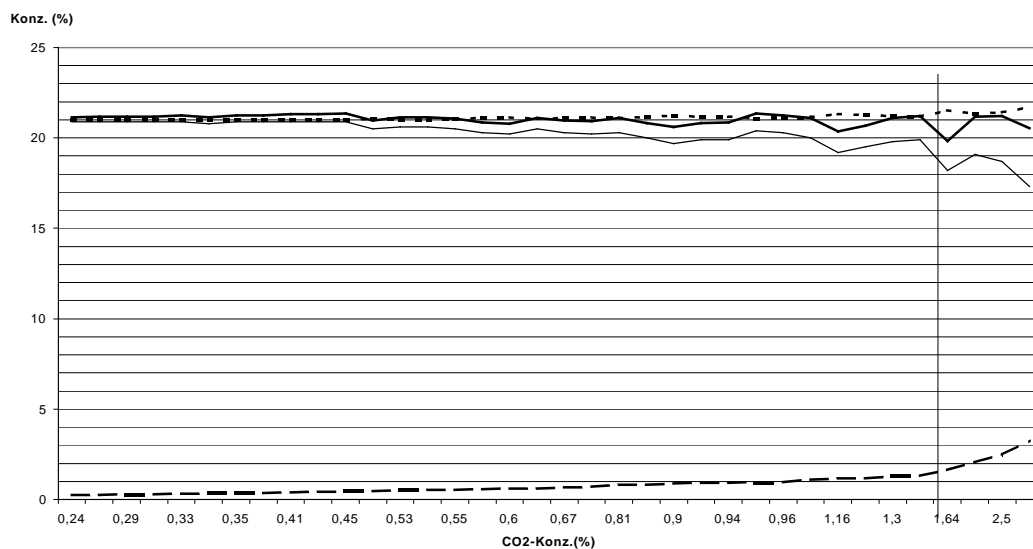
Profil 16



Profil 17

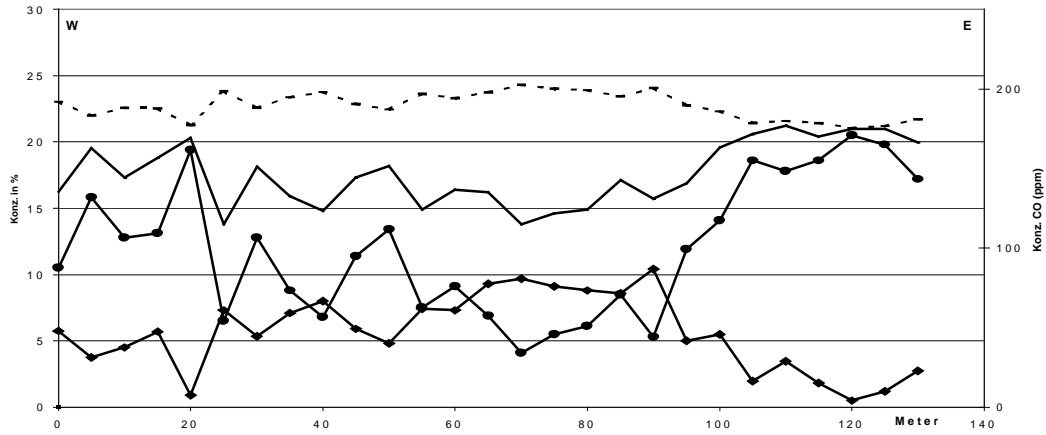


Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 16 und 17

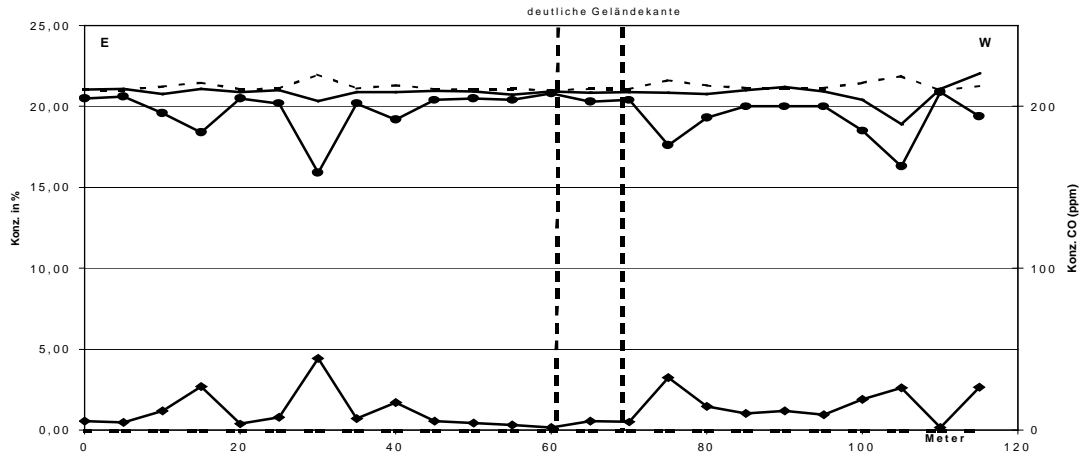


Anlage 5

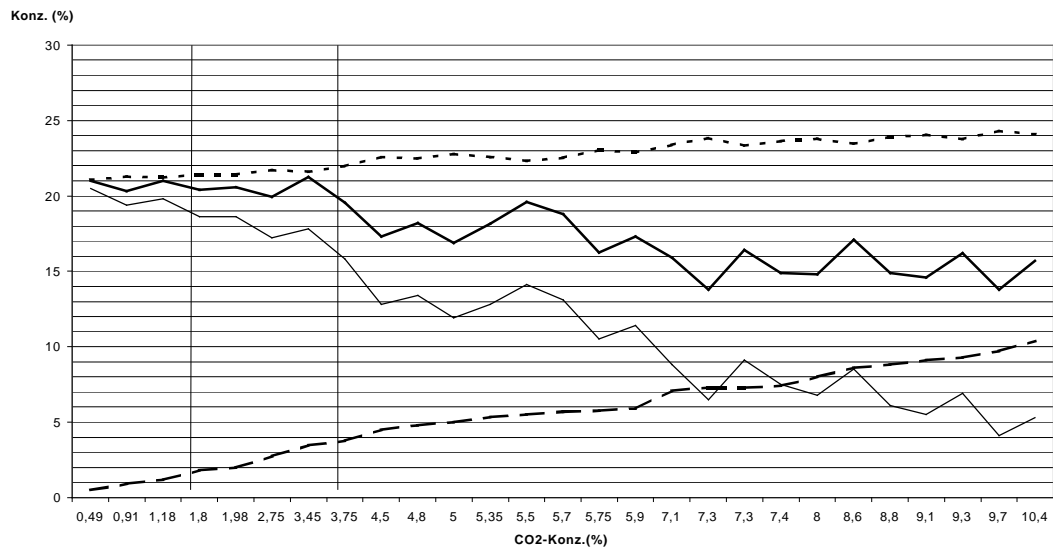
Profil 18



Profil 20



Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 18



Verhalten der O₂-Konzentration bei steigender CO₂-Konzentration bei Profil 20

