



Der Grubenwasseranstieg im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier

**Eine hydrogeologisch-bergbauliche Analyse
der Wirkungszusammenhänge**



Peter Rosner

**„Der Grubenwasseranstieg im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier -
eine hydrogeologisch-bergbauliche Analyse der Wirkungszusammenhänge“**

Von der Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik
der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Doktors der Naturwissenschaften

genehmigte Dissertation

vorgelegt von **Dipl.-Geol.**

Peter Rosner

aus Hamm

Berichter: Univ.-Prof. (em.) Dr.rer.nat. Kurt Schetelig
Univ.-Prof. Dr.-Ing. Dipl.-Wirt.Ing. Per Nicolai Martens
Univ.-Prof. (em.) Dr.rer.nat. Karl-Heinrich Heitfeld

Tag der mündlichen Prüfung: 27. Juni 2011

Diese Dissertation ist auf den Internetseiten der Hochschulbibliothek online verfügbar

Bildnachweis Einband: Fördergerüst Anna-Hauptschacht, Alsdorf;
das Foto wurde freundlicherweise zur Verfügung gestellt durch das Bergbaumuseum Grube Anna II, Alsdorf

Kurzfassung

Im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier wurde nach Stilllegung der letzten Grube die bergbauliche Wasserhaltung in den Jahren 1993/1994 endgültig eingestellt. Der Grubenwasseranstieg erstreckt sich über eine Fläche von rd. 490 km² auf deutschem und niederländischem Staatsgebiet. Der Ablauf des Grubenwasseranstiegs in einem derartig komplex aufgebauten Steinkohlenrevier mit über 800 jähriger Bergbaugeschichte wird von vielen sich gegenseitig beeinflussenden bergbaulichen und hydrogeologischen Faktoren geprägt. Neben der Ausdehnung der Grubenbaue und der Verbindung der bergbaulich geschaffenen Hohlräume untereinander sind vor allem die natürlichen und die durch den Bergbau hervorgerufenen Wechselwirkungen zwischen dem Steinkohlengebirge und dem überlagernden kretazisch/tertiärem Deckgebirge maßgebliche Faktoren.

In der vorliegenden Arbeit sind der Verlauf des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier dokumentiert und die bergbaulichen sowie geologisch-hydrogeologischen Randbedingungen dieses Grubenwasseranstiegs in einem Modell des Untergrundaufbaus zusammengestellt. Auf dieser Grundlage werden einerseits die für den Verlauf des Grubenwasseranstiegs relevanten bergbaulichen und hydrogeologischen Faktoren und deren Veränderlichkeit aufgezeigt. Andererseits werden die aus den Wechselwirkungen zwischen Steinkohlen- und Deckgebirge resultierenden Einwirkungen auf die Geschwindigkeit des Grubenwasseranstiegs, die Entwicklung des Grubenwasserchemismus, die Ausbildung einer „Süßwasserkappe“, die Ausgasung des Grubengebäudes, die Entwicklung von Bodenhebungen sowie die Veränderung von Druckhöhen und Wasserqualitäten in Grundwasser führenden Deckgebirgsschichten dargestellt.

Die in der vorliegenden Arbeit für das Aachener und Südlimburger Revier aufgezeigten Vorgänge, die im Rahmen des Grubenwasseranstiegs ablaufen, sind vielfach von grundsätzlicher Natur und lassen sich daher auch auf andere Steinkohlenreviere übertragen. Die Kenntnis der dargestellten Wirkungszusammenhänge ist von grundlegender Bedeutung für die Erstellung und Bewertung von Prognosen zum Verlauf des Grubenwasseranstiegs. Darüber hinaus sind diese Erkenntnisse auch für die Aufstellung eines auf die wesentlichen Einflussfaktoren optimierten Monitoringsystems zur Erfassung der Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs auf wasserwirtschaftlich relevante Grundwasserkörper, Vorfluter und die Tagesoberfläche in anderen Steinkohlenrevieren von Bedeutung.

Abstract

After closure of the last mine in the hard coal mining district of Aachen and South Limburg mine drainage was ceased in 1993/1994. The recovery of the mine water level covers a wide area of about 490 km² on german and dutch territory. The development of the mine water recovery in such a complex mining district with a mining history of over 800 years is influenced by interactions of many hydraulic and hydrogeological factors. Particular relevant factors are the hydraulic connections between the different mines and the interactions between carboniferous base rock and the overlying cap rock of cretaceous and tertiary age.

This dissertation documents the development of mine water recovery in the mining district of Aachen and South Limburg. The relevant geological-hydrogeological boundary conditions are compiled in an analogue model. On this basis at first the relevant hydrogeological factors and mining structures are identified and their changeability is described. Furthermore the impacts of the interactions between the mine and the cap rock on the velocity of mine water level rising, the development of mine water quality, the formation of a “soft water cap”, the migration of mine gas, the development of ground movements as well as the change of hydraulic heads und water quality in the cap rock are shown.

The hydrogeological and hydraulical processes described in this dissertation mostly are of fundamental character and therefore applicable to other hard coal mining districts. Knowledge about the described interdependencies are of fundamental significance for the compilation and assessment of predictions about mine water recovery. Furthermore this knowledge is of some importance for the compilation of an optimized monitoring system, that is able to detect the significant impacts of mine water level rising on groundwaterbodies, receiving streams and the ground surface in other hard coal mining districts as well.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. K.-H. Heitfeld auf der Grundlage einer etwa 20-jährigen Projektbearbeitung im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier durch die Ingenieurbüro Heitfeld-Schetelig GmbH, Aachen (IHS).

Den Grundstein für das Projekt legte Prof. Dr. Dr. h.c. K.-H. Heitfeld Anfang der 1990'er Jahre. Nach Stilllegung der letzten Steinkohlengrube im Aachener Revier im Dezember 1992 wurde von der damaligen Eschweiler Bergwerks-Verein AG, Herzogenrath, der Auftrag zur Erarbeitung eines Konzeptes zur Einstellung der Wasserhaltung im Aachener Steinkohlenrevier an das IHS herangetragen. Auf der Grundlage einer umfassenden Bewertung der bergbaulichen und hydrogeologisch-wasserwirtschaftlichen Gesamtsituation wurde ein den sicherheitlichen und wasserwirtschaftlichen Anforderungen genügendes Konzept für einen stufenweisen, kontrollierten Grubenwasseranstieg erarbeitet.

Der Grubenwasseranstieg im Aachener Steinkohlenrevier wurde begleitet durch ein umfassendes Monitoring, in das auch das hydraulisch mit dem Aachener Revier verbundene Südlimburger Steinkohlenrevier auf niederländischer Seite einbezogen wurde. Im Auftrag der niederländischen Bergbehörde wurde durch das IHS in dieser Zeit auch eine Grundlagenbearbeitung für das Südlimburger Revier vorgenommen. Beide Projekte wurden von mir als Projektleiter bearbeitet. Es lag daher nahe, die im Laufe der Jahre zusammengetragenen, umfangreichen Daten über die Projektbearbeitung hinaus in einer wissenschaftlichen Arbeit zusammenfassend auszuwerten und damit die Erkenntnisse über die großräumige Entwicklung des Grubenwasseranstiegs in einem Steinkohlenrevier und die daraus resultierenden Einwirkungen zu dokumentieren und zu bewerten.

Die Bearbeitung wurde ermöglicht durch die Bereitstellung umfangreicher Daten durch die EBV GmbH, Hückelhoven; hierfür bedanke ich mich bei Herrn Geschäftsführer Dipl.-Ing. Th. Hofmann. Mein besonderer Dank gilt darüber hinaus Herrn Dipl.-Ing. H. Sahl, der sich in seiner Zeit als Leiter der Abteilung Bergbaufolgearbeiten-Umwelt der EBV GmbH für die Realisierung dieser Arbeit eingesetzt hat und Herrn Bach, EBV GmbH, mit dem wir über viele Jahre hinweg die Folgearbeiten erfolgreich umgesetzt haben.

Herrn Prof. Dr. K. Schetelig danke ich für die Begleitung der Arbeit, seine fachlichen Anregungen und Hilfestellungen sowie die kritische Durchsicht des umfangreichen Manuskripts. Herrn Univ. Prof. Dr.-Ing. Dipl.-Wirt. Ing. P. N. Martens, der den Betrieb der Grube Emil Mayrisch noch aus eigener beruflicher Praxis kennt, danke ich für die Übernahme des Korreferates. Außerordentlich gefreut hat mich die Übernahme des Korreferates durch Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. K. H. Heitfeld. Hierfür, aber auch für die umfassenden fachlichen Erfahrungen, die er mir über das Studium hinaus in den ersten Berufsjahren mitgegeben hat, möchte ich mich ganz besonders bedanken.

Nicht zuletzt danke ich Herrn Dr.-Ing. M. Heitfeld für die organisatorische und bürotechnische Unterstützung bei der Realisierung der Arbeit, die kritische fachliche Durchsicht des Manuskripts und die langjährige fruchtbare Zusammenarbeit auch in diesem Projekt.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Allgemeines	1
1.2	Problemstellung und Zielsetzung	3
1.3	Methodik und Gliederung	4
1.4	Begriffsbestimmungen	7
2	Geographischer und hydrologischer Überblick	8
2.1	Geographische Lage des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers	8
2.2	Naturräumliche Gliederung, Morphologie und Hydrologie	9
2.3	Flächennutzung, Besiedlung, Schutzgebiete	11
3	Geologisch-hydrogeologisches Modell	14
3.1	Geologischer Rahmen	14
3.2	Karbonisches Grundgebirge	15
3.2.1	Auflager	15
3.2.2	Stratigraphie der Karbonschichten	16
3.2.3	Tektonischer Bau des Steinkohlengebirges	21
3.2.4	Überschiebungs- und Deckentektonik im variszischen Vorland	24
3.2.5	Postvariszische Bruchtektonik, Morphologie der Karbonoberfläche	28
3.3	Deckgebirge	31
3.3.1	Deckgebirgsmächtigkeit	31
3.3.2	Hydrogeologische Gliederung des Deckgebirges	32
3.4	Hydrogeologische Homogenbereiche und Grundwasserströmungsverhältnisse	35
3.4.1	Hydrogeologischer Homogenbereich I (SW-Scholle bis Heerlerheider Sprung)	37
3.4.2	Hydrogeologischer Homogenbereich II (zentrale Scholle des Südlimburger Reviers zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss)	39
3.4.3	Hydrogeologischer Homogenbereich III (zentrale Scholle des Aachener Reviers zwischen Feldbiss und Sandgewand)	40
3.4.4	Hydrogeologischer Homogenbereich IV (nördliche bzw. östliche Tiefscholle des Aachener Reviers)	41
4	Bergbaulich-wasserwirtschaftliches Modell	43
4.1	Abbaubereiche	43
4.2	Aufbau der Wasserprovinzen	45

5	Charakteristik der Mischwasserzuläufe zu den betrieblichen Wasserhaltungen	49
5.1	Westliche Wasserprovinz	49
5.2	Östliche Wasserprovinz	56
6	Charakteristik der natürlich zirkulierenden Grundwässer im Steinkohlengebirge und den unmittelbar auflagernden Deckgebirgshorizonten	62
6.1	Wasserzuläufe im Steinkohlengebirge	62
6.1.1	Zone I - $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ - Wässer (hartes Süßwasser)	64
6.1.2	Zone II - NaHCO_3 - Wässer (weiches Süßwasser)	67
6.1.3	Zone III - NaCl - Wässer	68
6.1.4	Zone IV - $\text{Na}(\text{Ca})\text{Cl}$ - Wässer (sehr hartes Salzwasser, Sulfat-frei)	69
6.1.5	Zone V - hoch mineralisierte Thermalwässer	70
6.2	Wasserzutritte aus dem Deckgebirge / Auswirkungen im Deckgebirge	71
6.3	Qualität der Grundwässer im basalen Deckgebirge	78
6.4	Modellansatz zur Genese der Grubenwässer	81
7	Verlauf des Grubenwasseranstiegs	84
7.1	Westliche Wasserprovinz	84
7.1.1	Teilanstieg mit Schutzwasserhaltung bis 1994 (Phase W1 bis W3)	85
7.1.2	Kontrollierter, stufenweiser Anstieg ab 1994 in der gesamten Westlichen Wasserprovinz (Phase W4 und W5)	86
7.2	Östliche Wasserprovinz	89
7.2.1	Teilanstieg Maria und Carl-Alexander – Nordwestfeld / Carolus Magnus (Phase O1 und O2)	91
7.2.2	Anstieg nach Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung Mitte 1993 in der gesamten Östlichen Wasserprovinz (Phase O3 bis O6)	94
8	Diskussion der Anstiegsgeschwindigkeiten	96
8.1	Westliche Wasserprovinz	96
8.2	Östliche Wasserprovinz	99
8.3	Vergleichende Bewertung der Anstiegsverläufe	100
9	Entwicklung der Zulaufmengen beim Grubenwasseranstieg	103
9.1	Westliche Wasserprovinz	103
9.1.1	Wasserzuläufe im Rahmen der Schutzwasserhaltung – Phasen W1 bis W3	103
9.1.2	Wasserzuläufe im Rahmen der Pumpversuche im Von-Goerschen-Schacht – Phase W5	106

9.1.3	Charakteristika der Entwicklung der Zulaufmengen	107
9.2	Östliche Wasserprovinz	110
10	Entwicklung der hydraulischen Verbindungen	111
10.1	Hydraulische Verbindungen der Westlichen Wasserprovinz	111
10.1.1	Hydraulische Verbindungen zwischen den Hauptbassins	111
10.1.2	Hydraulische Anbindung Grube Julia	112
10.1.3	Hydraulische Verbindung Gouley-Laurweg - Domaniale	113
10.1.4	Hydraulische Wechselwirkungen im Rahmen von Pumpversuchen des Minewater Projects, 2007	113
10.2	Hydraulische Verbindungen der Östlichen Wasserprovinz	117
10.3	Hydraulische Verbindungen über das Deckgebirge	117
10.4	Zusammenfassende Bewertung	118
11	Ableitung von Hohlraumvolumina	120
12	Entwicklung des Grubenwasserchemismus	122
12.1	Wasserzuläufe zur Schutzwasserhaltung in der Westlichen Wasserprovinz - Phasen W1 bis W3	122
12.1.1	Schacht Beerenbosch II, Domaniale	122
12.1.2	Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg	125
12.2	Grubenwasseranstieg Westliche Wasserprovinz - Phasen W4 und W5	126
12.2.1	Zurückdrängen der stärker mineralisierten Tiefenwasserzutritte	129
12.2.2	Anstieg der Mineralisation	130
12.2.3	Aussüßungsphase	131
12.3	Grubenwasseranstieg Östliche Wasserprovinz - Phasen O3 bis O6	133
12.4	Zusammenfassende Bewertung	137
13	Teufendifferenzierte Entwicklung des Grubenwasserchemismus	139
13.1	Tiefenlogs in den Beobachtungsschächten	139
13.1.1	Von-Goerschen-Schacht	139
13.1.2	Schacht Willem II, Domaniale	141
13.1.3	Eduard-Schacht, Anna	144
13.1.4	Schacht II, Carl-Alexander	146
13.1.5	Schacht I, Emil Mayrisch	148
13.1.6	Zusammenfassende Bewertung	150
13.2	Tiefbohrungen im Rahmen des Minewater Projects	151

14	Ausgasung	152
15	Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auf die Grundwasser- verhältnisse im Deckgebirge	154
15.1	Heerlerheider Scholle (HY I)	154
15.2	Rur-Scholle (HY IVb)	157
15.3	Zusammenfassende Bewertung und Prognose	160
16	Bodenhebungen infolge Grubenwasseranstieg	162
16.1	Flächenhafte Ausdehnung der Bodenhebungen	163
16.2	Zeitliche Entwicklung der Bodenhebungen	169
16.3	Aktuelle Entwicklung der Bodenhebungen im Aachener Revier	172
16.4	Zeitlicher Ablauf und Wirkungszusammenhänge bei der Entstehung der Bodenhebungen	174
17	Synthese: Maßgebliche Faktoren und Wirkungszusammenhänge im Rahmen des Grubenwasseranstiegs	177
18	Literaturverzeichnis	185

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	Aufbau der Bearbeitung	5
Abb. 2.1:	Überblick über die Bergbaubereiche in Nordrhein-Westfalen und Südlmburg, NL (überarbeitet auf der Grundlage von BEZIRKSREGIERUNG ARNSBERG, 2006)	8
Abb. 2.2:	Geographische Übersicht über das Aachener und Südlmburger Steinkohlenrevier	9
Abb. 2.3:	Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes (nach NILSON, 2006)	10
Abb. 2.4:	Morphologie des Untersuchungsgebietes	10
Abb. 2.5:	Städte und Gemeinden im Aachener und Südlmburger Steinkohlenrevier mit Verteilung der Bevölkerungsdichte (nach NILSON, 2006)	12
Abb. 2.6:	Wasserschutzgebiete und Naturschutzgebiete im Untersuchungsgebiet	13
Abb. 3.1:	Gebirgsbau am Ostrand des Brabanter Massivs (nach WREDE, 1985)	14
Abb. 3.2:	Stratigraphische Interpretation der Bohrung RWTH-1, Aachen (aus PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS, 2007)	16
Abb. 3.3:	Basementzerblockung am Ostrand des Brabanter Massivs im oberen Viséum; relative Lage der wichtigsten tektonischen Einheiten (Poty, 1991, aus MATHES-SCHMIDT, 2000):	18
Abb. 3.4:	Tektonische Modelle zum Bau der Wurm-Mulde im Vorland der Aachener Überschiebung	25
Abb. 3.5:	Tektonischer Schollenbau und Höhenlage der Karbonoberfläche	30
Abb. 3.6:	Grober Überblick über die Tertiärmächtigkeit im Bereich der Niederrheinischen Bucht (verändert aus KLETT ET AL., 2002)	32
Abb. 3.7:	Räumliche hydrogeologische Gliederung des Deckgebirges im Aachener und Südlmburger Revier - Einteilung in Hydrogeologische Homogenbereiche	36
Abb. 3.8:	Druckhöhen und Grundwasserströmungsverhältnisse in den basalen Grundwasserstockwerken des Deckgebirges (HY I - Kalksteinpaket, HY II bis HY IV - Tertiäre Einheit T3; Rur-Scholle, Erft-Scholle - Tertiäre Einheit T3)	38
Abb. 4.1:	Überblick über die Hauptabbaubereiche des Aachener und Südlmburger Reviers mit einer groben Einteilung nach den erreichten Abbauteufen	44
Abb. 4.2:	Hauptwasserprovinzen des Aachener und Südlmburger Reviers mit Lage von betrieblich relevanten Annäherungsstellen	46

Abb. 4.3:	Aufbau der Westlichen Wasserprovinz bei der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung im Januar 1994	47
Abb. 4.4:	Aufbau der Östlichen Wasserprovinz mit den maßgeblichen hydraulischen Verbindungen zwischen den einzelnen Bassins und den Standwasserniveaus vor Einstellung der Wasserhaltung 1993	48
Abb. 5.1:	Betriebszeitliche Wasserzuläufe zu den Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers in der Endphase der jeweiligen Wasserhaltungen	51
Abb. 5.2:	Chlorid-Gehalte der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zu den Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers in der Endphase der jeweiligen Wasserhaltungen	51
Abb. 5.3:	Wasserzuläufe im Bereich der Grube Gouley-Laurweg zwischen 1890 und 1968 (Daten nur für einzelne, mit Balken belegte Zeiträume verfügbar)	53
Abb. 5.4:	Niederschlagsbedingte Schwankungen der monatlichen Wasserzuläufe in der Grube Gouley-Laurweg im Zeitraum 1958 bis 1968 (Lage des Pegels 219600612 s. Abb. 3.8)	54
Abb. 5.5:	Hydrochemische Parameter des in den Wasserhaltungen Anna, Carl-Alexander und Emil Mayrisch im Zeitraum 1989 bis 1993 geförderten Grubenwassers	58
Abb. 5.6:	Mengenflussbild der Wasserhaltung Anna mit Standort Eduard-Schacht, Stand 1988 (Mengenangaben der Wasserzuläufe in l/min; Quelle EBV GmbH)	59
Abb. 5.7:	Mengenflussbild der Wasserhaltung Emil Mayrisch mit Standort Schacht 1, Stand 1988 (Quelle: EBV GmbH; Mengenangaben der Wasserzuläufe in l/min; Quelle EBV GmbH)	60
Abb. 5.8:	Entwicklung der Wasserzutritte im Bereich der Grube Carolus Magnus zwischen 1926 und 1938 (nach ANTONOW, 1941)	61
Abb. 6.1:	Tiefenzonierung der im Steinkohlengebirge des Aachener und Südlimburger Reviers zirkulierenden Wässer (überarbeitet und ergänzt auf der Grundlage von KUYL, 1980)	63
Abb. 6.2:	Räumliche Verteilung der Hauptgrundwassertypen im Niveau der Karbonoberfläche (für den Südlimburger Bereich verändert auf der Grundlage von KIMPE, 1963)	65
Abb. 6.3:	Hydrochemische Charakteristik der an den Mundlöchern von Laurweg-Stollen und Further Stollen im Wurmatal austretenden oberflächennahen Karbonwässer	66
Abb. 6.4:	Bereiche unterschiedlicher Wechselwirkungen zwischen Deckgebirge und Karbon im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier	73
Abb. 6.5:	Grundwasserstandshöhen in den Deckgebirgsschichten im südöstlichen Teil der Herzogenrather Scholle (HY III) am Beispiel des Pegel 2196723/3, Würselen (Lage s. Abb. 6.4)	75

Abb. 6.6:	Grundwasserstandshöhen in den Deckgebirgsschichten im südöstlichen Teil der Alsdorfer Scholle (HY III) am Beispiel der Pegel 0304071 / 0304083, Alsdorf-Blumenrath (Lage s. Abb. 6.4)	76
Abb. 6.7:	Bergbaulich bedingte Grundwasserabsenkung im Raum Douvergenhout - Absenkung der Druckhöhen im basalen Deckgebirge zwischen 1926 und 1963 (aus DE MAN, 1988)	78
Abb. 6.8:	Hydrochemische Charakteristik der Grundwässer in den basalen Deckgebirgs-Grundwasserstockwerken des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers	80
Abb. 6.9:	Modellvorstellung über die Genese der Grubenwässer im Aachener und Südlimburger Revier (verändert nach KIMPE, 1963)	82
Abb. 7.1:	Grubenwasseranstieg in der Westlichen Wasserprovinz nach Auffüllung der Einzelbassins - Phase W5 mit eingeschalteten Pumpversuchsphasen	87
Abb. 7.2:	Standwasserniveaus im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier - Stand 12.2009	88
Abb. 7.3:	Zeitlicher Ablauf des Deckgebirgseinstaus in den beiden Hauptwasserprovinzen des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers	90
Abb. 7.4:	Übersicht über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz	92
Abb. 8.1:	Klassifizierung der Flutungsverläufe im Aachener und Südlimburger Revier nach dem Einfluss von Wasserzuläufen aus dem Deckgebirge mit weiteren charakteristischen Flutungsverläufen aus Steinkohlenrevieren in NRW zum Vergleich	102
Abb. 9.1:	Zeitliche und räumliche Entwicklung der Wasserzuläufe der Westlichen Wasserprovinz im Rahmen des Grubenwasseranstiegs	104
Abb. 9.2:	Fördermengen im Schacht Beerenbosch II, Domaniale, und im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg, im Zeitraum 1965 bis 1993	105
Abb. 9.3:	Entwicklung der Wasserzuläufe im Grubenfeld Gouley-Laurweg in Abhängigkeit von der Höhe des Standwasserniveaus im Von-Goerschen-Schacht	108
Abb. 10.1:	Entwicklung der Standwasserniveaus in der Westlichen Wasserprovinz im Rahmen des Pumpversuchs im Von-Goerschen-Schacht 07.2007 bis 10.2007	115
Abb. 10.2:	Hydraulische und hydrochemische Verhältnisse in den Bohrungen des Minewater Projektes im Rahmen von Pumpversuchen in HLN 1 und HLN 2, Mai bis Juni 2008 (nach VAN TONGEREN et al., 2008 und Daten des Minewater Projects)	116
Abb. 12.1:	Entwicklung des Chemismus der Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II, Domaniale - Anstiegsphasen W1 bis W3 (bis 1993)	123

Abb. 12.2: Entwicklung des Chemismus der Wasserzuläufe im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg - Anstiegsphasen W1 bis W3 (bis 1993)	125
Abb. 12.3: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Westlichen Wasserprovinz (Phase W4 /W5) - Haptionen	127
Abb. 12.4: Piper-Diagramm mit Darstellung repräsentativer Grubenwasserproben aus den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Reviers im Rahmen des Grubenwasseranstiegs	128
Abb. 12.5: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Östlichen Wasserprovinz (Phase O3 bis O6) - Haptionen	135
Abb. 13.1: Tiefenlogs Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg	140
Abb. 13.2: Tiefenlogs Schacht Willem II, Domaniale	142
Abb. 13.3: Tiefenlogs Eduard-Schacht, Anna	145
Abb. 13.4: Tiefenlogs Schacht II, Carl-Alexander	147
Abb. 13.5: Tiefenlogs Schacht I, Emil Mayrisch	149
Abb. 15.1: Entwicklung der Druckhöhen im basalen Deckgebirge der Heerleider Scholle (HY 1) im Bereich des Nördlichen Hauptbassins des Südlimburger Reviers (Lage der Pegel s. Abb. 3.8)	155
Abb. 15.2: Entwicklung der Druckhöhen im Karbon und im basalen Deckgebirge der Rur-Scholle nördlich des Aachener Reviers	158
Abb. 15.3: Entwicklung der Druckhöhen im Niveau der Tertiären Einheit T3, Östliche Wasserprovinz, anhand repräsentativer Grundwassermessstellen (Lage der Pegel s. Abb. 3.8)	159
Abb. 16.1: Übersicht über die bergbaulich bedingten Bodensenkungen im Südlimburger Revier (nach PÖTTGENS, 1985)	164
Abb. 16.2: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener und Südlimburger Revier für den Zeitraum 1974/77 bis 1991/93	165
Abb. 16.3: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener und Südlimburger Revier für den Zeitraum 1991/1993 bis 2004/2005	168
Abb. 16.4: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen im Bereich der Grube Julia, Südlimburger Revier (Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)	170
Abb. 16.5: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen in der Östlichen Wasserprovinz, Aachener Revier (Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)	170
Abb. 16.6: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen im Südlichen Hauptbassin (Domaniale, Gouley-Laurweg; Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)	172
Abb. 16.7: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener Revier für den Zeitraum 2001 bis 2009	173
Abb. 16.8: Aktuelle Entwicklung der Bodenbewegungen im Aachener Revier im Zeitraum 2007 bis 2009	175

Tabellenverzeichnis

Tab. 3.1:	Stratigraphische Gliederung der „Kreidekalkgruppe“ im Aachener und Südlimburger Revier (nach WALTER, 2010b)	33
Tab. 3.2:	Hydrogeologisches Modell des tertiären Deckgebirges im Untersuchungsgebiet (ohne Paläozän, stratigraphische Zuordnung s. Anl. 5)	34
Tab. 5.1:	Zusammenstellung der Wasserzuläufe zu den Wasserhaltungen der einzelnen Gruben und der jeweiligen Wasserqualitäten (Chlorid-Gehalte) für die Westliche Wasserprovinz nach Angaben von SHGM (1975), PETERS (1979) und EBV GmbH (k.A.: keine Angaben verfügbar)	50
Tab. 5.2:	Zusammenstellung der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zu den Wasserhaltungen der einzelnen Gruben für die Östliche Wasserprovinz nach Angaben von HAMEL (1910), ANTONOW 1941) und Betriebsdaten der EBV GmbH mit den Wasserqualitäten (Chlorid-Gehalte) der Mischwasserzuläufe in der letzten Betriebsphase (Stichtag: 11.03.1993)	57
Tab. 10.1:	Kenndaten der Tiefbrunnen des Minewater Projects in Heerlen	114
Tab. 11.1:	Ermittlung von Hohlraumvolumina für die Hauptabbauniveaus der Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers anhand der flächenbezogenen Wasserzuläufe und Anstiegsgeschwindigkeiten	120
Tab. 14.1:	Kenndaten Grubengasnutzungsanlage „Mathanna“, Alsdorf (nach A-Tec Anlagentechnik, 2005)	153

Anhangverzeichnis

Anh. A	Grundlagen der stratigraphischen Gliederung und Details zur Verbreitung der für den Grubenwasseranstieg relevanten Deckgebirgseinheiten
Anh. B	Abriss der historischen Entwicklung des Bergbaus
Anh. C	Detailanalyse zum Verlauf des Grubenwasseranstiegs
Anh. D	Zur Entwicklung von pH-Wert, Temperatur, Eisen-, Ammonium-, Sulfid-Gehalten und anthropogenen Verunreinigungen des Grubenwassers im Rahmen des Grubenwasseranstiegs

Anlagenverzeichnis

- Anl. 1: Stratigraphie der Karbonschichten im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier
- Anl. 2: Struktureller Aufbau des variszischen Grundgebirges und Verbreitung der Karbonschichten an der Festgesteinsoberfläche
- Anl. 3: Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Grundgebirge des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers
- Anl. 4: Ausbildung der Deckgebirgsschichten an der Oberfläche des variszischen Grundgebirges
- Anl. 5: Stratigraphische Gliederung der tertiären und quartären Deckgebirgsschichten im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier
- Anl. 6: Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie durch das Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier
- Anl. 7: Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz des Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier - 1967 bis 2009

1 Einleitung

1.1 Allgemeines

Die Steinkohlengewinnung wird derzeit in Europa kontinuierlich zurückgefahren, Bergwerke werden geschlossen und ganze Steinkohlenreviere stillgelegt. Ein wirtschaftlicher Betrieb der europäischen Steinkohlenbergwerke ist im globalen Wettbewerb unter den derzeitigen wirtschaftlichen Rahmenbedingungen nicht mehr realisierbar. Zugleich fehlt, insbesondere im Zuge der ökologischen Diskussion um Reduktion von CO₂-Emissionen, auch der politische Wille für eine Fortsetzung der Steinkohle-Subventionen.

In Deutschland wurde in den 1990'er Jahren das Aachener und das Erkelenzer Steinkohlenrevier stillgelegt. In dem westlich angrenzenden niederländischen Südlimburger Revier wurden die letzten Steinkohlengruben bereits in den 1970'er Jahren geschlossen. Der subventionierte Steinkohlenbergbau in den in Deutschland verbliebenen Steinkohlenrevieren im Ruhrgebiet, in Ibbenbüren und im Saarland soll nach den politischen Vereinbarungen der „Kohlerunde“ vom 07.02.2007 bis zum Jahre 2018 eingestellt werden.

Die bereits stillgelegten Bergwerke im Aachener und Südlimburger sowie im Erkelenzer Revier wurden bzw. werden geflutet. Für das Ruhrrevier wird eine wasserwirtschaftliche Gesamtkonzeption noch erarbeitet; dabei wird von einer Begrenzung des Grubenwasseranstiegs durch eine dauerhafte Grubenwasserhaltung ausgegangen. Im Zusammenhang mit der Flutung der stillgelegten Bergwerke muss mit großflächigen Auswirkungen auf die Schutzgüter (Boden, Wasser, Luft) gerechnet werden. Die Planung von Stilllegungsmaßnahmen muss daher auch auf die Minimierung möglicher Risiken für die Tagesoberfläche und wasserwirtschaftlich relevante Grundwasservorkommen ausgelegt werden. Für das Ruhrgebiet wurde in Vorbereitung der nach heutiger Beschlusslage vereinbarten Stilllegung des gesamten Reviers eine erste zusammenfassende Betrachtung der möglichen Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs, der daraus resultierenden Monitoringmaßnahmen sowie des weiteren Forschungsbedarfs im Jahr 2007 im Auftrag der zuständigen Bergbehörde bei der Bezirksregierung Arnsberg erarbeitet (GRIGO et al., 2007).

Eine vordringliche Aufgabe im Hinblick auf die noch anstehenden Stilllegungsmaßnahmen, insbesondere im Ruhrrevier, besteht derzeit in einer wissenschaftlich fundierten Erarbeitung der fachtechnischen Grundlagen zur konkreten Bewertung der Einwirkungspotenziale des Grubenwasseranstiegs. Die in den bereits gefluteten Revieren gesammelten Erfahrungen stellen dabei eine wesentliche Bewertungsgrundlage dar. Erste zusammenfassende Betrachtungen zur bergmännischen Wasserhaltung und den hydrologischen Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs wurden für das Ibbenbürener Revier von DOMALSKI (1988) und GOERKE-MALLET (2000) veröffentlicht. Für das Aachener und Südlimburger Revier liegen interne Studien der STUDIEGROEP „HYDROGEOLOGISCHE GEVOLGEN VAN DE MIJNSLUITINGEN“ (1975), von BRANDT (1989), KRAHN (1989), DMT (1991) sowie von der INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (u.a. 1997, 2007) vor.

Im Aachener Steinkohlenrevier wurde die letzte Grube, Emil Mayrisch, im Jahre 1992 stillgelegt. Der Grubenwasseranstieg wurde hier durch die heutige EBV GmbH, Hückelhoven (zur Zeit der Stilllegung des Aachener Reviers, im Jahre 1992, noch Eschweiler Bergwerks-Verein AG, Herzogenrath) von Beginn an durch ein umfassendes Monitoring begleitet (ROSNER et al., 2006a). Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs, seine Auswirkungen auf die Tagesoberfläche und die Grundwasservorkommen im Deckgebirge sowie die Veränderung des Grubenwasserchemismus sind hier für ein gesamtes Steinkohlenrevier weiträumig im Detail erfasst worden.

Aufgrund der gemeinsamen historischen Wurzeln des Aachener Steinkohlenbergbaus und des im Westen auf niederländischer Seite unmittelbar angrenzenden Südlimburger Steinkohlenbergbaus im Bereich der Wurmmulde, nördlich von Aachen, bilden beide Reviere auch heute noch ein weiträumig zusammenhängendes hydraulisches System. Damit erweitert sich der Betrachtungsraum und der Einwirkungsbereich des Grubenwasseranstiegs im Aachener Revier auf zwei hydraulisch verbundene, zu unterschiedlichen Zeiten stillgelegte Steinkohlenreviere, die beide auch die Lasten eines historischen, oberflächennahen und tagesnahen Altbergbaus tragen. Das Südlimburger Revier war daher immer in das Monitoring des Grubenwasseranstiegs im Aachener Revier einbezogen.

Neue Impulse zur Untersuchung der Grubenwässer des Aachener und Südlimburger Reviers ergaben sich seit 2004 im Rahmen der Überprüfung der Möglichkeiten zur Nutzung des im Mittel 20 bis 30°C warmen Grubenwassers für eine Versorgung von Wohnsiedlungen mit Erdwärme. Im Auftrag der EBV GmbH wurden u.a. eine Machbarkeitsstudie erarbeitet und weiterführende Untersuchungen zur Erfassung des Temperaturniveaus und des Grubenwasserchemismus in den noch offenen Schächten durchgeführt (u.a. CLAUSER et al., 2005, ROSNER et al., 2006b). Im Südlimburger Revier wurde durch die Gemeinde Heerlen das von der EU geförderte „Minewater Project“ (u.a. BAZARGAN et al. 2008, ROSNER et al., 2008) initiiert. Im Rahmen des „Minewater Projects“ wurden im Bereich Heerlen insgesamt fünf bis zu rd. 700 m tiefe Bohrungen zur Erschließung des Grubenwassers in ehemaligen Hauptstrecken des Grubengebäudes abgeteuft, zahlreiche hydraulische Tests sowie hydrochemische Untersuchungen und numerische Modellrechnungen zum Wärmestrom und zur Zirkulation des Grubenwassers im Grubengebäude durchgeführt (VAN TONGEREN ET AL., 2008). Im Rahmen dieses EU-Forschungsprojektes konnten auch weitergehende Untersuchungen in den Schächten des Aachener Reviers durchgeführt werden (IHS, 10.2008).

Aus dieser Gesamtsituation heraus ergab sich der Gedanke, die umfangreichen Daten und Erkenntnisse aus den zahlreichen Einzeluntersuchungen auf der Grundlage einer wissenschaftlich fundierten Auswertung zusammenfassend zu bewerten, um die Erkenntnisse aus dem Aachener und Südlimburger Revier auch für die Planung zukünftiger Stilllegungsmaßnahmen in anderen Steinkohlenrevieren nutzen zu können.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung

Zur Beherrschung der Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs ist ein komplexes kontrolliertes Gruben- und Grundwassermanagement erforderlich. Die Schutzziele müssen basierend auf einer gesamtheitlichen Betrachtung der relevanten Einwirkungspotenziale und den Möglichkeiten zur Erfassung und Sicherung von Risikobereichen festgelegt werden. Dies erfordert eine möglichst zuverlässige Prognose der Auswirkungen einer Flutung von Grubengebäuden nach Einstellung von Wasserhaltungsmaßnahmen. Die Risiken müssen abgeschätzt werden, um den Ablauf der Stilllegungsmaßnahmen so zu steuern, dass schädliche Einwirkungen auf wasserwirtschaftlich relevante Grundwasserkörper, Vorfluter und die Tagesoberfläche minimiert werden. Dazu stehen u.a. auch numerische Modelle zur Verfügung („Box-Modell“ - u.a. ECKART ET AL., 2004), die mit entsprechenden Grundlagendaten versorgt werden müssen.

Die Zuverlässigkeit der Prognosen hängt dabei entscheidend ab von dem Verständnis der hydraulischen Vorgänge im Grubengebäude während der Flutung, der Entwicklung des Grubenwasserchemismus, des Entgasungsverhaltens, der Wechselwirkungen mit dem überlagernden Deckgebirge und den resultierenden Bodenbewegungen. Eine wichtige Grundlage zum Verständnis dieser Vorgänge sind empirische Erfahrungen aus bereits gefluteten Stilllegungsbereichen. Um die spezifischen Erfahrungen aus Stilllegungsbereichen auf andere Reviere übertragen zu können, müssen die Revier-spezifischen Abläufe identifiziert und allgemein gültige Zusammenhänge herausgearbeitet werden.

Zielsetzung der vorliegenden Arbeit war zunächst eine umfassende Dokumentation und Analyse des Ablaufs und der Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier. Dazu gehörte insbesondere eine Analyse der Entwicklung des Grubenwasserchemismus und der Zulaufmengen im Zuge des Grubenwasseranstiegs, die Erfassung und Quantifizierung von Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge und Einwirkungen auf die Tagesoberfläche sowie eine qualitative Gesamtübersicht über die Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs in einem historisch gewachsenen, komplexen Steinkohlenrevier mit einem erheblichen Einfluss der Folgen des Steinkohlenbergbaus auf die wirtschaftlichen Gestaltungsmöglichkeiten der Region in Gegenwart und Zukunft.

Um Wirkungszusammenhänge beim Ablauf des Grubenwasseranstiegs verstehen zu können, war eine Gesamtbetrachtung der naturräumlichen, geologisch-hydrogeologischen und bergbaulichen Rahmenbedingungen des Aachener und Südlimburger Reviers erforderlich. Dazu waren die im Hinblick auf den Grubenwasseranstieg und die möglichen Wechselwirkungen zwischen Grund- und Deckgebirge relevanten Charakteristika des Steinkohlengebirges und des Deckgebirges herauszuarbeiten. Eine Besonderheit lag dabei in der Notwendigkeit einer grenzüberschreitenden Korrelation lithologischer Einheiten im Grund- und Deckgebirge. Für das Verständnis der Grubenwasserströmungsverhältnisse war weiterhin eine Analyse der vielfach historisch gewachsenen hydraulischen Verbindungen innerhalb des Reviers und der betriebszeitlichen Wasserzuläufe vorzunehmen.

Auf der Grundlage dieser gesamtheitlichen Betrachtung waren die maßgeblichen Einflussfaktoren und Abläufe beim Grubenwasseranstieg in den unterschiedlichen Bereichen des Aa-

chener und Südlimburger Reviers herauszuarbeiten und unter Berücksichtigung der spezifischen Randbedingungen des Reviers die Übertragbarkeit der gewonnenen Erkenntnisse auf andere Steinkohlenreviere zu diskutieren. Dabei waren insbesondere Fragen zur Entwicklung der Grubenwasserqualität, hier besonders die Ausbildung einer Schichtung unterschiedlicher Grubenwasserqualitäten im Zuge des Grubenwasseranstiegs, Fragen zu den Einwirkungen auf die Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge und Fragen zu den im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg auftretenden Bodenhebungen zu beantworten.

1.3 Methodik und Gliederung

Einen Überblick über den grundsätzlichen Aufbau der vorliegenden Arbeit gibt das Blockdiagramm in Abb. 1.1. Die naturräumlichen Gegebenheiten des Aachener und Südlimburger Reviers sind in einem einleitenden Kapitel dargestellt. Zusammen mit der heutigen Flächennutzung spielen sie eine wichtige Rolle bei der Bewertung der möglichen Auswirkungen eines Grubenwasseranstiegs. Eine dichte Besiedlung und intensive wasserwirtschaftliche Nutzungen erhöhen das Risikopotenzial. Ganz entscheidend für die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs sind die historisch gewachsenen untertägigen Verbindungen. Die historische Entwicklung des Steinkohlenbergbaus im Aachener und Südlimburger Revier wird dazu grob umrissen und dabei insbesondere die Abwicklung der Stilllegungsmaßnahmen dargestellt. Dabei wird auch ein Überblick über die Hinterlassenschaften des Steinkohlenbergbaus gegeben.

Wesentliche Grundlage der vorliegenden Analyse des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier war eine umfassende Betrachtung der geologisch-hydrogeologischen Randbedingungen und der Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge sowie der hydraulischen Wechselwirkungen zwischen den Steinkohlengruben des Reviers. Dazu wurde ein umfassendes bergbaulich-geologisch-hydrogeologisches Modell erarbeitet und dieses in repräsentativen Karten und Profilschnitten dargestellt.

Das erarbeitete Gesamtmodell ist eine Synthese aus den Veröffentlichungen der Geologischen Dienste der Niederlande (NITG-TNO) und des Landes Nordrhein-Westfalen (GD NRW), den an der RWTH Aachen erarbeiteten Studien zum Aufbau des Grundgebirges im Umfeld der Massive von Stavelot-Venn und Brabant, den geologischen Daten aus Explorationsbohrungen und untertägigen Aufschlüssen des Steinkohlenbergbaus sowie den durch RWE Power AG bearbeiteten hydrogeologischen Modellen für das Rheinische Braunkohlenrevier. Für den Südlimburger Raum wurde insbesondere auf das umfassende Geoinformationssystem „REGIS“ („Regional Geohydrologisch Informatie System“) zugegriffen, das als Teil des Portals „DINOLoket“ („Data en Informatie van de Nederlandse Ondergrond“ über das Internet frei zugänglich ist (URL: <http://www.dinoloket.nl/nl/DINOLoket.html>)). Darüber hinaus wurden aktuelle Bohrergergebnisse (z.B. Pegelbohrungen der EBV GmbH; tiefe Geothermiebohrung „RWTH-1“, Aachen; Bohrungen Minewater Project, Heerlen) berücksichtigt.

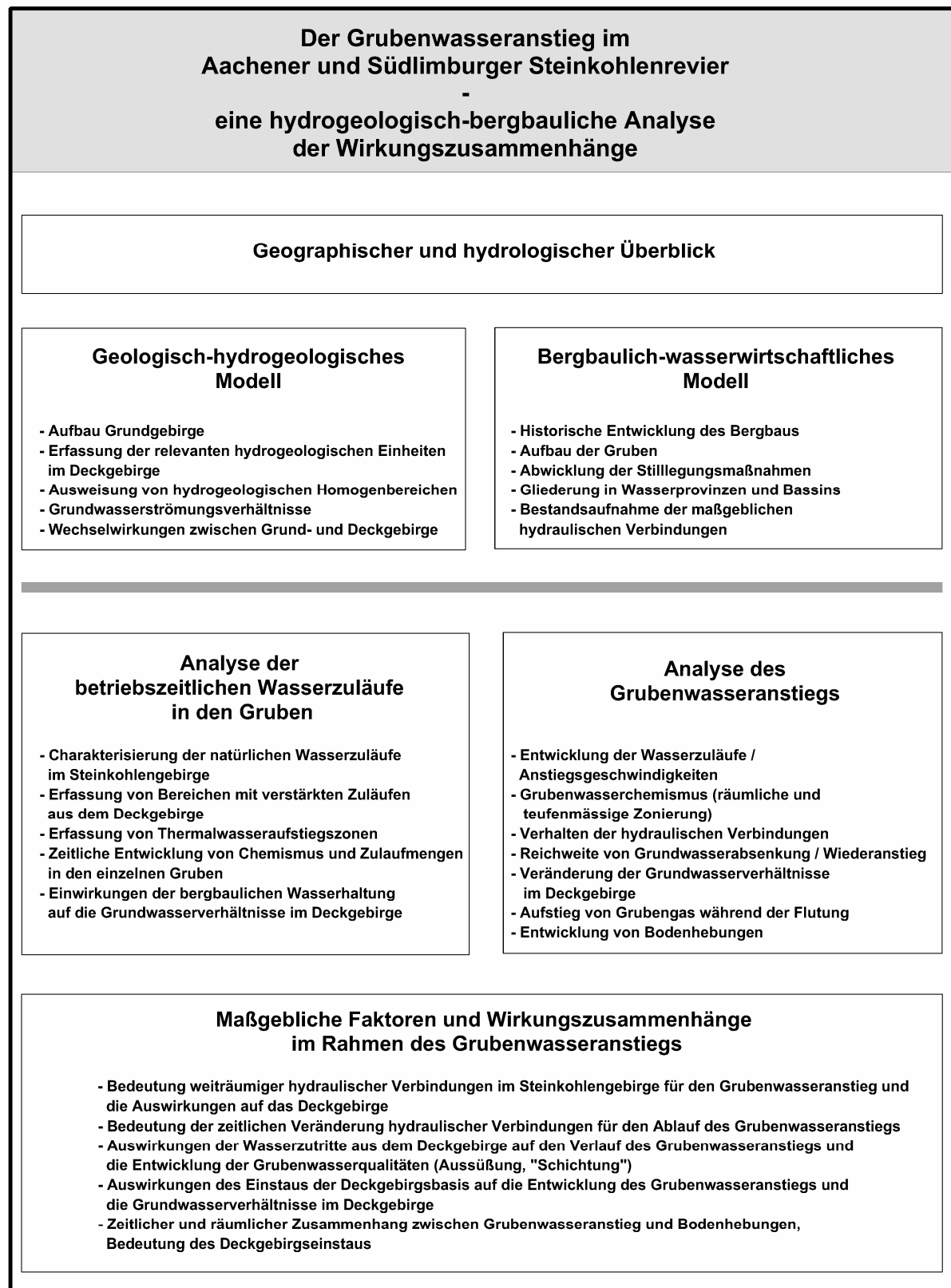


Abb. 1.1: Aufbau der Bearbeitung

Als Grundlage für die Modelldarstellung wurde unter Berücksichtigung aktueller Arbeits- und Forschungsergebnisse eine grenzübergreifende, stratigraphische Gliederung der karbonischen Festgesteinsschichten und der tertiären Lockergesteine erarbeitet. Im Ergebnis dieser Bearbeitung wurde das Revier in hydrogeologische Homogenbereiche gegliedert, in denen aufgrund des unterschiedlichen Deckgebirgsaufbaus entsprechend unterschiedliche hydrogeologische Verhältnisse vorliegen und damit auch unterschiedliche Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge- und Deckgebirge zu erwarten sind.

Die bergbaulichen Grundlagen wurden anhand der Archivunterlagen der EBV GmbH und der niederländischen Staatstoezicht op de Mijnen zusammengestellt; darüber hinaus wurde die einschlägige Literatur zum Aachener und Südlimburger Revier ausgewertet. Als Grundlage für die weitergehende Betrachtung wurden eine Gliederung der Grubengebäude des Reviers in hydraulische eigenständige Anstiegsbereiche vorgenommen und die für den Grubenwasseranstieg relevanten hydraulischen Verbindungen im Revier aufgezeigt.

In einem weiteren Arbeitsschritt wurden die betriebszeitlichen Wasserzuläufe in qualitativer und quantitativer Hinsicht analysiert. Dieser Arbeitsschritt ist eine wichtige Grundlage für das Verständnis der beim Grubenwasseranstieg ablaufenden Vorgänge. So ergaben sich z.B. wichtige Hinweise auf betriebszeitliche Thermalwassereinbrüche oder die Veränderungen im Wasserzulauf aus dem Deckgebirge in der Frühphase des Bergbaus. Die Daten wurden auf der Grundlage einer umfangreichen Akten- und Literaturrecherche für den deutschen und niederländischen Bereich zusammengetragen.

Ein wesentlicher Teil der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich mit der Detailauswertung der insbesondere nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung im Januar 1994 im Rahmen des Monitorings zur Überwachung des Grubenwasseranstiegs und der Auswirkungen auf das Deckgebirge sowie die Geländeoberfläche durch die EBV GmbH erhobenen Daten. Die Bearbeitung umfasst die Analyse der zeitlichen Entwicklung der Wasserzuläufe und des Grubenwasserchemismus und geht dabei auch der Frage nach einer Ausbildung einer Schichtung des Grubenwassers nach („Süßwasserkappe“). Weiterhin wurden umfangreiche Daten zu repräsentativen Grundwassermessstellen im Deckgebirge ausgewertet, um die Auswirkungen der Flutung von Grubengebäuden auf die Grundwasserführung im Deckgebirge qualitativ und quantitativ bewerten zu können. Dazu wurden umfangreiche Pegeldata des Landesgrundwasserdienstes sowie aus dem niederländischen Geoinformationssystem REGIS verwendet. Die Thematik der Ausgasung des Grubengebäudes im Rahmen des Grubenwasseranstiegs wird in der vorliegenden Arbeit nur kurz angerissen, da hierzu nur punktuell Messergebnisse bzw. Erkenntnisse vorliegen. Im Hinblick auf die Bewertung der Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs auf die Geländeoberfläche wurde eine Analyse der für das Aachener und Südlimburger Revier vorliegenden Daten der Leitnivelements für den Zeitraum ab etwa 1974 ausgewertet.

Aus der Zusammenschau der sich für die einzelnen Themenbereiche ergebenden Erkenntnisse wurden Gesetzmäßigkeiten und Wechselwirkungen beim Ablauf des Grubenwasseranstiegs herausgearbeitet und das Einwirkungspotenzial aufgezeigt.

1.4 Begriffsbestimmungen

Ein wesentlicher Bestandteil der vorliegenden Untersuchungen ist die Analyse der in den Steinkohlengruben zirkulierenden Wässer sowie deren Einfluss auf das Wasser im Deckgebirge und die Vorfluter. In diesem Zusammenhang wird im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen explizit unterschieden zwischen **Grundwasser und Grubenwasser**.

Grundwasser ist nach DIN 4049 (Teil 3, Begriffe zur quantitativen Hydrologie) unterirdisches Wasser, das Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegungsmöglichkeiten ausschließlich durch die Schwerkraft bestimmt wird. Das Wasserhaushaltsgesetz (WHG, §1, Artikel 1, Abs. 2) sowie die EU-Wasserrahmenrichtlinie (Richtlinie 2000/60/EG, Artikel 2, Abs. 2) definieren Grundwasser als „alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone, das in unmittelbarer Berührung mit dem Boden oder dem Untergrund steht“. Eine tiefenmäßige Begrenzung kennt das Wasserrecht nicht.

Der Begriff **Grubenwasser** wird nachfolgend verwendet für alle Wässer, die im karbonischen Festgestein zirkulieren und durch untertägig geschaffene Grubenbaue hinsichtlich der hydrochemischen Zusammensetzung beeinflusst sind oder sein können. Im Rahmen der Passage durch die untertägigen Grubenbaue führen hydrochemische Prozesse zu einer Veränderung der Wasserqualität sowie zur Durchmischung von Wässern, die natürlicherweise nicht in Kontakt stehen. Grubenwasser bezeichnet in diesem Sinne auch das im Rahmen des Grubenwasseranstiegs aus den untertägigen Abbaubereichen in das Deckgebirge aufsteigende Wasser, das sich im Deckgebirge mit dem natürlich zirkulierenden „Grundwasser“ mischt. Diese Unterscheidung stellt keine wasserrechtliche Bewertung dar.

2 Geographischer und hydrologischer Überblick

2.1 Geographische Lage des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers

Das Aachener Steinkohlenrevier liegt im südwestlichen Randbereich von Nordrhein-Westfalen, im Grenzbereich zu den Niederlanden. Es war neben den nordrhein-westfälischen Steinkohlenrevieren im Ruhrgebiet, in Ibbenbüren und Erkelenz sowie dem Saarrevier eines der bedeutenden Steinkohlenreviere Deutschlands (Abb. 2.1). Das sich unmittelbar westlich auf niederländischer Seite anschließende Südlimburger Steinkohlenrevier liegt in der Provinz Limburg, der südlichsten Provinz der Niederlande. In den Niederlanden ist dies das einzige Steinkohlenrevier.

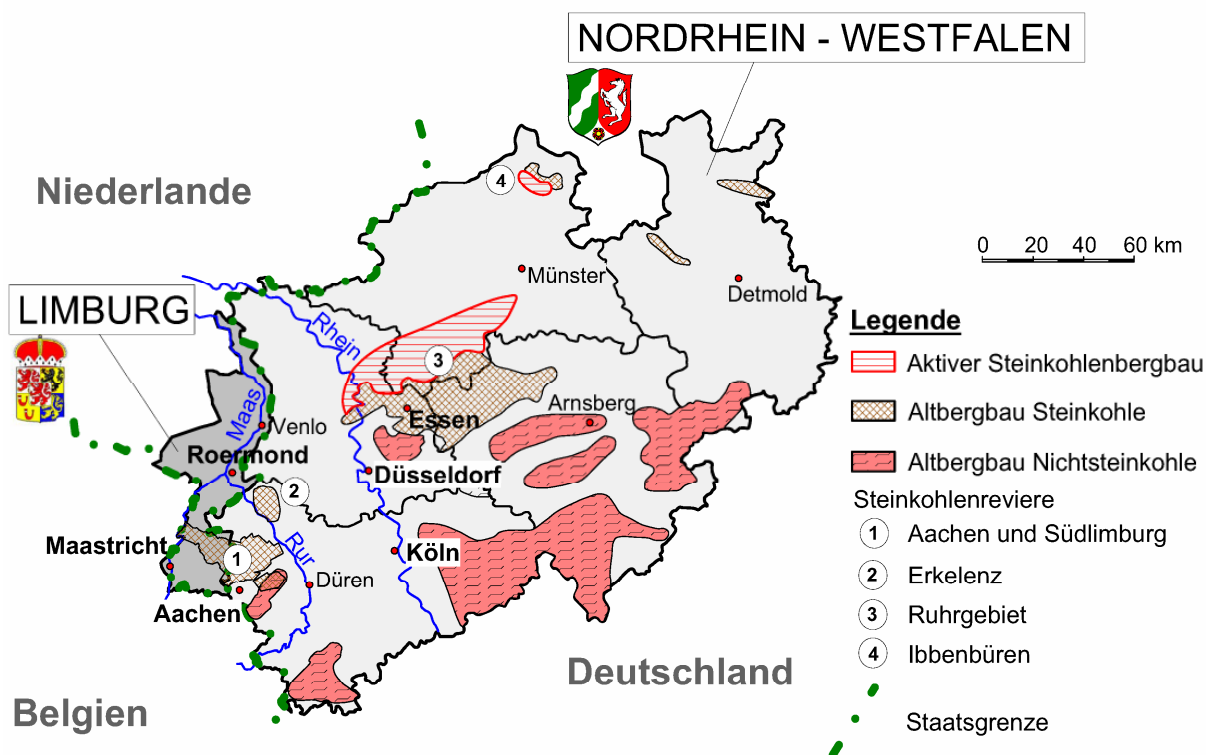


Abb. 2.1: Überblick über die Bergbaubereiche in Nordrhein-Westfalen und Südlimburg, NL (überarbeitet auf der Grundlage von BEZIRKSREGIERUNG ARNSBERG, 2006)

Das Aachener und das Südlimburger Steinkohlenrevier erstrecken sich nördlich der Achse Maastricht (NL) - Aachen über eine Gesamtfläche von rd. 490 km², bei einer Längserstreckung zwischen der Maas im Westen und der Rur im Osten von maximal rd. 43 km und einer Ausdehnung in N-S-Richtung von maximal rd. 19 km entlang der Achse Aachen - Brunssum (NL) (Abb. 2.2).

Im Nordwesten grenzt das Südlimburger Revier entlang der Maas auf einer Strecke von rd. 7 km an das sich westlich anschließende belgische Steinkohlenrevier des Campine-Beckens („NV Kempische Steenkoolmijnen“). Im Zentrum des Aachener und Südlimburger Reviers verläuft im Bereich der deutschen Städte Aachen / Herzogenrath / Übach-Palenberg /

Geilenkirchen auf einer Länge von rd. 30 km die deutsch-niederländische Staatsgrenze. Das Südlimburger Revier erstreckt sich über eine Fläche von rd. 230 km² u.a. im Bereich der Städte Sittard-Geleen, Brunssum, Heerlen und Kerkrade. Das Aachener Revier weist eine Fläche von rd. 260 km² auf, mit den Städten Herzogenrath und Alsdorf im Zentrum.

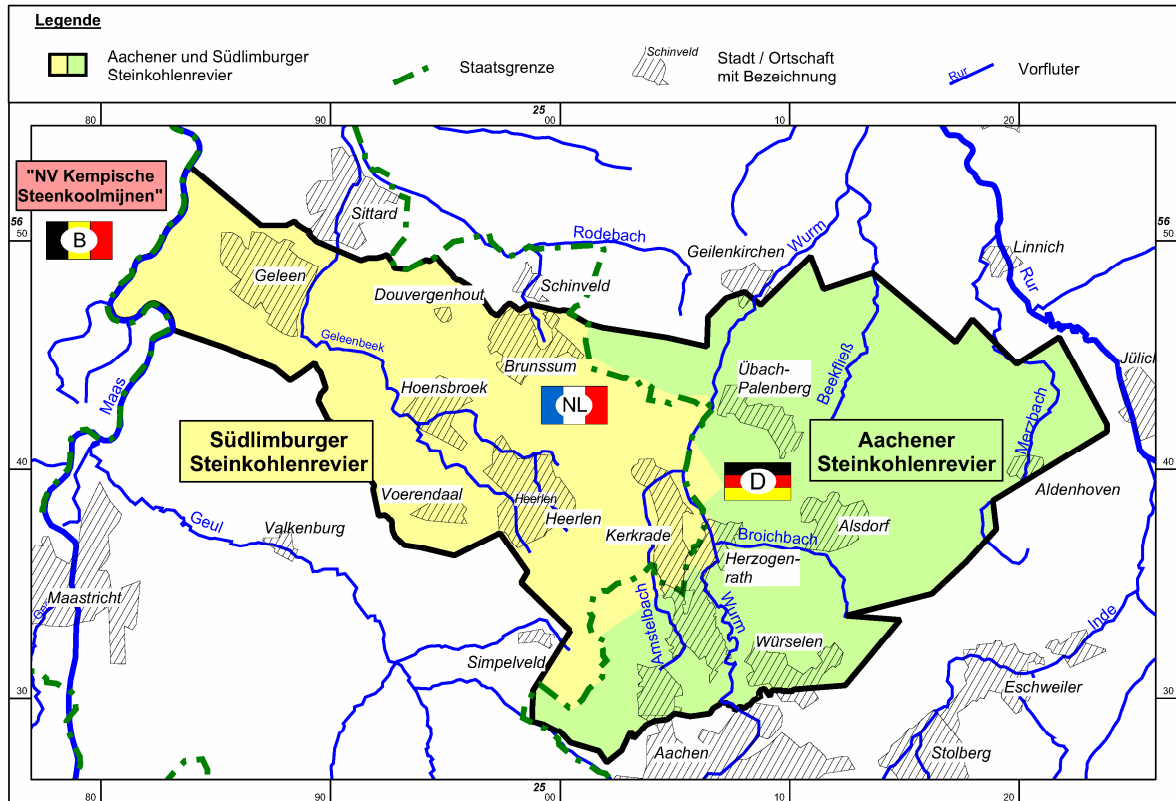


Abb. 2.2: Geographische Übersicht über das Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier

2.2 Naturräumliche Gliederung, Morphologie und Hydrologie

Anhand hypsometrischer, klimatischer und geologischer Faktoren ergibt sich für das Untersuchungsgebiet und dessen Umfeld nach NILSON (2006) in einer groben Näherung eine Dreigliederung des Naturraumes. Besonders ausgeprägt ist der Gegensatz zwischen den südlich von Aachen gelegenen Mittelgebirgsregionen der Nordeifel (Hohes Venn) und den Börden des Niederrheinischen Tieflandes. Zwischen diesen Bereichen vermittelt die Mittelgebirgsfußfläche (Vennfußfläche) sowie das Aachen-Limburger Hügelland (s. Abb. 2.3).

Im Bereich des Aachener Hügellandes steigt das Gelände am SW-Rand des Aachener Reviers bis auf Höhen um 260 mNHN an. Von hier aus sinkt die Morphologie in nordwestlicher Richtung zur Maas sowie in nordöstlicher Richtung zur Rur sukzessive ab (s. Abb. 2.4). Der Börden- und Tieflandbereich ist abgesehen von den Flussterrassen der Maas und des ehemaligen Rheins überwiegend schwach reliefiert. Im südlichen Teil des Reviers haben sich die Vorfluter Wurm, Amstelbach (bzw. Anselderbeek auf niederländischer Seite) und Broichbach z.T. mehrere Zehner-Meter in das umgebende Flachland eingeschnitten.

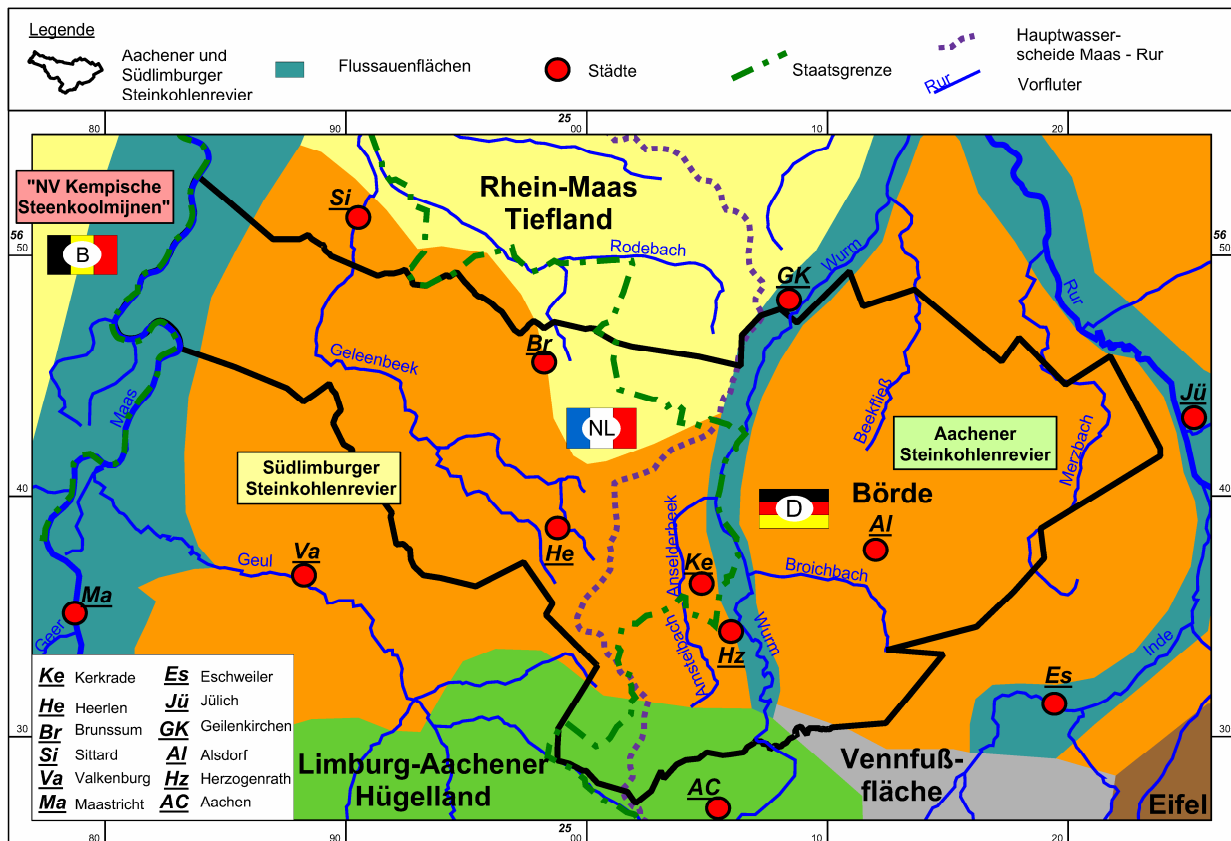


Abb. 2.3: Naturräumliche Gliederung des Untersuchungsgebietes (nach NILSON, 2006)

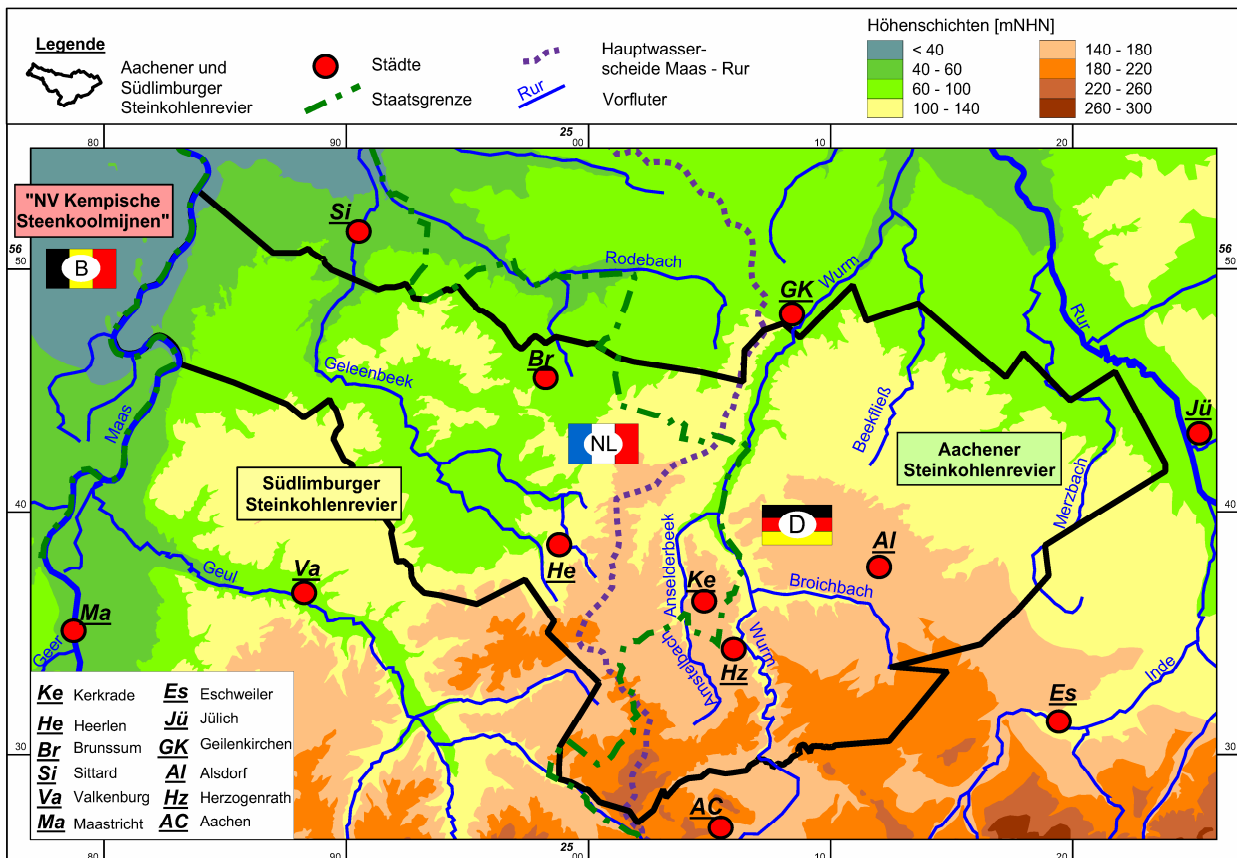


Abb. 2.4: Morphologie des Untersuchungsgebietes

Die Maas liegt am NW-Rand des Südlimburger Steinkohlenreviers auf einem Niveau von rd. 40 mNHN. Die Vorfluter des Südlimburger Reviers (Geleenbeek, Rodebach) entwässern im Wesentlichen nach NW zur Maas. Am E-Rand des Aachener Reviers verläuft die Rur auf einem Niveau von rd. 70 mNHN. Die Wasserscheide zwischen den beiden Hauptvorflutern des Reviers, Maas und Rur, verläuft im zentralen Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers von Aachen im SW, westlich vorbei an Kerkrade, bis nach Geilenkirchen. Der bedeutsamste Vorfluter innerhalb des Aachener Reviers ist die Wurm, die etwa in N-S-Richtung von Aachen nach Geilenkirchen das Revier durchzieht. Das Vorflutniveau der Wurm liegt zwischen rd. 140 mNHN am S-Rand und rd. 70 mNHN am N-Rand des Reviers.

2.3 Flächennutzung, Besiedlung, Schutzgebiete

Im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers leben etwa 500.000 Menschen. Die Verteilung der Bevölkerung im Umfeld der Steinkohlenreviere nach NILSON (2006) zeigt, dass sich die Bevölkerung außerhalb der großen Städte Maastricht und Aachen auf die zentralen Bereiche des ehemaligen Steinkohlenbergbaus, vor allem Sittard, Geleen, Heerlen, Kerkrade, Herzogenrath, Würselen und Alsdorf, konzentriert (Abb. 2.5).

Hier werden vergleichsweise hohe Bevölkerungsdichten mit Einwohnerzahlen von über 1.000 je km² erreicht. Solche Bereiche sind insbesondere im Hinblick auf Einwirkungen auf die Tagesoberfläche als besonders sensibel einzustufen. Die umgebenden Bereiche sind überwiegend landwirtschaftlich geprägt.

Im Hinblick auf mögliche Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs auf das Deckgebirge sind insbesondere Trinkwasserschutzgebiete und Naturschutzgebiete von Bedeutung. Die Trinkwassergewinnung erfolgt im Wesentlichen außerhalb des Aachener und Südlimburger Reviers (s. Abb. 2.6). Im südlichen Teil von Südlimburg wird Trinkwasser aus den Kreidekalken gewonnen; im nördlichen und östlichen Umfeld des Aachener Reviers erfolgt Trinkwassergewinnung im Wesentlichen aus den oberflächennahen tertiären und quartären Sand/Kiesablagerungen der Niederrheinischen Bucht. Trinkwasserschutzgebiete reichen nur lokal bis in das Revier hinein. Für die Trinkwasserversorgung des weiteren Aachener Raums sind vor allem die Talsperren der Nordeifel von Bedeutung (Dreilägerbach-, Kall-Talsperre).

Größere Naturschutzgebiete liegen innerhalb des Reviers im südlichen Abschnitt des Wurmtals, in dem sich das Wurmatal in das karbonische Festgestein eingeschnitten hat. Darüber hinaus liegen im nördlichen Randbereich des Reviers die Naturschutzgebiete der Teverener und Brunssumer Heide.

Die Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge werden im östlichen und nördlichen Umfeld des Aachener Reviers stark durch die weiträumigen Grundwasserabsenkungen infolge der Sumpfungmaßnahmen für die großen Braunkohlentagebaue der RWE Power AG beeinflusst.

Am SE-Rand des Steinkohlenreviers liegen der ehemalige Tagebau Zukunft („Kippe Zukunft“) und der Tagebau Inden. Der Abbau im Tagebau Zukunft erfolgte seit etwa 1935 bis in

das Niveau von Flöz Morken. In der zweiten Hälfte der 1950'er Jahre begann man mit der weiträumigen Vorentwässerung der Tagebaurandbereiche zur Stabilisierung der z.T. mehrere Hundert Meter hohen Böschungen (RATHSMANN, 1986). In den 1980'er Jahren wurde die Wasserhaltung für den Tagebau Zukunft sukzessive eingestellt. Im Jahre 1987 wurde der Tagebau Zukunft stillgelegt und danach weitgehend verkippt. Nur im südöstlichen Randbereich des ehemaligen Tagebaugeländes wurde auf einer Fläche von rd. 100 ha der „Blausteinsee“ als Restsee eingerichtet. Seit 1994 wird das Tagebaurestloch, der „Blausteinsee“, gezielt geflutet; der Wasserspiegel des Blausteinsees liegt heute bei rd. 129 mNHN.

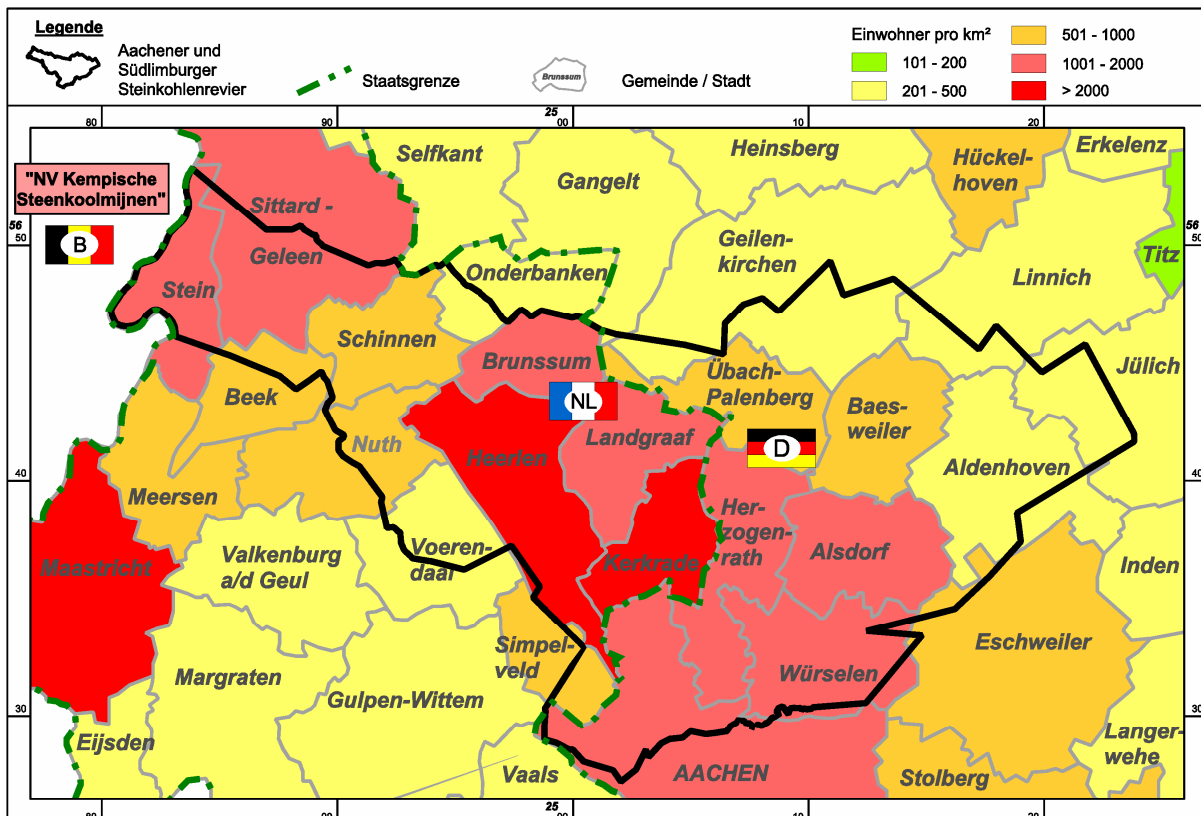


Abb. 2.5: Städte und Gemeinden im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier mit Verteilung der Bevölkerungsdichte (nach NILSON, 2006)

Der Rahmenbetriebsplan für den Tagebaue Inden I wurde 1984 genehmigt; seit 2000 wird aus der östlichen Erweiterung, „Inden II“, gefördert. Der Betrieb im Tagebau Inden II ist bis 2030 ausgelegt. Die Braunkohlenflöze liegen im Abbaufeld bis zu einer Teufe von rd. 230 m. Die erforderlichen Sumpfungsmaßnahmen erfassen das gesamte Deckgebirge bis in das tiefste Grundwasserstockwerk.

Darüber hinaus wirken sich die Grundwasserabsenkungen für den rd. 7 km östlich des Reviers gelegenen Tagebau Hambach bis über das Aachener Revier hinaus nach NW in den deutsch-niederländischen Grenzbereich hinein aus. Der Tagebau Hambach wurde 1978 aufgeschlossen und hat derzeit eine Tiefe von rd. 350 m. Im Abbaufeld steht Braunkohle bis in eine Teufe von rd. 450 m an; der Betrieb ist bis über das Jahr 2030 hinaus geplant.

Der rd. 9 km nordöstlich des Tagebaus Hambach gelegene Tagebau Garzweiler hat keine weitgehende Einwirkung mehr auf den Bereich des Aachener Steinkohlenreviers.

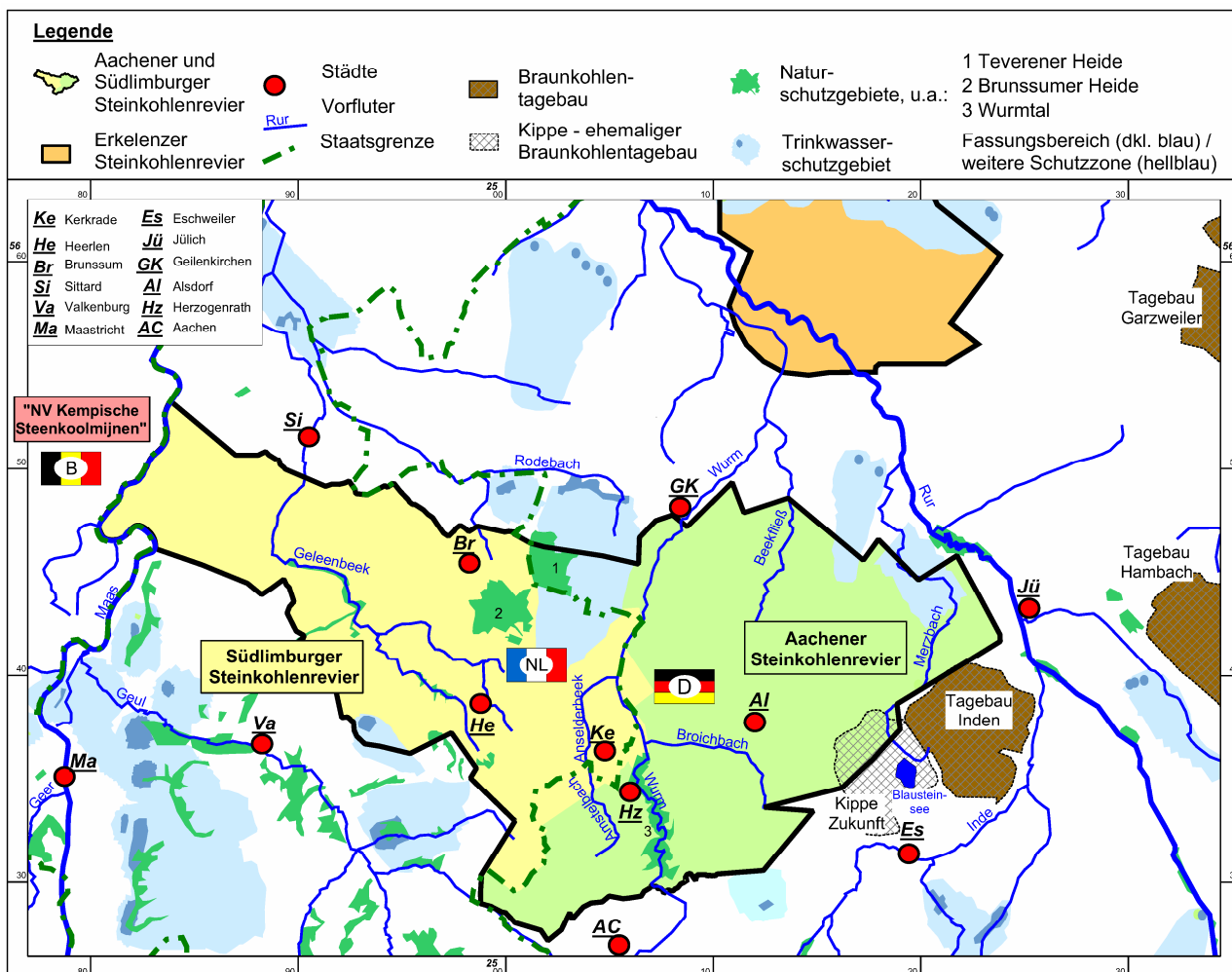


Abb. 2.6: Wasserschutzgebiete und Naturschutzgebiete im Untersuchungsgebiet

Auch die ehemaligen Abbaufelder des Erkelenzer Steinkohlenreviers liegen nur etwa 10 km nordöstlich des Aachener Reviers. Das Erkelenzer Revier wurde 1997 stillgelegt; seither steigt das Grubenwasser hier an. Zu den Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Erkelenzer Revier liegen insbesondere aufgrund der besonderen Problematik der Bergschäden infolge Bodenhebungen zahlreiche Veröffentlichungen vor (u.a. HEITFELD ET AL., 2004 und 2005). Eine Wechselwirkung zwischen dem Grubenwasseranstieg im Aachener Revier und dem Grubenwasseranstieg im Erkelenzer Revier wurde bisher nicht festgestellt und ist aufgrund der hydrogeologischen Gegebenheiten auch nicht zu erwarten.

3 Geologisch-hydrogeologisches Modell

3.1 Geologischer Rahmen

Der geologische Bau und das hydrogeologische System sind der wesentliche Baustein für das Verständnis der Entwicklung von Wasserzuläufen und Wasserqualitäten im Rahmen des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier. Die Verhältnisse werden bestimmt durch ein von der Ablagerungsgeschichte und der tektonischen Entwicklung geprägtes überregionales Fließsystem im karbonischen Grundgebirge sowie der Wechselwirkung mit den stärker durchlässigen Deckgebirgsschichten (Kreide bis Tertiär).

Das Aachener Steinkohlenrevier liegt geologisch gesehen in den sich überschneidenden Einflusszonen des in der Nordeifel und dessen nördlichem Vorland aufgeschlossenen variszischen Gebirges mit dem zentralen Massiv von Stavelot-Venn, des im tieferen Untergrund verborgenen Brabanter Massivs und der von jüngerer Bruchtektonik geprägten Niederrheinischen Bucht (s. Abb. 3.1).

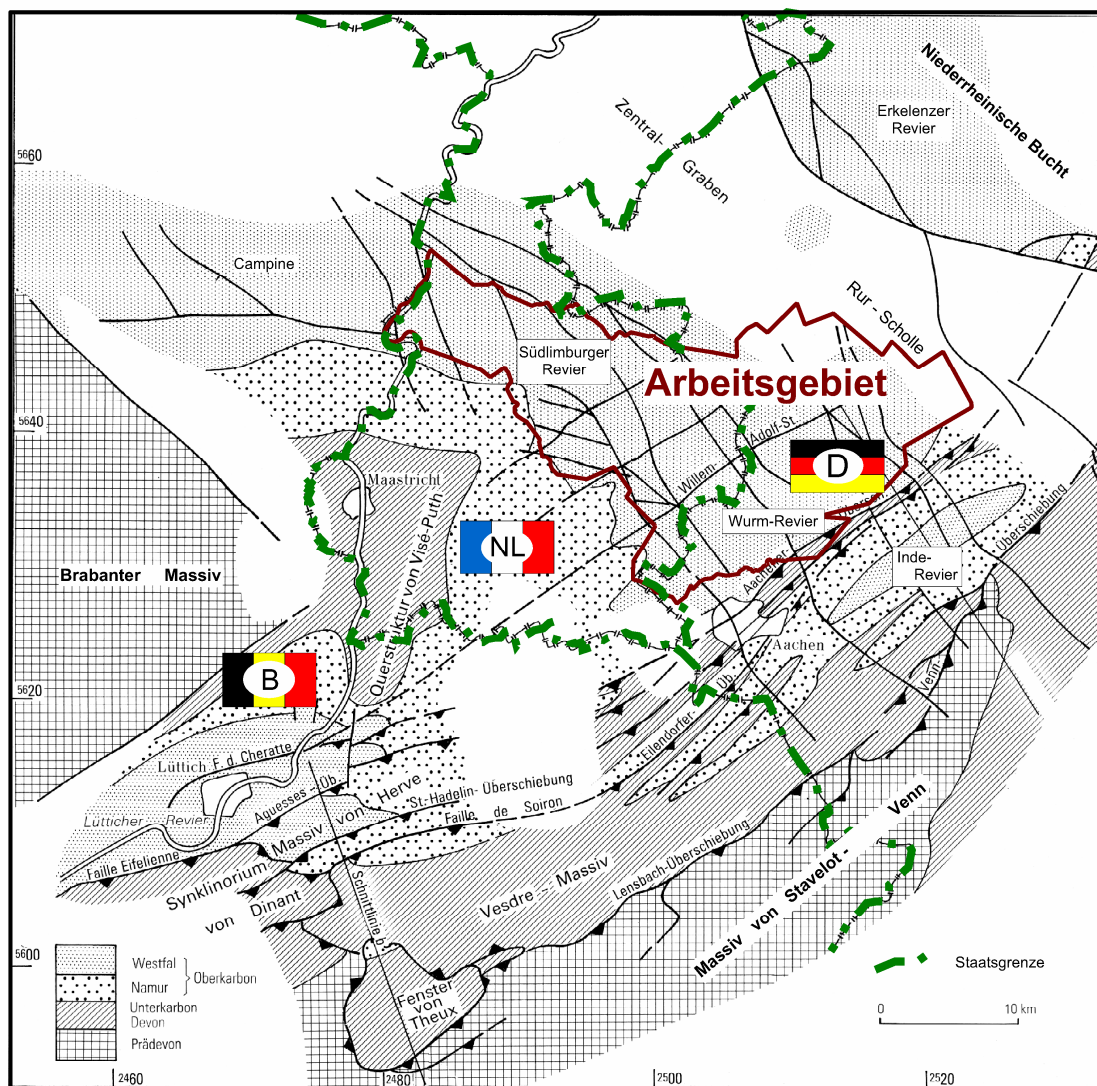


Abb. 3.1: Gebirgsbau am Ostrand des Brabanter Massivs (nach WREDE, 1985)

Das flözführende Oberkarbon tritt im Aachener Steinkohlenrevier in zwei räumlich voneinander getrennten tektonischen Teilbereichen auf: dem „Wurm-Revier“ nördlich von Aachen und dem „Inde-Revier“ im Raum Stolberg-Eschweiler, südöstlich von Aachen. Das „Inde-Revier“ liegt in einer Einmuldung oberkarbonischer Schichten innerhalb der ansonsten von devonischen Schichten aufgebauten Schuppenzone am N-Rand des altpaläozoischen Massivs von Stavelot-Venn (Venn-Sattel). Der Aachener Schuppensattel mit der Aachener Überschiebung an seiner Basis trennt die beiden Steinkohlenmulden.

Der Steinkohlenbergbau im Inde-Revier wurde 1945 eingestellt, so dass man heute den Begriff des Aachener Reviers im Wesentlichen mit der nördlichen Wurm-Mulde (dem eigentlichen „Wurm-Revier“) verbindet, wo der Bergbau erst 1992 endgültig eingestellt wurde. In diesem Sinne wird auch im Folgenden der Begriff des Aachener Steinkohlenreviers verwendet.

Die Wurm-Mulde gehört der oberkarbonischen Saumsenke des variszischen Gebirges an. Sie setzt sich im Vorland des variszischen Gebirges nach SW über die Lütticher-Mulde bis in die Namur-Mulde fort. Dieser Muldenzug wird durch die Aachen-Midi Überschiebung als markantes Element der variszischen Überschiebungstektonik nach Süden begrenzt.

Der sich unmittelbar im Liegenden der Aachener Überschiebung anschließende Teil der Wurm-Mulde ist gekennzeichnet durch eine intensive Faltung und z.T. Verschuppung, die aber nach Nordwesten abklingt und in ein nahezu ungestörtes Auflager auf dem Brabanter Massiv übergeht. Im Nordwesten finden die Steinkohlenvorkommen des Aachener Reviers ihre Fortsetzung im niederländischen Südlimburger Revier und schließlich im belgischen Campine-Becken, wo die oberkarbonischen Schichten weitgehend ungefalted sind.

Im Bereich westlich des Aachener Reviers teilt sich somit an dem autochthonen, kaledonisch konsolidierten Brabanter Massiv der von Nordosten her aus dem Ruhrrevier über das Erkelenzer Revier verlaufende mitteleuropäische Karbon-Gürtel in einen südlichen, sich im Lütticher Revier fortsetzenden und einen nördlichen, im belgischen Campine-Becken mündenden Strang. Zwischen Lütticher Mulde und Campine Becken tritt das Brabanter Massiv an die Oberfläche des variszisch konsolidierten Grundgebirges und taucht nach Osten in den tieferen Untergrund des Aachener Reviers ab.

3.2 Karbonisches Grundgebirge

3.2.1 Auflager

Die karbonischen Schichten lagern dem prävariszisch konsolidierten Brabanter Massiv im Hangenden einer mächtigen devonischen Schichtenfolge auf. Für den Bereich der Wurm-Mulde wurde die Mächtigkeit der devonischen Schichtenfolge von WINTERFELD (1994) mit rd. 1.700 m angesetzt. Ein Aufschluss devonischer Schichten nordwestlich des Aachener Sattels liegt nur aus der im unmittelbaren Liegenden der Aachener Überschiebung angesetzten

rd. 2.500 m tiefen Geothermiebohrung „RWTH-1“ in Aachen vor. Hier wurden im Liegenden der karbonischen Schichten (Zone I in Abb. 3.2) Karbonat führende Silt- und Tonsteine des Oberdevon (Zone II in Abb. 3.2) und klastische Schichten des Unterdevon (Zone III in Abb. 3.2) unter Ausfall der ansonsten für die Region markanten karbonatischen Folgen des Frasnés und Givet sowie der Schichten des Ems in einer Mächtigkeit von rd. 1.500 m erbohrt).

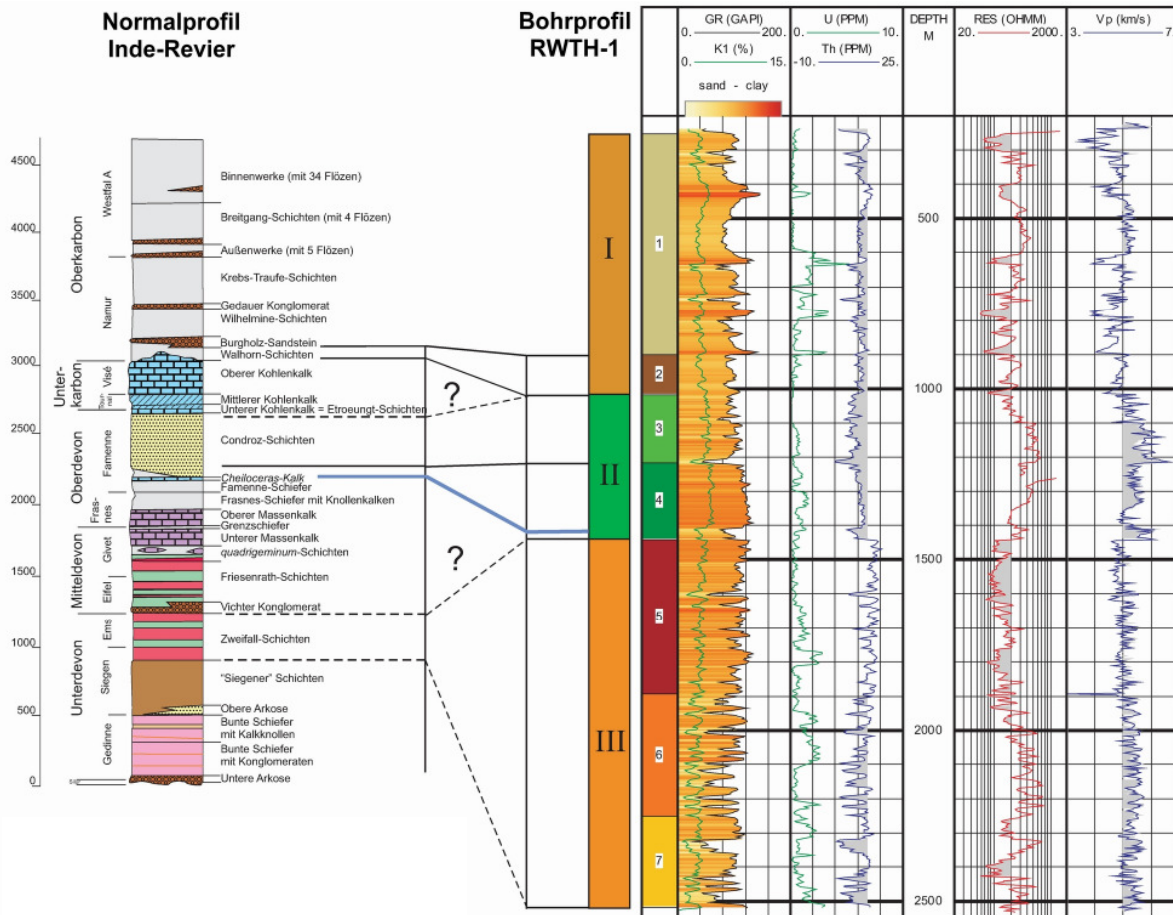


Abb. 3.2: Stratigraphische Interpretation der Bohrung RWTH-1, Aachen (aus PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS, 2007)

3.2.2 Stratigraphie der Karbonschichten

Der Steinkohlenbergbau des Aachener und Südlimburger Reviers gründet sich auf die Steinkohlenflöze der Schichten des Westfal (Mittlerer Oberkarbon). Die im Liegenden folgenden Schichten des Namurs (Unterer Oberkarbon) sind im Wurm-Revier nur unvollständig aufgeschlossen. Die im Hinblick auf die Grundwasserzirkulation im variszischen Grundgebirge auch für die vorliegende Bearbeitung bedeutsamen Schichten des Unterkarbons sind nur aus Bohrungen im Südlimburger Raum bekannt; übertägige Aufschlüsse liegen im belgischen Geultal und im Aachener Raum südlich der Aachener Überschiebung vor.

Die stratigraphischen Einheiten des Karbons sind für die Bereiche des Südlimburger und des Aachener Reviers zusammenfassend in Anl. 1 gegenübergestellt. Zum Vergleich ist die stratigraphische Gliederung der Karbonschichten im Inde-Revier mit aufgeführt. Einen Überblick über die Verbreitung der karbonischen Schichten an der Oberfläche des variszischen Grundgebirges im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers sowie dessen Umfeld gibt der Lageplan in Anl. 2. Die Darstellungen in Anl. 1 und Anl. 2 stellen eine Synthese der einschlägigen Kartenwerke und Schriften der Geologischen Dienste der Niederlande (NITG-TNO) und von Nordrhein-Westfalen (GD NRW) dar; für den Südlimburger Bereich wurden im Wesentlichen NITG-TNO (1999), RGD (1995) und PATIJN & KIMPE (1961), für den deutschen Bereich WREDE & ZELLER (1988) zugrunde gelegt. Darüber hinaus wurden die Ergebnisse neuerer Tiefbohrungen im Umfeld der Braunkohlentagebaue gemäß RIBBERT & WREDE (2005) sowie die Ergebnisse der Tiefbohrung „RWTH-1“ gemäß PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS (2007) und SINDERN ET AL. (2008) und die Darstellungen zur Tektonik des variszischen Grundgebirges von WINTERFELD (1994) und HOLLMANN (1997) verwendet.

Unterkarbon

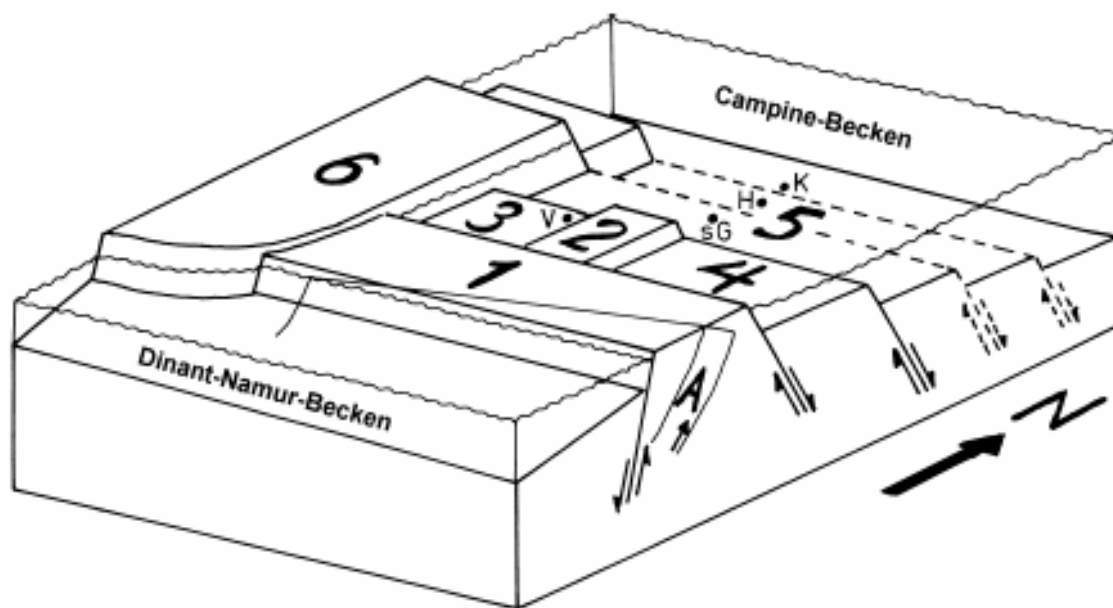
Die karbonische Schichtenfolge beginnt mit dem im Untersuchungsgebiet durchweg in Kohlenkalk-Fazies ausgebildeten Unterkarbon; dabei handelt es sich im Wesentlichen um Schelfkarbonate. Die Kalksteinschichten haben eine wichtige Bedeutung für die Grundwasserzirkulation des variszischen Grundgebirges. Im Inde-Revier, wo das Unterkarbon zutage tritt, erfolgt eine umfangreiche Trinkwassergewinnung aus den Kohlenkalkzügen. In Südlimburg wird Thermalwasser aus dem Kohlenkalk gewonnen („THERMAE 2002“ in Valkenburg). Darüber hinaus sind die aus den Kohlenkalkzügen des Inde-Reviers (Aachen, Stolberg) und des sich südwestlich anschließenden belgischen Raumes (Kelmis, Moresnet, Plombières) bekannten Blei-Zinkerzlagertstätten von großer wirtschaftlicher Bedeutung gewesen (z.B. Erzgruben Diepenlinchen in Stolberg und Altenberg in Kelmis (B)).

Übertägige Aufschlüsse im Unterkarbon sind im Aachener und Südlimburger Revier auf den Bereich südlich der Aachener Überschiebung begrenzt. Mächtigkeit und Verbreitung der Schichten des Unterkarbons im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers lassen sich daher im Wesentlichen nur anhand der Erkenntnisse aus den südlich und südwestlich angrenzenden Bereichen ableiten. Südlich der Aachener Überschiebung, im Bereich des Inde-Reviers, erreicht das Unterkarbon eine Mächtigkeit von rd. 200 bis 300 m. Neue Erkenntnisse über die Ausbildung des Unterkarbons im Liegenden der Aachener Überschiebung haben sich aus der Bohrung „RWTH-1“ in Aachen ergeben (s. Abb. 3.2, PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS, 2007; SINDERN et al., 2008); hier fehlt der Kohlenkalk in dem entsprechenden stratigraphischen Niveau. Dagegen wurde nach RIBBERT & WREDE (2005) rd. 10 km nordöstlich, am SE-Rand des Aachener Reviers im Raum Kinzweiler, in der Bohrung „Kinzweiler 1“ Kohlenkalk oberflächennah (in rd. 30 m Teufe) im Liegenden der Aachener Überschiebung erbohrt.

Im belgischen Geultal, rd. 10 km südwestlich von Aachen, tritt Kohlenkalk im Liegenden der Moresneter Überschiebung, der südwestlichen Verlängerung der Aachener Überschiebung, zutage. Im belgischen Visé ist das Unterkarbon in mehreren Steinbrüchen im Maastal aufgeschlossen. Für den Südlimburger Raum liegen Erkenntnisse zur Ausbildung des Unterkarbons

aus mehreren Tiefbohrungen vor. Die im Hinblick auf die Ausbildung des Unterkarbons im Aachener und Südlimburger Revier relevanten Erkenntnisse aus dem südwestlich angrenzenden niederländisch/belgischen Raum sind im Folgenden zusammengefasst.

Für die Entwicklung des durchweg in Kohlenkalk-Fazies ausgebildeten Unterkarbons im Untersuchungsgebiet ist die Randlage zum Brabanter Massiv von wesentlicher Bedeutung. Differenzielle Hebungen aufgrund einer synsedimentären Zerblockung des Basements am Ostrand des Brabanter Massivs bedingen ausgeprägte laterale Variationen in Fazies, Mächtigkeit, Verkarstung und Erosion der unterkarbonischen Sedimente (MATHES-SCHMIDT, 2000). Die dem Brabanter Massiv östlich vorgelagerten Blöcke bildeten im Visé ein System von Schwellenregionen (Blöcke von Booze-Le Val Dieu und Souvré) und Senken (Blöcke von Hermalle-sous-Argenteau, Bombaye und Maastricht; POTY, 1991; Abb. 3.3).



1 = Booze-Le Val Dieu-Block, 2 = Souvré-Block, 3 = Hermalle sous Argenteaux-Block, 4 = Bombaye-Block, 5 = Maastricht Grabensystem (= Visé-Puth-Trog, POTY, 1991), 6 = Brabanter Massiv, A = Störung von D'Aguesses-Asse (Fortsetzung der Aachener Überschiebung), K = Bohrung Kastanjelaan, H = Bohrung Heugem-1, sG, = Bohrung 's Gravenvoeren; V = Steinbrüche von Visé, näherungsweise Meeresspiegel im oberen Viséum; Lage der Bohrungen s. Anl. 2

Abb. 3.3: Basementzerblockung am Ostrand des Brabanter Massivs im oberen Viséum; relative Lage der wichtigsten tektonischen Einheiten (Poty, 1991, aus MATHES-SCHMIDT, 2000):

In den Schwellenregionen, wie im Gebiet von Le Val Dieu, im Hangenden der D'Aguesses-Überschiebung, fehlt das Unterkarbon lokal vollständig (HOLLMANN, 1997). Auch in den sich unmittelbar nördlich anschließenden Becken erreicht die Mächtigkeit der unterkarbonischen Schichten z.T. nur Beträge von rd. 140 m (Hermalle-sous-Argenteau). Nach Norden hin nimmt die Mächtigkeit der Unterkarbon-Schichten zum Campine Becken hin sukzessive zu. Im Campine-Becken wurden schließlich im Unterkarbon über 1.000 m mächtige Karbonatfolgen abgelagert.

Für den unmittelbar östlich dem Brabanter Massiv vorgelagerten Bereich postulieren BLESS ET AL. (1980) die Lage des Visé-Puth-Troges, einer Senke mit ungewöhnlich mächtigen Ablagerungen des Devon und Unterkarbon. Ein ausgeprägtes Schwereminimum in diesem Bereich wird als Hinweis auf das Vorhandensein eines kleinen Evaporitbeckens angenommen; KIMPE ET AL. (1978) und auch HERCH (1997) werten das Auftreten Chlorid-reicher Grubenwässer im Südlimburger Revier als Hinweise auf solche Evaporit-Vorkommen.

In diesem Bereich ist das Unterkarbon durch mehrere Tiefbohrungen („s’Gravenvoeren“, „Heugem-1“, „Kastanjelaan“ in Maastricht, „Gulpen“, „Thermae 2002“ in Valkenburg, „Houthem“ und „Geverik“, s. Anl. 2) aufgeschlossenen. Die Bohrung „Heugem-1“ liegt danach im Zentrum dieses Troges, die Bohrung „Kastanjelaan“, Maastricht, in einer topographisch höheren Position, die als mehr randlich angesehen wird (STOPPEL et al. 1981). Die Ausdehnung dieses „Troges“ nach Norden ist unbekannt. Die Bohrungen „Heugem 1“, „Geverik“ und „s’Gravenvoeren“ (s. Anl. 2 und Abb. 3.3) haben das Unterkarbon mit Mächtigkeiten von rd. 400 bis 1.000 m erbohrt, wobei nur die Bohrung „s’Gravenvoeren“ unter rd. 1.000 m mächtigem Unterkarbon das liegende Devon erreichte. Die im westlichen Randbereich des Südlimburger Reviers gelegenen Bohrungen „Houthem“, „Gulpen“ und „Thermae 2002“ (Valkenburg) erreichten nur vergleichsweise geringe Teufen unter 200 m im Unterkarbon.

Für das Aachener und Südlimburger Revier muss nach dem derzeitigen Kenntnisstand mit einer vergleichbar differenziellen Mächtigkeitsentwicklung des Unterkarbons gerechnet werden. WINTERFELD (1994) setzt die Mächtigkeit des Unterkarbons im Wurm-Revier ausgehend von den Aufschlüssen des Aachener Raums und des Inde-Reviere mit rd. 200 m an. Das Fehlen des Unterkarbons in der Bohrung „RWTH-1“ könnte demgegenüber auf eine Schwellenregion im Visé am Südostrand des Aachener Reviers vergleichbar dem Booze-Le Val Dieu-Block unmittelbar östlich des Brabanter Massivs hindeuten. Das Unterkarbon könnte danach im südlichen Wurm-Revier insgesamt Mächtigkeiten deutlich unter 200 m aufweisen bzw. wie in der Bohrung „RWTH-1“ lokal völlig fehlen.

Nach Nordwesten hin ist, entsprechend den Verhältnissen im westlichen Südlimburger Raum, auch im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers in Richtung auf das Campine-Becken mit einer sukzessiven Zunahme der Unterkarbon-Mächtigkeiten bis auf rd. 1.000 m in der nördlichen Verlängerung des Visé-Puth-Troges zu rechnen.

Namur

Mit beginnendem Oberkarbon erfolgte ein vollständiger Wechsel der Sedimentationsbedingungen. Die Ablagerungen der unterkarbonischen Karbonatplattform werden nach einer Schichtlücke abgelöst von den Molassesedimenten des sich formierenden variszischen Orogens. Das frühe Namur ist durch starke Regression und Abkühlung gekennzeichnet. Die marinen Tonsteine und Karbonate des Unterkarbons werden in Folge der finalen Phase der variszischen Orogenese durch terrigene Sedimente ersetzt (WALLISER, 1995).

Das Namur ist aus dem Bereich des Wurm-Reviere nur mit Schichten des Namur B und Namur C bekannt. Durch Bohrungen wurden bisher im deutsch-niederländischen Grenzbereich

nur die oberen 560 m aufgeschlossen, in denen 17 Flözhorizonte enthalten sind (WREDE & ZELLER, 1988).

WINTERFELD (1994) setzt die Namur-Mächtigkeit in der Wurm-Mulde mit rd. 600 m an; RIBBERT & WREDE (2005) geben die Namur-Mächtigkeit nordwestlich des Venn-Sattels generell mit 900 bis 1.200 m an. Für den Raum Heerlen gibt KNAPP (1980) die Mächtigkeit des Namurs mit rd. 630 m an (Gulpen, Epen, und Ubachsberg Groep, s. Anl. 1; Flöz-führend ist hier nur die Ubachsberg Groep. Gemäß NITG-TNO (1999) erreicht das Namur im Südlimburger Raum mit der Epen Formatie und dem Namur-Abschnitt der Baarlo Formatie eine Mächtigkeit bis zu rd. 1.000 m.

Die Flöz führenden Namur-Schichten (Ubachsberg Groep der „alten“ Nomenklatur) werden auf niederländischer Seite mit den Flöz führenden Schichten des unteren Westfal A im Liegenden des Wasserfall-Horizontes (Baarlo Groep) zur Baarlo Formatie zusammengefasst (s. Anl. 1). Im Inde-Revier ist das Namur vollständig in einer Mächtigkeit zwischen 650 und 800 m aufgeschlossen. Hier sind nur die 50 bis 150 m mächtigen basalen Walhorner Schichten (Namur A) flözleer (s. Anl. 1). In den darüber folgenden Schichten treten allerdings in wenigen Niveaus und lokal wechselnden Mächtigkeiten zumeist nicht abbauwürdige, geringmächtige Flöze auf.

Mit der im Jahre 2004 in Aachen, nordwestlich der Aachener Überschiebung abgeteufte Tiefbohrung „RWTH-1“ wurde erstmals im Liegenden der Aachener Überschiebung ein vollständiger Aufschluss vom Namur bis in das Devon geschaffen. Nach den bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen wurden Flöz führende Schichten (Namur) bis in eine Tiefe von rd. 900 m angetroffen; in Anlehnung an die stratigraphische Gliederung des Inde-Reviers wird diese Schichtenfolge als „Untere Stolberger Schichten“ bezeichnet (s. PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS, 2007). Der darunter folgende rd. 116 m mächtige, flözfreie Bohrabschnitt wird mit den Walhorner Schichten korreliert (s. Abb. 3.2).

Die hier erbohrte Gesamtmächtigkeit der Namur-Schichten entspricht den Mächtigkeitsangaben von NITG-TNO (1999) für das Südlimburger Revier. Im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers ist damit insgesamt mit einer mittleren Mächtigkeit der Namur-Schichten in einer Größenordnung um 1.000 m zu rechnen. Dies ist im Rahmen der vorliegenden Betrachtungen insbesondere im Hinblick auf die zu erwartende Tiefenlage der unterkarbonischen Kalksteine von Bedeutung.

Westfal

Der petrographische Aufbau der Schichtenfolge des Westfal ist, wie schon in den Schichten des Namurs, geprägt durch eine vielfache, mehr oder weniger zyklische Abfolge von Sandsteinen, Sandschiefertonen und Tonsteinen, in die zahlreiche Steinkohlenflöze eingeschaltet sind. Die Schichten des Wurm-Reviers weisen einen relativ hohen Anteil an wasserempfindlichen Tonsteinen auf. Die Quelfähigkeit führte zu der bergtechnischen Problematik, dass die Strecken im Aachener Revier in 850 m Teufe hinsichtlich des Konvergenzverhaltens so reagieren, wie gleichartige Strecken im Ruhr-Revier in 1.200 m Teufe (STEINBACH, 1984).

Im Wurm-Revier werden die Schichten des Westfal wie im Ruhrrevier durch mehrere marine Horizonte (Sarnsbank, Wasserfall, Katharina, Domina) stratigraphisch in Westfal A bis D gegliedert (s. Anl. 1). Die in den Gruben des Aachener Reviers aufgeschlossene Schichtenfolge reicht bis in das Westfal B (Merksteiner Schichten); die höheren Schichten wurden hier abgetragen. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten des Westfal A und B beträgt im Wurm-Revier nach WREDE & ZELLER (1988) rd. 1.530 m. Nördlich des Wurm-Reviers, im Selfkant, setzt sich die Schichtenfolge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht bis in das Westfal D fort (s. Anl. 2).

Für das Südlimburger Revier liegt eine direkt mit dem Wurm-Revier korrelierbare ältere, aus dem Bergbau hervorgegangene Gliederung der oberkarbonischen Schichten auf der Grundlage der oben aufgeführten marinen Horizonte vor (s. Anl. 1, nach RGD, 1995). Die in den Gruben des Südlimburger Reviers aufgeschlossene Schichtenfolge reicht bis in das Westfal C (Jabeek Groep). Die Grenze zwischen Westfal B und Westfal C bildet der marine Ägir-Horizont. Die Mächtigkeit dieser bergbaulich aufgeschlossenen Schichtenfolge wird für das Südlimburger Revier mit über 2.300 m angegeben (RGD, 1995).

Die heutige, über die Schichtenfolge des Südlimburger Reviers hinausreichende Gliederung des niederländischen Oberkarbons umfasst die aus dem belgischen Campine Becken bekannten Schichten des höchsten Westfal C („Kemperkoul Laagpakket“) sowie die hier in Bohrungen aufgeschlossenen Schichten des Westfal D („Neeroeteren Formatie“, s. Anl. 1, NITG-TNO, 1999). Die Gesamtmächtigkeit der Schichten des Westfal A bis D wird für diesen Bereich mit rd. 2.900 m abgeschätzt (NITG-TNO, 1999).

Von wirtschaftlicher Bedeutung waren im Aachener Revier insbesondere die Kohlscheider, Alsdorfer und Merksteiner Schichten sowie im Südlimburger Raum Wilhelmina, Hendrik und Maurits Groep (oberes Westfal A bis Westfal B). Die Flöze der Jabeek Groep (Westfal C) wurden nur auf der Grube Emma, die Flöze der Carl-Friedrich-Schichten (unteres Westfal A) nur auf der Grube Carl-Friedrich abgebaut.

Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurde aufgrund der besseren Korrelierbarkeit die für das Südlimburger Revier übliche, ältere stratigraphische Gliederung zugrunde gelegt (RGD, 1995). Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass die Korrelation der Schichten des Flöz führenden Oberkarbons zwischen Wurm-Revier und Inde-Revier aufgrund deutlicher Unterschiede im Aufbau der Schichtenfolge und fehlender Aufschlüsse von marinen Leithorizonten bisher nur unvollständig möglich war (WREDE, 1985). Die oberkarbonische Schichtenfolge reicht im Inde-Revier nach dem derzeitigen Kenntnisstand nur bis in das Westfal A; der marine Katharina-Horizont wurde bisher nicht nachgewiesen (s. Anl. 1).

3.2.3 Tektonischer Bau des Steinkohlengebirges

Der konsolidierte Kern des Brabanter Massivs hat Faltenbau und Bruchtektonik des Aachener Reviers wesentlich beeinflusst, wobei der Einfluss des Brabanter Massivs mit seinem Abtauchen nach Osten hin abnimmt (WREDE, 1985). Der stauende Einfluss des Massivs auf die va-

riszische Faltung äußert sich einerseits in der sehr schnell nach N bzw. NW abnehmenden Faltungsintensität. Eine sehr intensive Spezialfaltung tritt nur im SE-Teil des Gebietes, in der sogenannten „Engfaltzone“ (Wurm-Mulde, Kohlscheider Sattel) auf. Daneben kommen weiter nordwestlich einige breite Faltenstrukturen wie der SW-NE-gerichtete Waubacher Sattel vor.

Andererseits zeigt sich der Einfluss des Brabanter Massivs in dem signifikanten Umbiegen der Faltenachsen im östlichen und nördlichen Teil des Aachener Reviers aus einer 60° Streichrichtung in eine 40° Richtung. Das keilartige Abtauchen des Brabanter Massivs nach E nordöstlich von Lüttich schafft den Raum für eine leichte Nordrotation der WSW-ENE streichenden variszischen Strukturen; insbesondere im östlichen Teil des Aachener Reviers konnten die Falten weiter nach Norden vorgreifen. Zugleich entstanden regional eng begrenzte Querfalten. Die SSW-NNE-streichende, domartige Querstruktur von Visé-Puth (im Bereich der prävariszischen Trogstruktur) ist die Markanteste von ihnen; eine weitere ist der kleinräumige Sattel von Ham.

Die Faltenachsen der Wurm-Mulde heben nach Westen zu dem am Ostrand des Brabanter Massivs ausgebildeten Visé-Puth-Hoch aus, so dass hier unterkarbonische und lokal devonische Gesteine an die Oberfläche des variszisch konsolidierten Grundgebirges bzw. im SW auch an die Geländeoberfläche treten. Die Ausbisslinie der Schichten des Oberkarbons an der Oberfläche des variszischen Grundgebirges markiert die südwestliche Grenze des Aachener und Südlimburger Reviers (s. Anl. 2).

Einen Überblick über den tektonischen Bau des Untergrundes, die Teufenlage und Verbreitung insbesondere der karbonischen Schichten geben die in Anl. 3 dargestellten geologisch-tektonischen Profilschnitte durch das Aachener und Südlimburger Revier und deren Randbereiche. Die Profilschnitte stellen eine Synthese der von NITG-TNO für das Südlimburger Revier sowie von WREDE (1985), WINTERFELD (1994) und RIBBERT & WREDE (2005) für das Aachener Revier erarbeiteten Profilschnitte dar und berücksichtigen für den Aachener Raum die Ergebnisse der Bohrungen „RWTH-1“ gemäß PECHNIG & TRAUTWEIN-BRUNS (2007) sowie SINDERN ET AL. (2008). Der Verlauf der Profillinien ist in Anl. 2 dargestellt.

Die großen SW-NE- Brüche (Willem-Störung, Adolf-Störung, Carl-Alexander-Störung, Oranje-Störung, 70 m-Störung) sowie die vor allem im Südlimburger Revier auftretenden WNW-ESE-Störungen (Kunrader Sprung, Schinnen op Geul-Sprung) werden als bereits prävariszisch angelegte Brüche der für den Ostrand des Brabanter Massivs charakteristischen Basementzerblockung angesehen, die sich im Rahmen der variszischen Gebirgsbildung aus dem Untergrund durchgepaust haben.

An diesen Störungen haben vorwiegend vertikale Verschiebungen von Schollen in mehreren Phasen stattgefunden. Da z.T. in diesen Strukturen auch postpaläozoische Bewegungen festgestellt wurden, wird von BLESS ET AL. (1980) auch aufgrund von geophysikalischen Befunden angenommen, dass möglicherweise auch Halokinese an der Entstehung dieser Strukturen mitgewirkt hat (NITG-TNO, 1999). BLESS ET AL. (1980) sehen das Evaporit-Becken im Mitteldevon/Dinant auch als möglichen Motor der komplexen Blocktektonik am E-Rand des Brabanter Massivs. KIMPE (1963) deutet die hohen Chlorid-Gehalte der Thermalwässer im Be-

reich der Aufwölbung von Visé-Puth und der Grundwässer im Steinkohlengebirge der Waubacher Aufwölbung als Hinweise auf Evaporite im Untergrund.

Insofern ist die mögliche Entstehungsgeschichte dieser Strukturen auch im Hinblick auf die Interpretation der Herkunft der hoch mineralisierten Grubenwässer im Südlimburger Steinkohlenrevier von Bedeutung. WREDE (1985) hält eine Beteiligung von Evaporiten an der Ausgestaltung der Großstrukturen des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers für möglich, aber nicht für zwingend erforderlich.

Die SW-NE- Brüche gliedern das Aachener und Südlimburger Revier in vier tektonische Hauptlängsschollen (Anna-Scholle, Carolus-Scholle, Hendrik-Scholle und Limburg-Scholle) an denen sich insbesondere im westlichen Teil des Reviers ein signifikanter Wechsel des Faltenbaus zeigt. So trennt die Willem-Störung einen südlichen, durch Spezialfaltung gekennzeichneten Bereich (Wurm-Mulde, Kohlscheider Sattel) von einem nördlichen, durch weitgespannten Faltenstrukturen (Wilhelmina-Mulde, Waubacher Sattel) dominierten Bereich. Die klein- bis mitteltekttonischen Elemente der Bruchtektonik setzen an der Willem-Störung ab.

Ein signifikanter Wechsel des Faltenbaus zeigt sich auch nördlich der 70 m-Störung im Südlimburger Revier. Während südlich noch der dem normalen variszischen Streichen folgende Faltenbau erkennbar ist (SW-NE- Streichen), biegen die Schichten nördlich der 70 m-Störung in ein SSW-NNE- Streichen um, das von den etwa N-S-laufenden Flexuren (Flexur von Puth) überprägt wird. Dieser Bereich stellt den Übergang vom Aachener-Südlimburger Revier zum Revier der belgischen Campine her. Im Süden begrenzt die ebenfalls SW-NE-verlaufende Aachener Überschiebung dieses Schollensystem.

Die Verwurfshöhen dieser Störungen sind bei Beträgen bis zu 400 m starken Schwankungen und im Bereich von Willem-Störung, Adolf-Störung, Carl-Alexander-Störung auch einem mehrfachen Wechsel des Verwurfssinns unterworfen. Eine Fortsetzung der Störungen in das Deckgebirge ist nicht bekannt.

Aus dem Steinkohlenbergbau ist für den südlichen Teil des Reviers ein mehrfacher teufenabhängiger Wechsel zwischen einer durch Störungen und Faltung bewirkten Einengung bekannt („Stockwerkstektonik“). WREDE (1985) beschreibt eine Drei-Gliederung in ein ruhiges oberes Stockwerk und ein tieferes Stockwerk mit Spezialfalten und Überschiebungen, das zur Teufe von einem reinen Spezialfaltenstockwerk abgelöst wird. Die Überschiebungen des Reviers werden als mechanische Elemente des Faltungsvorganges gedeutet, die teilweise selbst in den Faltungsvorgang mit einbezogen wurden. Zur Teufe hin laufen sie nach WREDE (1985) meist im Grenzbereich zwischen den Kohlscheider und den Pannesheider Schichten aus.

Darüber hinaus ist nach WREDE (2000) im Aachener Revier von Westen nach Osten ein Übergang von Überschiebungs-dominierte Tektonik zu Falten-betonter Tektonik zu erkennen. Während im belgischen Geultal noch eine reine Überschiebungstektonik auftritt, bilden sich nach Osten hin im Wurm-Revier im Liegenden der Aachener Überschiebung neue Faltenstrukturen aus. So verschwindet auch die Horbacher Überschiebung auf einigen Kilometern streichender Erstreckung nach Osten vollständig, wobei die Einengung von komplizierten Spezialfalten aufgenommen wird. Das System der Horbacher Überschiebungen bildet auf der

Nordflanke der Wurm-Mulde den nördlichen Rand der Engfaltenzone des Kohlscheider Sattels. Der bankrechte Verwurf der Überschiebungen beträgt meist unter 100 m; es treten allerdings auch bankrechte Verwurfshöhen über 200 m auf.

Für den Südteil des Reviers (Soerser Mulde, Berensberger Sattel) ist ein intensiver, durch Überschiebungen geprägter Schuppenbau charakteristisch; aufgrund der begrenzten Aufschlüsse sind hier allerdings keine zusammenhängenden Störungselemente erkennbar. Insbesondere für den südwestlichen Randbereich des Wurm-Reviers (Grube Carl-Friedrich, Berensberger Sattel, Soerser Mulde) weist WREDE (1985) auf eine besonders starke, kurzwellige Spezialfaltung hin, die er als ein mögliches viertes tektonisches Stockwerk oder eine regionale Besonderheit interpretiert, wie sie in vergleichbarer Teufe in den Gruben Gouley, Königsgrube und Emil Mayrisch nicht aufgefunden wurde.

Die sich aus dieser Beschreibung heraus ergebenden tektonischen Besonderheiten könnten auf ein Fehlen des unterkarbonischen Kohlenkalks zurückzuführen sein, wie es mit der Bohrung „RWTH-1“ in dem sich unmittelbar südöstlich anschließenden Aachener Bereich für die Südflanke der Wurm-Mulde nachgewiesen wurde.

Damit stellt sich die Frage, inwieweit die Engfaltung im Bereich der Wurm-Mulde insgesamt als Hinweis auf eine stark reduzierte Unterkarbon-Mächtigkeit im Bereich zwischen Aachener Überschiebung im Südosten und der Horbacher Überschiebung im Nordwesten gewertet werden kann. Gerade das Fehlen eines solchen kompetenten Schichtpaketes begünstigt eine intensivere Deformation durch Falteneinengung.

Die Wurm-Mulde mit dem System der Horbacher Überschiebung als nördliche Begrenzung der Engfaltenzone liegt insgesamt auf der Anna-Scholle, die sich wiederum in der nordöstlichen Verlängerung des in der belgischen Vorlandregion im Visé als Schwellenregion ausgebildeten Booze-Le Val Dieu Blockes befindet. Damit ist unter Berücksichtigung der weiträumigen Basementzerblockung am Ostrand des Brabanter Massivs sowie insbesondere des Befundes der „RWTH-1“ ein lokaler Hiatus des Unterkarbons im westlichen Teil der Anna-Scholle gut vorstellbar.

Zum Verständnis der Verbreitung dieser für die Zirkulation von hoch mineralisierten Tiefenwässern im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier bedeutsamen Schichten in dem nicht aufgeschlossenen tieferen Untergrund des Reviers ist eine Betrachtung der Modellvorstellungen über den Aufbau des tieferen Untergrundes erforderlich.

3.2.4 Überschiebungs- und Deckentektonik im variszischen Vorland

Die Krustenstruktur des linksrheinischen Schiefergebirges wird durch einen in ca. 3 bis 4 km Tiefe unter dem Hohen Venn und seinem nördlichen Vorland gelegenen markanten Reflektor geprägt. Er wird vielfach als basales „Detachment“ interpretiert, in den die großen Überschiebungen der Nordeifel einmünden. Ein entsprechendes Deckenmodell wurde von WINTERFELD (1994) entwickelt (vgl. Abb. 3.4 b).

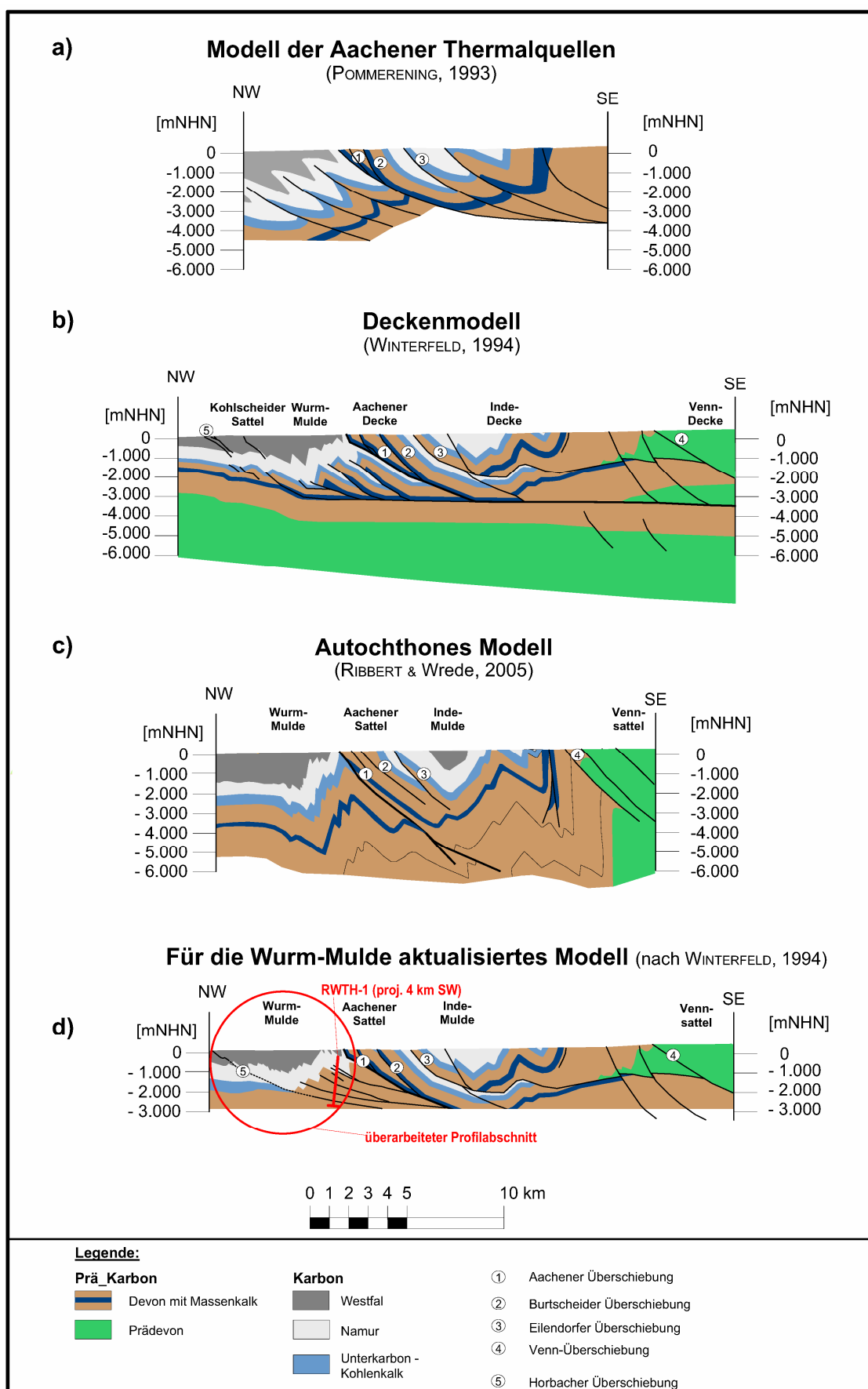


Abb. 3.4: Tektonische Modelle zum Bau der Wurm-Mulde im Vorland der Aachener Überschiebung

Nach WINTERFELD (1994) repräsentiert die Wurm-Mulde die blinde Deformationsfront des variszischen Falten- und Überschiebungsgürtels über dem unterlagernden Brabanter Massiv. Der südlichste Teil der Wurm-Mulde wurde mehr als 7 km nach NW versetzt, während die Mulde nach NW kontinuierlich in eine autochthone Struktur übergeht. Analog zum belgischen Vorlandbereich wird im nördlichen Bereich der Wurm-Mulde eine Mächtigkeitsreduzierung des Unter- und Mitteldevons und eine relativ höhere Position des altpaläozoischen Brabanter Massivs angenommen. Die intensive Faltung im Oberkarbon der zentralen bis südlichen Wurm-Mulde stellt nach WINTERFELD (1994) die Reaktion auf die einengende Störungstektonik entlang des basalen Detachments dar. Die basalen Faltenbereiche werden als frontale Knickfalten eines blinden Überschiebungsfächers interpretiert, der im Liegenden der Aachener Überschiebung die Verbindung zum basalen Detachment herstellt. Durch diese blinden Störungsausläufer wird die tektonische Einengung entlang des basalen Detachments in die verborgene Deformationsfront übertragen.

Die blinden Überschiebungen steigen mit einem Einfallen von 20° aus dem tiefen Oberdevon bis in das untere Namur auf, in dem sie parallel zur Schichtung auslaufen. Anbindungen an die im Steinkohlenbergbau beobachteten Störungen, z.B. die Horbacher Überschiebung sind nach Einschätzung von WINTERFELD (1994) möglich, aber für die Erklärung der Einengungstektonik nicht zwingend erforderlich.

Die Störungsbahnen werden nach dem Modell von WINTERFELD (1994) in inkompetenten Bereichen des tiefen Oberdevons bis Unterkarbon über den rheologischen Kontrast zu den kompetenten Hangendeinheiten (Kohlenkalk) generiert. Die unter- und oberkarbonischen Schichten setzen sich danach unterhalb der Aachener Überschiebung noch über eine Länge von rd. 4,5 km bis in eine Teufe von rd. 2,8 km fort. Dies ist insbesondere für die Interpretation der Genese der Aachener Thermalquellen von Bedeutung (POMMERENING, 1993; vgl. Abb. 3.4 a). Die Lage des basalen Detachments unter der Aachener Überschiebung wird in einer Tiefe zwischen 3,3 und 3,4 km im stratigraphischen Niveau des basalen Frasnes angesetzt. Unterhalb des Kohlscheider Sattels steigt das basale Detachment bis an die Basis des unterkarbonischen Kohlenkalks auf. Unterhalb der Horbacher Überschiebung laufen die Einengungsbewegungen schichtparallel aus (WINTERFELD, 1994).

Südlich der Aachener Überschiebung schließt sich der Aachener Schuppensattel an die Wurm-Mulde (im weiteren Sinne) an. Die durch Aachener-, Burtscheider und Eilendorfer Überschiebung begrenzten Schuppen werden von WINTERFELD (1994) als tektonische Schuppen der Aachener Decke interpretiert. Die stratigraphische Lage des Abscherhorizontes dieser Decke wird an der Basis des pelitisch ausgebildeten Frasnes angesetzt. Dieser mündet unterhalb der Inde-Mulde in das basale Detachment.

Der spätere Aachener Deckenkörper wurde nach WINTERFELD (1994) im Verlauf des Westfal zunächst entlang der Eilendorfer Überschiebung von der Inde-Decke überfahren. An der Front der Inde-Decke bildete sich eine Barriere, die zur Trennung der Sedimentationsräume von Wurm- und Inde-Mulde führt. Dies begründet nach dem Deckenmodell die deutlichen fazialen Unterschiede in der Entwicklung der Sedimente beider Gebiete ab dem Westfal A. Im Süden bildet die Venn-Überschiebung die Begrenzung der Inde Decke.

Von WREDE bzw. RIBBERT & WREDE (u.a. 2000, 2005) wird demgegenüber eine autochthone Entwicklung des variszischen Vorlandes angenommen („Autochthones Modell“, s. Anl. 3). WREDE (2000) weist darauf hin, dass die innerhalb des Aachener Reviers aufgeschlossenen Überschiebungen zur Tiefe von Faltung abgelöst werden und damit nicht in Verbindung zu einem basalen Detachment stehen. Auch für die Hauptüberschiebungen der Nordeifel ist nach WREDE (2000) eine deutliche Abnahme der Überschiebungsbeträge mit der Tiefe der Störungen zu beobachten, was für ein Auslaufen der Störungen im tieferen Untergrund spricht. Weiterhin ist aus geometrischen Gründen hinsichtlich der Tiefenlage des basalen Detachments die Anbindung der postulierten Deckenstrukturen an die als autochthon eingestufteten Einheiten des rechtsrheinischen Schiefergebirges bisher fraglich. Hinsichtlich der Interpretation des Hauptreflektors weist er darauf hin, dass die rechtsrheinisch vorhandenen seismischen Reflektoren nachweislich Schicht-gebunden sind und eine entsprechende Interpretation auch für den Aachener Raum berücksichtigt werden muss.

Die ab dem höheren Westfal A erkennbaren faziellen Unterschiede zwischen Inde- und Wurm-Mulde erklärt WREDE (2000) als zeitgebundene sedimentologische Entwicklung im distalen Bereich des Oberkarbonbeckens und nicht wie WINTERFELD (1994) als Ausdruck einer tektonisch bedingten räumlichen Trennung der Ablagerungsgebiete. RIBBERT & WREDE (2005) halten es nach den bisher vorliegenden Aufschlüssen insgesamt für wahrscheinlicher, dass die großen Überschiebungen, die in den Nordflanken aller großen Antiklinorien des variszischen Vorlandes im Bereich der Nordeifel auftreten, zur Tiefe hin aufspalten und in stratigraphisch unterschiedlichen Niveaus, vorwiegend antithetisch zur Schichtung auslaufen.

Konkrete Erkenntnisse zu den grundsätzlichen Annahmen des Deckenmodells von WINTERFELD (1994) haben sich insbesondere aus neueren Bohraufschlüssen im Bereich der Aachener Überschiebung ergeben (Bohrung „Kinzweiler 1“, s. Anl. 2). Gemäß RIBBERT & WREDE (2005) wird durch den Nachweis von Kohlenkalk im Ausbissbereich der Aachener Überschiebung die Darstellung des Aachener Sattels als Teil eines größeren Deckenkomplexes in Frage gestellt. Die für die Bilanzierung dieses Modells erforderliche lange, südfallende Schuppenstruktur im Liegenden der „Aachener Decke“ mit unterkarbonischen Schichten (Kohlenkalk) ist nach dem Befund der Bohrung „Kinzweiler 1“ nicht existent (vgl. Profil RIBBERT & WREDE, 2005 in Abb. 3.4 c). Mit der Tiefbohrung „RWTH-1“ konnte der für das Liegende der Aachener Überschiebung postulierte Schuppenbau nicht nachgewiesen werden. Insbesondere sind die für die Ausbildung der blinden Überschiebungsbahnen im Liegenden der Aachener Überschiebung bedeutsamen kompetenten Schichten des Unterkarbons (Kohlenkalk) dort nicht angetroffen worden. Auch die devonischen Massenkalk (Givet, Frasnes), die nach WINTERFELD (1994) die kompetente Basis des basalen Detachments bilden, fehlen danach.

Bewertet man die bisherigen Modellvorstellungen über den Aufbau des variszischen Grundgebirges im tieferen Untergrund im Lichte der neueren Bohrergebnisse („Kinzweiler-1“ und „RWTH-1“), so ist ein weiträumiges Fehlen der Kohlenkalke oder zumindest eine deutlich reduzierte Mächtigkeit im Bereich zwischen der Aachener Überschiebung im Südwesten und dem System der Horbacher Überschiebung im Nordwesten durchaus plausibel. Das lokale Fehlen der für die Grundwasserzirkulation des tieferen Grundgebirges bedeutsamen karboni-

schen und devonischen Kalksteinschichten hat nicht nur Bedeutung für die tektonischen Modellvorstellungen über die Entwicklung des variszischen Vorlandes und das Einzugsgebiet der Aachener Thermalquellen, sondern ist eben auch für die Vorstellungen zum generellen hydraulischen Regime des Grundgebirges in dem sich nördlich der Aachener Überschiebung anschließenden Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier von Bedeutung. Ein auf der Grundlage der Ergebnisse der Bohrung „RWTH-1“ für den Bereich der Wurmmulde im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung entsprechend angepasstes Modell des Untergrundaufbaus zeigt Abb. 3.4 d.

Für den Bereich des Südlimburger Reviers kann nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen im Bereich der Limburger Kreidetafel sowie unter Berücksichtigung der Modellvorstellungen über den Aufbau des tieferen Untergrundes von einer flächenhaften Verbreitung mächtiger Kohlenkalkschichten ausgegangen werden. Für das Aachener Revier kann dagegen eine deutlich reduzierte Mächtigkeit des Unterkarbons angenommen werden; im westlichen Teil der Alsdorfer Scholle fehlen die Schichten möglicherweise völlig. Die unterschiedliche Ausbildung dieses Tiefenaquifers muss auch Auswirkungen auf den Aufstieg von Thermalwässern über tief reichende Störungszonen in das durch Grubengebäude aufgeschlossene, produktive Karbon haben.

3.2.5 Postvariszische Bruchtektonik, Morphologie der Karbonoberfläche

Die heutigen, im Hinblick auf die Ausbildung des Deckgebirges und die Tiefenlage der Steinkohlenlagerstätte relevanten Strukturen haben sich im Zusammenhang mit der postvariszischen Schollen- und Bruchtektonik entwickelt (s. Abb. 3.5). Die steuernden tektonischen Vorgänge waren dabei einerseits das Aufsteigen des Rheinischen Schildes und zum anderen der Einbruch der Niederrheinischen Bucht ab dem Oligozän. Das Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier liegt dabei im Übergangsbereich zwischen dem Hebungsbereich der Nord-eifel im Süden, der Limburger Kreide-Tafel im Südwesten und der Niederrheinischen Bucht im Nordosten.

Der Einbruch der Niederrheinischen Bucht nach NE erfolgte an zahlreichen spätvariszisch angelegten Quer- und Diagonalstörungen mit im Wesentlichen abschiebender Kinematik. Die Intensität der Bruchtektonik tritt in den stärker gefalteten Bereichen („Engfaltenzone“) deutlich zurück (WREDE, 1985). Die Diagonalstörungen fehlen in der „Engfaltenzone“ fast völlig, die Querstörungen nehmen im Karbon deutlich an Verwurfhöhe ab bzw. laufen ganz aus. Die großen Querstörungen sind einerseits als Aufstiegsbahnen tiefer Mineralwässer für die hydrochemische Zusammensetzung der Grubenwässer und andererseits als Grenzen tektonischer Schollen mit differenziertem geologisch-hydrogeologischen Deckgebirgsbau von Bedeutung.

Die Hauptstörungen Heerlerheider Sprung mit dem Richtericher Sprung in der südöstlichen Verlängerung (auf deutscher Seite), Feldbiss, 1. Nordöstlicher Hauptsprung, Sandgewand, Diagonal-Sprung gliedern den Untergrund in mehrere NW-SE-orientierte tektonische Hauptschollen - Lousberg-Scholle, Kohlscheider Scholle, Herzogenrather Scholle, Alsdorfer Schol-

le, Baesweiler Scholle. An der Karbon-Oberfläche bewirken diese Störungen einen Gesamtverwurf von ca. 600 m nach Osten bzw. Nordosten (WREDE, 1985). Demgegenüber steht ein Verwurf in anderer Richtung von rd. 160 bis 200 m an den verschiedenen antithetischen Abschiebungen (u.a. Östlicher Grabensprung, Siersdorfer Westsprung). Die einzelnen Hauptschollen sind durch zahlreiche weitere Störungen in Graben- und Horststrukturen gegliedert.

Diese tektonischen Schollen bilden den Übergang zwischen der Limburger Kreidetafel und der Nordeifel zu der sich nordöstlich des Aachener und Südlimburger Reviers anschließenden Rur-Scholle, der westlichen Großscholle der Niederrheinischen Bucht. Die Rur-Scholle stellt den südöstlichen Ausläufer des niederländischen Zentralgrabens dar. Die östliche Begrenzung dieser Großscholle bildet der Rurand-Sprung, der gleichzeitig die westliche Begrenzung der zweiten Großscholle - der Erft-Scholle - ist. Die südwestlichen Haupttrandstörungen des niederländischen Zentralgrabens sind Heerlerheider Sprung und Feldbiss; die südwestliche Begrenzung der Rur-Scholle zu den oben beschriebenen tektonischen Hauptschollen des Aachener und Südlimburger Reviers ist tektonisch nicht scharf definiert.

Die Morphologie der Karbonoberfläche wird einerseits geprägt durch die postvariszische Bruchtektonik, andererseits aber auch durch Schollenkippen und prä- bis frühtertiäre Erosionsvorgänge. Im Bereich der Limburger Kreide-Tafel und auf den sich nach NE bis zur Sandgewand-Störung anschließenden tektonischen Schollen fällt die Karbonoberfläche jeweils mit einem relativ einheitlichen Gefälle von 3 bis 5° nach NW ein.

Im südöstlichen Teil der Kohlscheider Scholle steigt die Karbonoberfläche unter geringmächtigem Deckgebirge bis in ein Niveau von 160 bis 180 mNHN auf; hier tritt das Karbon im Wurmatal auf einem Niveau zwischen rd. 110 und 130 mNHN an die Tagesoberfläche. Bis an den Nordwestrand des Südlimburger Reviers sinkt die Karbonoberfläche in der Verlängerung der Kohlscheider Scholle und den sich südwestlich innerhalb des Reviers anschließenden Teilschollen bis auf ein Niveau von rd. -350 mNHN südlich des Heerlerheider Sprunges bzw. rd. -600 mNHN nördlich des Heerlerheider Sprunges ab. Dabei nehmen die Versatzbeträge an den Hauptstörungen - Heerlerheider Sprung und Benzenrader Sprung - im zentralen Bereich des Südlimburger Reviers auf Beträge bis rd. 100 m zu; nur im Bereich des Waubacher Sattels gehen sie lokal unter 10 m zurück. Am äußersten NW-Rand des Reviers steigen die Versatzbeträge dann an dem Heerlerheider Sprung auf mehrere hundert Meter an.

Nach NE versetzt der Feldbiss die Karbonoberfläche zwischen Kohlscheider Scholle und Herzogenrather Scholle um Beträge zwischen 120 und 160 m im Südosten bis zu ca. 300 m im Nordwesten. Zwischen Feldbiss und Sandgewand bildet die Alsdorfer Scholle die höchst gelegene Scholle; der Nordsterngraben gliedert die Karbonoberfläche in diesem Bereich mit Versatzbeträgen an den Grabenrandstörungen von im Mittel mehreren Zehner Metern. Im nördlichen Teil von Alsdorfer-Scholle und Nordsterngraben ist ein NW-SE-verlaufender Steilhang mit einem Höhenverwurf von rd. 200 m an der Karbonoberfläche ausgebildet. Da kein entsprechender tektonischer Versatz im Karbon ausgebildet ist, wird dieser Steilhang als tertiäre Erosionsform interpretiert (WREDE, 1985). Nördlich dieses Erosionshanges sinkt die Karbonoberfläche bis auf rd. -500 mNHN am N-Rand des Aachener Reviers ab.

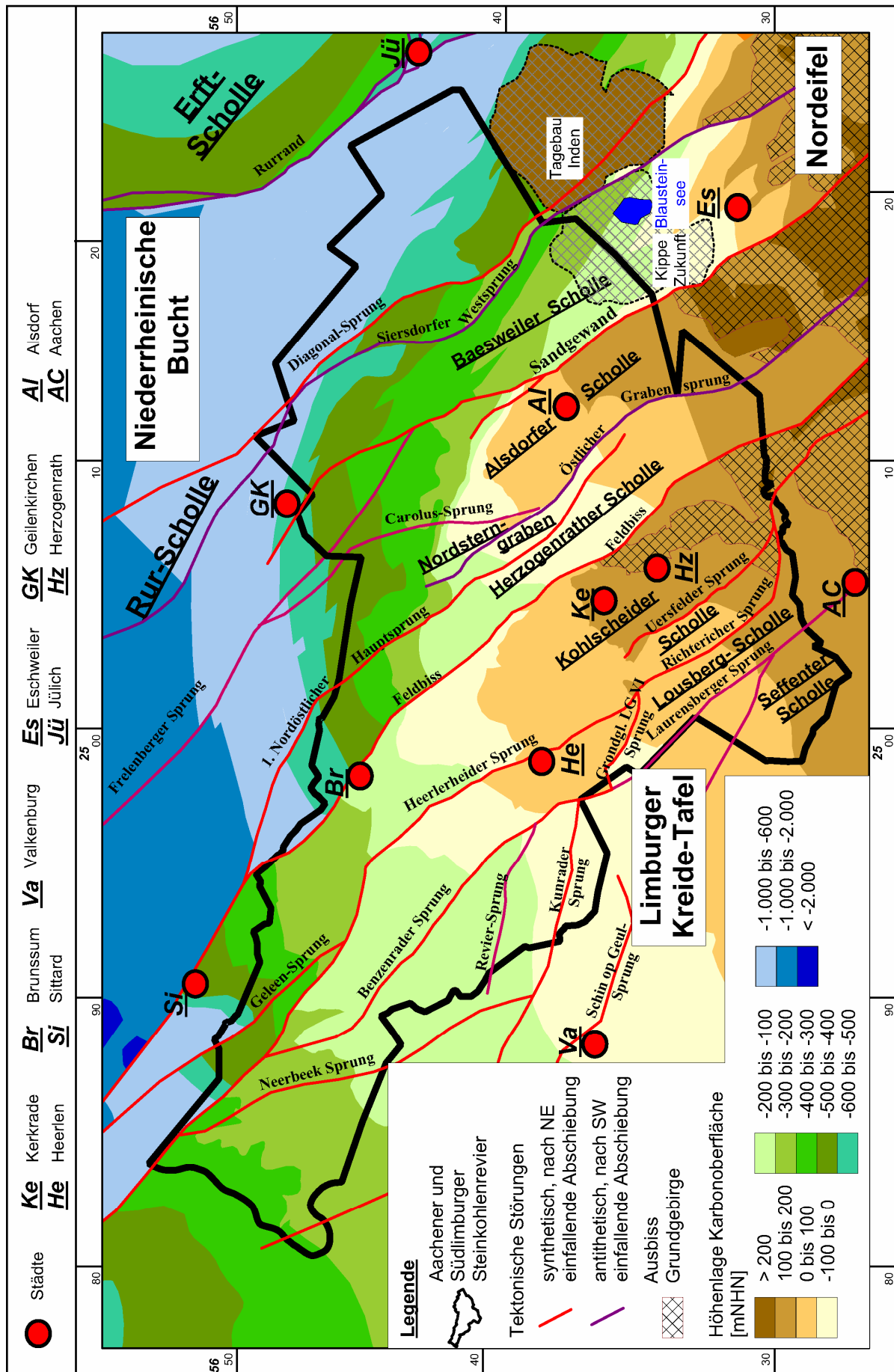


Abb. 3.5: Tektonischer Schollenbau und Höhenlage der Karbonoberfläche

Nordöstlich der Sandgewand kennzeichnet der Wechsel des Einfallens der Karbonoberfläche in eine nordöstliche Richtung den Übergang in den eigentlichen Bereich der Niederrheinischen Bucht. Bei einem Versatz an der Sandgewand von rd. 200 m liegt die Karbonoberfläche auf der Baesweiler Scholle bereits am SE-Rand des Reviers auf einem tiefen Niveau von -100 mNHN und fällt bis zum N-Rand des Reviers auf -600 mNHN ab. An dem nordöstlich folgenden Diagonal-Sprung wird die Karbonoberfläche nach NE nochmals um bis zu rd. 100 m zur Tiefe versetzt. Bis zum E-Rand des Aachener Reviers sinkt die Karbonoberfläche im Bereich der Rur-Scholle bis auf -900 mNHN ab.

3.3 Deckgebirge

Aufbau und Mächtigkeit des Deckgebirges waren für die Entwicklung des Steinkohlenbergbaus im Aachener und Südlimburger Revier von zentraler Bedeutung. Seinen Anfang nahm der Steinkohlenbergbau im südöstlichen Teil der Kohlscheider Scholle, wo das Steinkohlengebirge im Wurmatal zutage tritt. Die Erschließung der Steinkohlenvorkommen in den tiefer abgesunkenen Schollenbereichen des zentralen und nordwestlichen Südlimburger Reviers sowie den sich östlich des Feldbiss anschließenden, tektonisch tiefer gelegenen Schollen mit stark Grundwasser führenden Schichten war erst mit der Entwicklung entsprechender Schachteuftechniken („Senkschachtverfahren“ nach HONIGMANN) seit dem 19. Jahrhundert möglich. Im Hinblick auf die Bewertung der Wasserzutritte zu den Steinkohlengruben sowie die Auswirkungen der bergbaulichen Wasserhaltung und des Grubenwasseranstiegs auf die wasserwirtschaftlichen Verhältnisse im Deckgebirge ist insbesondere die Ausbildung der dem Steinkohlengebirge unmittelbar auflagernden basalen Deckgebirgsschichten von Bedeutung.

3.3.1 Deckgebirgsmächtigkeit

Die Entwicklung der Deckgebirgsmächtigkeit hängt unmittelbar zusammen mit der postvariszischen Schollentektonik und dem Absinken der tektonischen Schollen zur Niederrheinischen Bucht. Einen generellen Überblick über die Entwicklung der Deckgebirgsmächtigkeiten im Übergangsbereich zwischen der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht nach KLETT ET AL. (2002) gibt Abb. 3.6. Am SW-Rand des Aachener Reviers tritt das Flöz führende Karbon im Wurmatal zutage. Nach NW hin nimmt die Deckgebirgsmächtigkeit dann mit dem Absinken der Karbonoberfläche sukzessive zu und erreicht am NW-Rand des Südlimburger Reviers südwestlich des Heerlerheider Sprunges Beträge bis zu rd. 400 m bzw. zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss rd. 500 m. Östlich des Feldbiss beträgt die Deckgebirgsmächtigkeit auf der Herzogenrather Scholle am SE-Rand des Reviers bereits rd. 100 bis 120 m; auf der Alsdorfer Scholle geht sie am SE-Rand der Reviers auf wenige Zehner Meter zurück. Bis an den NE-Rand dieser Schollen, im Bereich Grube Adolf, nimmt die Deckgebirgsmächtigkeit bis auf rd. 200 bis 300 m zu. In den nördlichen und östlichen Randbereichen des Aachener und Südlimburger Reviers, im Übergangsbereich zur Rur-Scholle, steigt die Deckgebirgs-

mächtigkeit dann auf Beträge um 600 bis 700 m an. Im zentralen Teil der Rur-Scholle erreicht die Deckgebirgsmächtigkeit nördlich des Aachener Reviers über 1.000 m; nach NW nimmt die Deckgebirgsmächtigkeit im Bereich der Rur-Scholle bzw. des niederländischen Zentralgrabens weiter auf über 2.000 m zu.

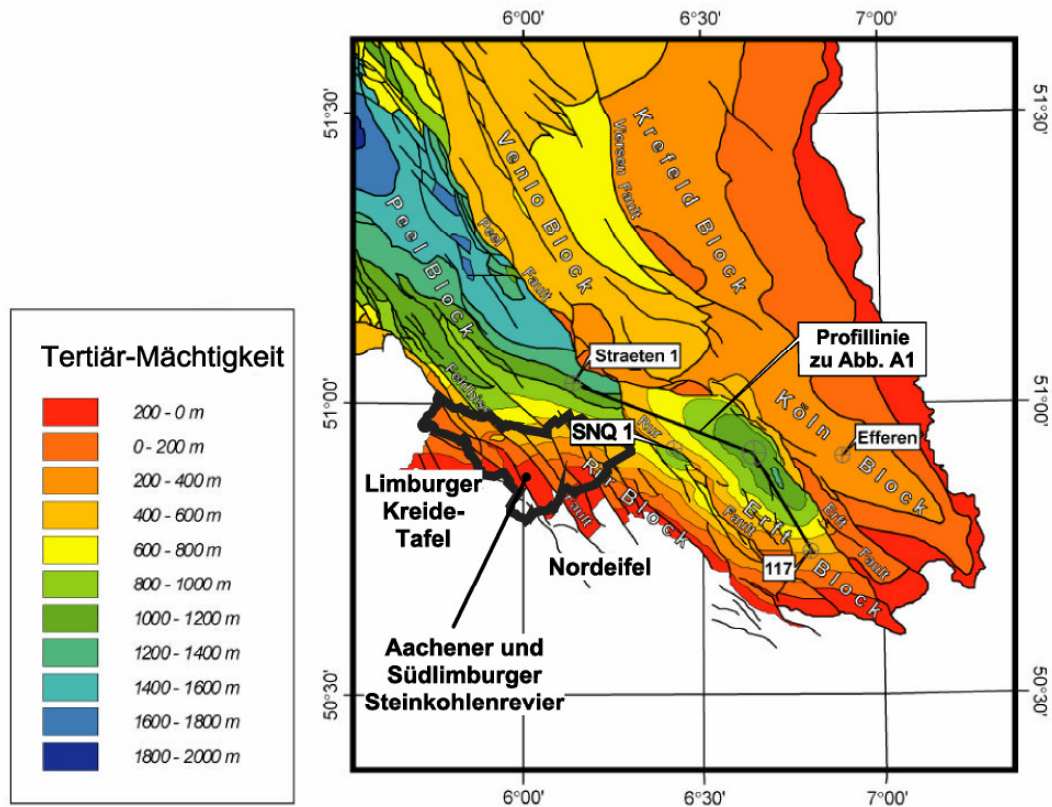


Abb. 3.6: Grober Überblick über die Tertiärmächtigkeit im Bereich der Niederrheinischen Bucht (verändert aus KLETT ET AL., 2002)

3.3.2 Hydrogeologische Gliederung des Deckgebirges

Die stratigraphische und fazielle Ausbildung der Deckgebirgsschichten wurde, wie die Deckgebirgsmächtigkeit, im Wesentlichen durch die Schollentektonik bestimmt. Im Südlimburger Revier ist der Deckgebirgsaufbau durch den Übergang von der Limburger Kreidetafel bzw. dem Limburger Block in das Senkungsgebiet des niederländischen Zentralgrabens bzw. der Niederrheinischen Bucht geprägt. Südwestlich des Heerlerheider Sprunges wird das Deckgebirge im Wesentlichen von kretazischen Ablagerungen aufgebaut. Dies trifft auch noch für den äußersten südwestlichen Teil des Aachener Reviers südwestlich des Richtericher Sprunges zu. In den übrigen Revierteilen dominieren die tertiären Deckgebirgsschichten, die im Übergangsbereich zwischen der Nordeifel und der südwestlichen Hauptscholle der Niederrheinischen Bucht, der Rur-Scholle, mit zunehmender Mächtigkeit nach Norden das karbonische Grundgebirge überlagern. Einen Überblick über die Verbreitung der Deckschichten an der Oberfläche des variszisch gefalteten Grundgebirges gibt Anl. 4.

Im nordwestlichen Teil des Südlimburger Blockes treten zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss im Liegenden der Kreideschichten Ablagerungen des Buntsandsteins auf. Auf der sich nordöstlich des Feldbiss anschließenden Rur-Scholle sind unmittelbar nördlich des Reviers die Ablagerungen des Buntsandsteins flächenhaft an der Karbonoberfläche verbreitet. Ablagerungen des Zechsteins (Perm) treten erst außerhalb des Steinkohlenreviers, einige Kilometer nordwestlich des Südlimburger Reviers auf.

Die flächenhafte Verbreitung Grundwasser leitender und Grundwasser stauender Schichten an der Karbonoberfläche sowie die entsprechende vertikale Gliederung des Deckgebirgsschichten ist von wesentlicher Bedeutung für das Verständnis der hydraulischen Wechselwirkungen zwischen Karbon und Deckgebirge sowie mögliche Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auf wasserwirtschaftlich relevante Deckgebirgsstockwerke. Als Grundlage für die Bewertung dieser Wechselwirkungen wurde im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nach hydrogeologischen Gesichtspunkten ein grenzübergreifendes Deckgebirgsmodell erarbeitet. Für die Einteilung der Kreideablagerungen wurde dabei auf die zuletzt bei WALTER (2010b) veröffentlichte Standardgliederung der „Kreidekalk-Gruppe“ für den Aachener und Südlimburger Raum zurückgegriffen (Tab. 3.1).

Tab. 3.1: Stratigraphische Gliederung der „Kreidekalkgruppe“ im Aachener und Südlimburger Revier (nach WALTER, 2010b)

"Kreidekalk-Gruppe"						
Stufen		Houthem-Formation	Südlimburg		Aachener Gebiet	
Tertiär	Palaeozän					
Kreide	65 Mio. J.		Houthem-Formation			
	Maastricht	Maastricht-Formation	Meerssen-Kalkstein		Schichtlücke	
			Nekum-Kalkstein			
			Emael-Kalkstein			
			Schiepersberg-K.			
			Gronsveld-Kalkst.	Kunrade-Kalkstein		
			Valkenburg-Kalkst.		Vetschauer Kalk (30 m?)	
	Campan	Gulpen-Formation	Lanaye-Kalkstein		Orsbacher Feuersteinkreide (25 - 30 m)	
			Lixhe-Kalkstein 1 - 3			
			Vylen-Kalkstein		Vylener Kalk (- 100 m)	
			Beutenaken-Kalkstein			
	Santon	Vaals-Formation			Schichtlücke	
	Coniac; Turon, Cenoman	Aachen-Formation				
	rd. 100 Mio. J.					

Für die tertiären Ablagerungen wurde eine Korrelation der in Deutschland und den Niederlanden unterschiedlich bezeichneten stratigraphischen Horizonte vorgenommen; dabei waren auch fazielle Unterschiede zu berücksichtigen. Für die Bearbeitung wurde unter anderem die durch die CROSS BORDER WATER MANAGEMENT INITIATIVE (2007) erarbeitete “Hydrogeology - Conversion table“ zugrunde gelegt. Einen entsprechenden Überblick über die derart mit dem Schwerpunkt auf die Betrachtung der hydrogeologischen Verhältnisse des basalen Deckgebirges vorgenommene hydrogeologische Gliederung der Tertiärschichten im Untersuchungsgebiet mit den zugrunde liegenden nationalen stratigraphischen Gliederungen liefert die stratigraphische Übersichtstabelle in Anl. 5.

Die tertiäre Schichtenfolge wurde in insgesamt sechs hydrogeologische Haupteinheiten gegliedert (Tertiäre Einheit T1 bis T6); die quartären Deckschichten wurden dabei nicht gesondert ausgehalten. Die stratigraphischen und hydrogeologischen Grundlagen für das vorliegende hydrogeologische Deckgebirgsmodell sowie Einzelheiten zur Verbreitung insbesondere der unmittelbar dem Steinkohlengebirge auflagernden Schichten sind im Detail in Anh. A beschrieben. Einen Überblick über das Deckgebirgsmodell gibt Tab. 3.2.

Tab. 3.2: Hydrogeologisches Modell des tertiären Deckgebirges im Untersuchungsgebiet (ohne Paläozän, stratigraphische Zuordnung s. Anl. 5)

T6	Fluviale Ablagerungen des Pliozän bis Quartär im Hangenden der Braunkohlenserie
T5	Komplexes Aquifersystem in der Braunkohlenserie
T4	Hauptgrundwasserstauer Flöz Morken [6A]
T3	tiefer Hauptgrundwasserleiter in marinen Sanden im Liegenden von Flöz Morken [6A]
T2	basale Grundwasser stauende Wechselfolge mariner Tone, Schluffe und Sande
T1	basaler Grundwasser führender, mariner Sandhorizont

Die Schichtglieder T1 bis T4 repräsentieren die für die vorliegende Betrachtung maßgeblichen Grundwasser leitenden und Grundwasser stauenden Niveaus im basalen Deckgebirge. Im Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers treten in Abhängigkeit von der Höhenlage der tektonischen Schollen die Schichtglieder T1 bis T3 an der Karbonoberfläche auf (vgl. Anl. 4). Die Grundwasser stauenden Horizonte T2 und T4 spielen eine wesentliche Rolle für die hy-

draulische Trennung zwischen dem Steinkohlengebirge und den wasserwirtschaftlich relevanten oberflächennahen Deckgebirgsstockwerken. Die basale sandige Tertiäre Einheit T1 ist im südöstlichen Teil des Südlimburger Reviers sowie östlich des Feldbiss im nördlichen Teil des Aachener Reviers flächenhaft an der Karbonoberfläche verbreitet (s. Anl. 4); nach Südosten keilt die Schichtenfolge sukzessive aus. Im südlichen Teil des Aachener Reviers lagert die von gering durchlässigen bindigen Schichten aufgebaute Tertiäre Einheit T2 (hier auch zusammen mit den Verwitterungsschichten des karbonischen Grundgebirges als „Baggert“ bezeichnet) flächenhaft der Festgesteinsoberfläche auf. Südöstlich des Aachener Reviers sowie im südöstlichen Randbereich des Reviers, wo die Tertiäre Einheit T2 auskeilt, treten die sandigen Schichten der Tertiären Einheit T3 an der Karbonoberfläche auf. Im südwestlichen Randbereich des Reviers, wo die Deckgebirgsmächtigkeit unter 20 m zurückgeht, liegen lokal quartäre Terrassenablagerungen direkt dem Karbon auf.

Als Grundlage für das räumliche Verständnis dieser hydraulischen Wechselwirkungen und ihre Bedeutung für den Verlauf und die Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Deckgebirge wurde eine Profilschnittserie aus vier in NW-SE- Richtung, entlang der einzelnen tektonischen Hauptschollen des Aachener und Südlimburger Reviers verlaufenden Längsprofilen (Profile 1, 3, 5, 7, 9) sowie drei SW-NE- verlaufenden Querprofilen (Profile 2, 4, 6) konstruiert. Die Profilschnitte sind in Anl. 6 zusammengestellt; die Lage der Profillinien ist in Anl. 4 dargestellt. Die Höhenlagen der maßgeblichen Schichtgrenzen wurden für den deutschen Bereich auf der Grundlage entsprechender Isohypsenpläne der RWE Power AG (Stand: Dez. 2001) erarbeitet. Für den niederländischen Bereich werden die entsprechenden Informationen durch das Niederländische Institut für Angewandte Geowissenschaften NITG-TNO über das Internet in einem umfassenden Geoinformationssystem, dem „Regional Geohydrologisch Informatie System“ (REGIS) als Teil des Portals „DINOloket“ („Data en Informatie van de Nederlandse Ondergrond“ bereitgestellt. Darüber hinaus wurden im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung die tiefen Explorationsbohrungen aus dem Bereich des Aachener Reviers im Hinblick auf den Aufbau der basalen Deckgebirgsschichten ausgewertet und aktuelle Bohrergebnisse mit eingearbeitet. Eine entsprechende Übersicht über die Bohrprofile der Tiefbohrungen des Südlimburger Reviers ist in PATIJN & KIMPE (1961) dokumentiert.

3.4 Hydrogeologische Homogenbereiche und Grundwasserströmungsverhältnisse

Anhand der tektonischen Schollengliederung des karbonischen Grundgebirges sowie des daraus resultierenden, oben beschriebenen vertikalen Deckgebirgsaufbaus lassen sich für den Bereich des Aachener und Südlimburger Reviers zusammenfassend vier Hydrogeologische Homogenbereiche (HY) mit einem weitgehend eigenständigen Strömungsregime im Deckgebirge und unterschiedlicher Charakteristik hinsichtlich der hydraulischen Wechselwirkung zwischen Karbon und Deckgebirge unterscheiden (Abb. 3.7).

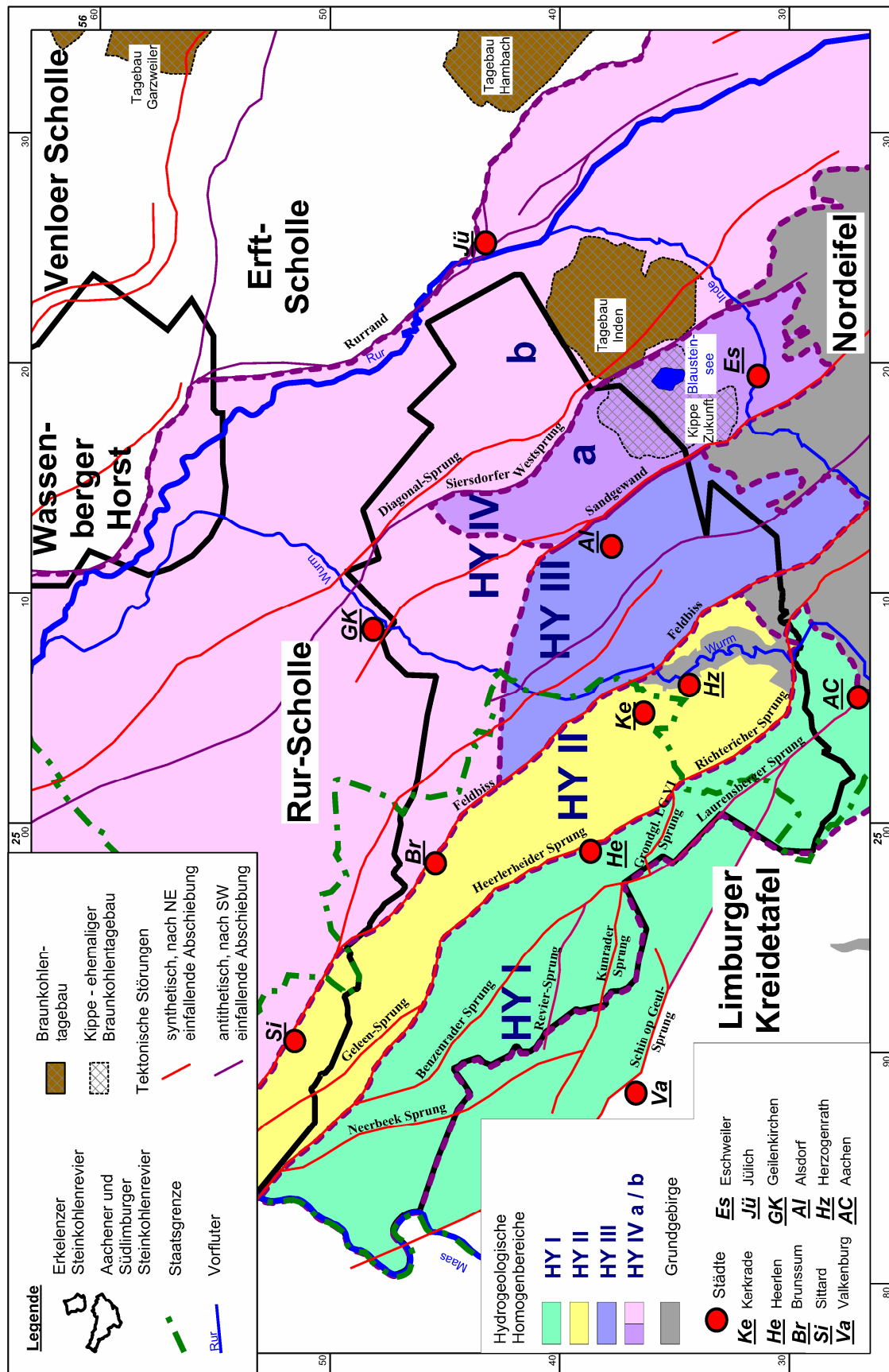


Abb. 3.7: Räumliche hydrogeologische Gliederung des Deckgebirges im Aachener und Südlimburger Revier - Einteilung in Hydrogeologische Homogenbereiche

3.4.1 Hydrogeologischer Homogenbereich I (SW-Scholle bis Heerlerheider Sprung)

Der Hydrogeologische Homogenbereich I umfasst den südwestlichen Teil des Aachener und Südlimburger Reviers, südwestlich des Heerlerheider Sprunges bzw. des Richtericher Sprunges in seiner südöstlichen Verlängerung (Anl. 6.1, Profil 1). In diesem Bereich lagern dem Karbon flächenhaft überwiegend gering durchlässige Schichten der Aachen- und Vaals-Formation (siliciklastische Abfolge) auf. Die im Hangenden folgende karbonatische Abfolge (Maastricht-Formation) bildet im Südlimburger Revier den Hauptaquifer.

Im Bereich des Sattels von Puth ist die Mächtigkeit der Vaals-Formation vielfach auf Beträge < 20 m reduziert; lokal fehlen diese Schichten hier auch. Innerhalb des Südlimburger Reviers wird der in den Schichten der Maastricht-Formation ausgebildete Aquifer von den gering durchlässigen Schichten der Tertiären Einheit T2 (Tongeren-Schichten) abgedeckt.

In Oberflächennähe ist in tertiären und quartären Sanden ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk ausgebildet (Tertiäre Einheit T3). Insgesamt treten damit hier im Deckgebirgsniveau flächenhaft zwei wichtige Grundwasserstauer - Aachen-/Vaals-Formation und Tertiäre Einheit T2 - auf, die im Hinblick auf mögliche Wechselwirkungen zwischen dem Grubenwasseranstieg im Grundgebirge und dem oberflächennahen Grundwasservorkommen von Bedeutung sind.

Im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereiches I keilen die Maastricht-Schichten sowie die gering durchlässigen Deckschichten der Tertiären Einheit T2 im Bereich des Waubacher Sattels sukzessive aus; hier lagern stärker durchlässige, sandige Tertiärablagerungen direkt dem Karbon auf. Dieser Bereich bildet somit ein hydraulisches Fenster, in dem markante hydraulische Barrieren innerhalb des Deckgebirges fehlen.

Südöstlich des Grondgalerij Laag VI Sprunges wird das Deckgebirge dann im Wesentlichen nur von der kretazischen siliciklastischen Folge (Aachen- und Vaals-Formation) aufgebaut; hier bilden die basalen Hergenrather Schichten eine gering durchlässige Basisschicht. Im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs I ist damit im Hangenden des Steinkohlengebirges im Wesentlichen nur ein zusammenhängendes, oberflächennahes Grundwasserstockwerk in den tertiären Sanden bzw. in sandigeren Partien der kretazischen siliciklastischen Abfolge (Vaalser Schichten / Aachener Sande) ausgebildet.

Der generelle Grundwasserabstrom erfolgt innerhalb des Hydrogeologischen Homogenbereichs I mit dem Eintauchen der tektonischen Scholle und dem generellen Absinken der Geländeoberfläche zur Maas in nordwestlicher Richtung. Die Grundwasserstandshöhen liegen im südwestlichen Teil des Aachener Reviers, im Feld Carl-Friedrich, bei rd. 170 mNHN; bis an die südöstliche Verbreitungsgrenze der Kreide-Kalke im Bereich Heerlen sinken die Grundwasserstandshöhen auf ein Niveau von rd. 100 mNHN ab (s. Abb. 3.8).

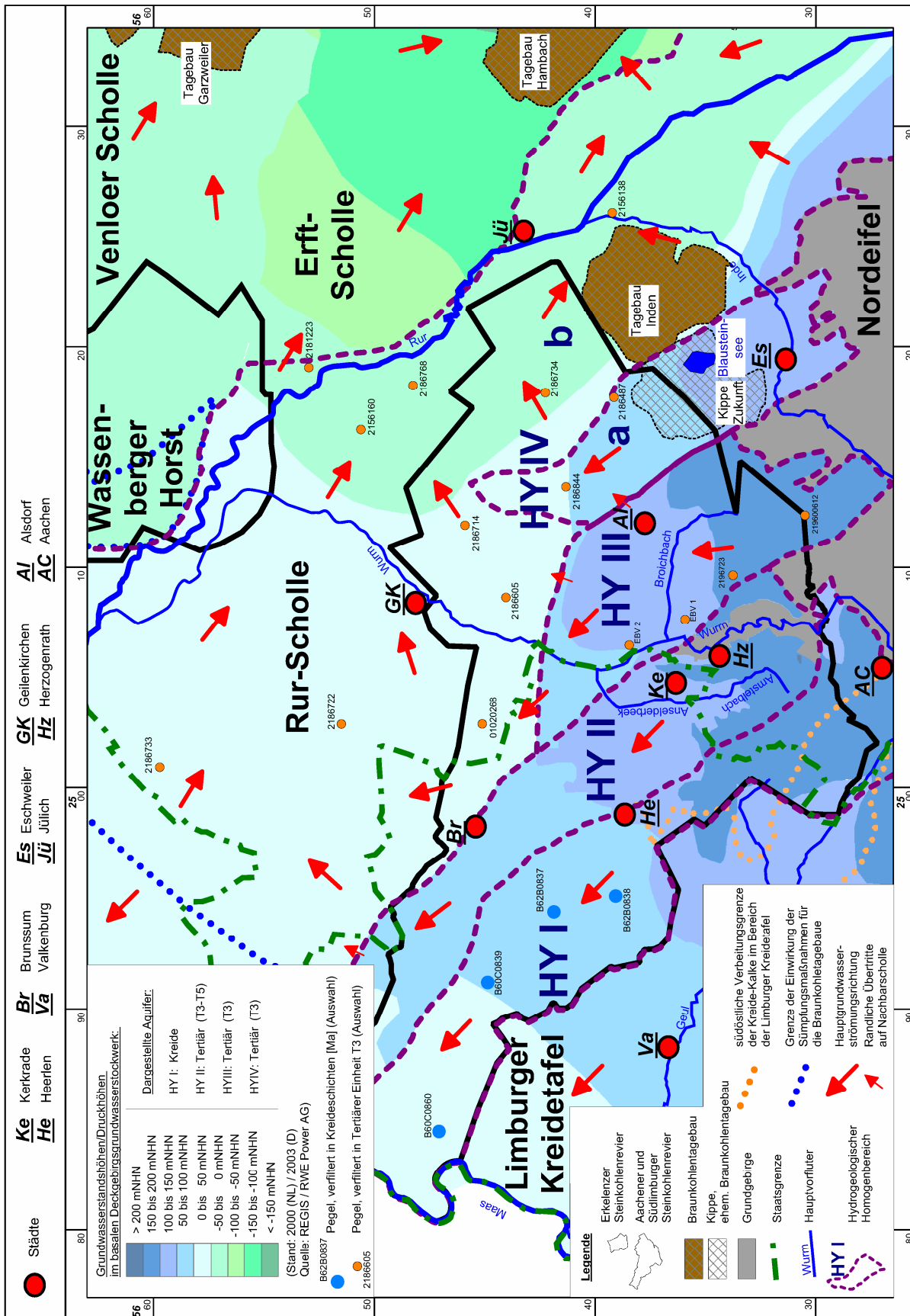


Abb. 3.8: Druckhöhen und Grundwasserströmungsverhältnisse in den basalen Grundwasserstockwerken des Deckgebirges (HY I - Kalksteinpaket, HY II bis HY IV - Tertiäre Einheit T3; Rur-Scholle, Erft-Scholle - Tertiäre Einheit T3)

In diesem südöstlichen Bereich erfolgt der lokale oberflächennahe Grundwasserabstrom im Hauptaquifer auf die lokalen Vorfluter zu (u.a. Amstelbach, Geul). Im Verbreitungsgebiet der Kreidekalke, wo das Deckgebirge durch die Tertiäre Einheit T2 in ein basales gespanntes Grundwasserstockwerk und ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk mit freiem Grundwasserspiegel gegliedert ist, sinkt die Grundwasseroberfläche dann in dem basalen Kreidekalkaquifer bis an den NW-Rand des Reviers, im Bereich der Maas, auf ein Niveau von rd. 25 bis 30 mNHN ab und liegt damit etwa im natürlichen Vorflutniveau der Maas.

3.4.2 Hydrogeologischer Homogenbereich II (zentrale Scholle des Südlimburger Reviers zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss)

Der Hydrogeologische Homogenbereich II erstreckt sich nordöstlich des Heerlerheider Sprungs bzw. des Richtericher Sprungs bis an den Feldbiss. In diesem Bereich lagern dem Karbon flächenhaft sandige Ablagerungen der basalen Tertiären Einheit T1 (Klimmen Laagpakket, Walsum-Schichten [02]) auf. Im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II sind im Liegenden der Tongeren Schichten Kalkstein-Reste der Kreide und des Paläozän vorhanden. Die Mächtigkeit dieses basalen Deckgebirgsaquifers erreicht im Mittel rd. 10 bis 20 m im zentralen Teil des Südlimburger Reviers und steigt im nordwestlichen Teil des Reviers, im Verbreitungsgebiet der Kalkablagerungen auf 50 bis 70 m an. In südöstlicher Richtung keilen die stärker durchlässigen sandigen Schichten im deutsch-niederländischen Grenzbereich aus.

Der basale Deckgebirgsaquifer wird im Hangenden durch die im zentralen Bereich des Südlimburger Reviers im Mittel 40 bis 60 m mächtige, gering durchlässige Schichtenfolge der Tertiären Einheit T2 abgedeckt. Im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II, wo die Schichten der basalen Tertiären Einheit T1 auskeilen, liegen die gering durchlässigen Schichten der Tertiären Einheit T2 (hier Lintfort-Schichten [04A]) direkt dem Karbon auf. Die Mächtigkeit der gering durchlässigen Schichten ist hier starken Schwankungen unterworfen und beträgt zumeist zwischen etwa 3 und 12 m; am SE-Rand des Reviers streichen auch diese Schichten zu beiden Seiten des Wurmals aus. Die gering durchlässige Tertiäre Einheit T2 bildet damit im Hydrogeologischen Homogenbereich II die maßgebliche hydraulische Barriere für mögliche Wechselwirkungen zwischen dem Grubenwasser im Steinkohlengebirge und dem oberflächennahen Grundwasserstockwerk im Deckgebirge.

Den Hauptaquifer bilden im Hydrogeologischen Homogenbereich II die im Hangenden der Grundwasser stauenden Tertiären Einheit T2 auftretenden sandigen Ablagerungen der Tertiären Einheiten T3 bis T6. Dieses Schichtenpaket setzt auf niederländischer Seite im Bereich des Amstelbachtals mit der Tertiären Einheit T3 ein und erreicht am NW-Rand des Reviers eine Gesamtmächtigkeit von rd. 300 m; hydrogeologisch gegliedert wird diese Schichtenfolge durch das flächenhaft verbreitete Flöz Morken [6A] (Tertiäre Einheit T4).

Im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II, insbesondere im gesamten deutschen Teil, wird das oberflächennahe Grundwasserstockwerk im Hangenden der Tertiären

Einheit T2 von geringmächtigen quartären Sand-/Kies-Ablagerungen aufgebaut. Am SE-Rand des Reviers, insbesondere östlich des Wurmtals, treten die quartären Ablagerungen lokal direkt auf dem Karbon auf.

Über die Grundwasserströmungsverhältnisse in dem basalen Deckgebirgsaquifer (Tertiäre Einheit T1) liegen keine konkreten Erkenntnisse vor. Im Hangenden der Grundwasser stauenden Tertiären Einheit T2 erfolgt der generelle Grundwasserabstrom innerhalb des Hauptdeckgebirgsaquifers dem Eintauchen der tektonischen Scholle folgend nach NW zur Maas (s. Abb. 3.8). Die Grundwasseroberfläche sinkt dabei von rd. 180 mNHN im südöstlichen, deutschen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II zu beiden Seiten des Wurmtals bis auf rd. 30 mNHN im Bereich der Maas ab und liegt damit hier im Vorflutniveau der Maas. Dabei ist davon auszugehen, dass Flöz Morken [6A] (Tertiäre Einheit T4) hier, wie im Bereich der Rur-Scholle, eine vertikale hydraulische Trennung des Hauptaquifers im Deckgebirgsniveau bewirkt. Auch die Randstörungen des Hydrogeologischen Homogenbereichs II (Heerlerheider Sprung, Feldbiss) sind hydraulisch wirksam. Nur im nördlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II tritt gemäß IWU (2001, „Grundwassermodell Rurscholle“) im Niveau der Tertiären Einheit T3 Grundwasser über den Feldbiss zur Rur-Scholle über.

Im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II erfolgt der natürliche Grundwasserabstrom in den gering Grundwasser erfüllten quartären Ablagerungen auf die lokalen Vorfluter - Wurm und Amstelbach - zu, die sich hier bis in das Grundgebirgsniveau eingeschnitten haben. Die Vorflutniveaus liegen hier innerhalb des Hydrogeologischen Homogenbereichs II zwischen rd. 140 mNHN (Wurm) bzw. 160 mNHN (oberer Amstelbach) im Süden und 110 mNHN (Wurm) bzw. 95 mNHN (Amstelbach) im Norden.

3.4.3 Hydrogeologischer Homogenbereich III (zentrale Scholle des Aachener Reviers zwischen Feldbiss und Sandgewand)

Der Hydrogeologische Homogenbereich III umfasst die zentrale tektonische Scholle des Aachener Reviers zwischen Feldbiss im SW und Sandgewand-Störung im NE. Tektonisch ist diese Scholle in drei Teile gegliedert - Herzogenrather Scholle / Nordsterngraben / Alsdorfer Scholle (s. Abb. 3.5). Die östliche Teilscholle, die Alsdorfer Scholle, bildet die tektonisch am höchsten gelegene Scholle mit der geringsten Deckgebirgsmächtigkeit im Aachener Revier östlich des Feldbiss.

Der Hydrogeologische Homogenbereich III ist durch einen vergleichsweise gering strukturierten Deckgebirgsaufbau mit der gering durchlässigen Tertiären Einheit T2 an der Basis und der von Sanden dominierten Tertiären Einheit T3 aufgebaut. In der Tertiären Einheit T3 ist ein nur lokal durch Braunkohleneinschaltungen gegliederter, hydraulisch zusammenhängender, oberflächennaher Aquifer ausgebildet. Diese Grundwasser führenden Schichten erreichen im Hydrogeologischen Homogenbereich III eine Gesamtmächtigkeit zwischen rd. 50 m im SE und rd. 200 m im NW.

Im südlichen Randbereich des Hydrogeologischen Homogenbereichs III keilt die Tertiäre Einheit T2 aus; hier lagern die sandigen Ablagerungen der Tertiären Einheit T3 unmittelbar dem Karbon auf (vgl. Anl. 5 und Anl. 6.3, Profil 5). Im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs III setzen im Liegenden der Tertiären Einheit T2 die sandigen Ablagerungen der Tertiären Einheit T1 ein; diese sandigen Schichten erreichen im Hydrogeologischen Homogenbereich III eine Mächtigkeit von rd. 50 m. Zugleich setzen im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs III im Hangenden der Tertiären Einheit T3 die Braunkohlenablagerungen der Tertiären Einheiten T4 und T5 mit zunächst noch lückenhaft verbreiteten Braunkohlenflözen ein (vgl. Abb. A.4 und Anl. 6.3, Profil 5).

Der Hauptgrundwasserabstrom erfolgt im Hydrogeologischen Homogenbereich III in dem oberflächennahen Hauptgrundwasserstockwerk innerhalb der Tertiären Einheit T3 entsprechend dem Eintauchen der tektonischen Scholle sowie dem natürlichen Gefälle des Oberflächenreliefs und der Vorfluter nach NW (Abb. 3.8). Die Grundwasseroberfläche sinkt dabei von rd. 180 mNHN am SE-Rand des Aachener Reviers bis auf rd. 60 mNHN am NW-Rand des Hydrogeologischen Homogenbereichs III ab (s. Anl. 6.3, Profil 5). Hier tritt das Grundwasser dann im Wesentlichen in die Tertiäre Einheit T3 der Rur-Scholle (Hydrogeologischer Homogenbereich IV) über. Auch entlang der nordöstlichen und nördlichen Grenze des Hydrogeologischen Homogenbereichs III tritt Grundwasser über die Sandgewand-Störung bzw. den prätertiären Erosionsrand (an der nördlichen Schollengrenze) auf die angrenzenden Schollen (Hydrogeologischer Homogenbereich IV) über. Diese Übertritte erfolgen hier im Wesentlichen in die Schichten der Tertiären Einheit T5 und der quartären Ablagerungen auf den angrenzenden Schollen.

Innerhalb des Hydrogeologischen Homogenbereichs III bildet der Broichbach den Hauptvorfluter dieses oberflächennahen Grundwasserstockwerks. Das Vorflutniveau des Broichbachs liegt zwischen rd. 170 mNHN im Osten und rd. 105 mNHN im Westen an der Mündung in die Wurm.

Über die Grundwasserströmungsverhältnisse in der im nördlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs I einsetzenden basalen sandigen Tertiären Einheit T1 liegen keine konkreten Erkenntnisse vor. Mit dem Pegel EBV2 wurde dieser Horizont weitgehend entwässert angetroffen (vgl. Abb. A.2; s. Anl. 6.3, Profil 5).

3.4.4 Hydrogeologischer Homogenbereich IV (nördliche bzw. östliche Tiefscholle des Aachener Reviers)

Der Hydrogeologische Homogenbereich IV umfasst die nördlichen und östlichen Randbereiche des Aachener Reviers im Bereich der tektonisch am tiefsten gelegenen Teilschollen östlich der Sandgewand-Störung bzw. nördlich der prätertiären Erosionsrinne (Baesweiler Scholle / Rur-Scholle).

Dieser Bereich ist insgesamt gekennzeichnet durch ein komplex gegliedertes tertiäres Deckgebirge, aufgebaut von den Tertiären Einheiten T1 bis T6. Das basale Hauptgrundwasserstockwerk bildet die Tertiäre Einheit T3. Die Mächtigkeit dieses Aquifers beträgt im Hydrogeologischen Homogenbereich IV innerhalb des Aachener und Südlimburger Reviers zwischen rd. 100 und 300 m. Die im Hangenden flächenhaft ausgebildete Tertiäre Einheit T4 (Flöz Morken [6A]) bildet eine Grundwasser stauende, hydraulisch trennende Deckschicht gegen die überlagernden Grundwasserstockwerke. An der Basis des basalen Hauptgrundwasserstockwerks ist flächenhaft die Tertiäre Einheit T2 in einer Mächtigkeit von zumeist mehreren Zehner Metern ausgebildet. Durch diese gering durchlässige Basis werden Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs bzw. Wechselwirkungen zwischen dem Grubenwasser und dem basalen Hauptdeckgebirgsgrundwasserstockwerk eingeschränkt.

Im nördlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs IV lagern dem Karbon flächenhaft die sandigen Ablagerungen der Tertiären Einheit T1 auf; diese Schichten erreichen eine Mächtigkeit von rd. 20 bis 30 m im Aachener Revier (Anl. 6.4 und Anl. 6.5, Profil 7 und Profil 9) bzw. rd. 80 m im Südlimburger Revier (Anl. 6.3, Profil 5). Die basalen Grundwasser führenden Deckgebirgsschichten der Tertiären Einheit T1 stehen somit in direktem hydraulischem Kontakt mit dem karbonischen Festgestein.

Die Grundwasserströmungsverhältnisse im Bereich der Rur-Scholle und der südwestlich angrenzenden Baesweiler Scholle werden bis in das in den Schichten der Tertiären Einheit T3 ausgebildete basale Hauptdeckgebirgsgrundwasserstockwerk durch die weiträumigen Sumpfungmaßnahmen der Braunkohlentagebaue Inden und Hambach geprägt. Das tiefste Vorflutniveau liegt im Bereich des Tagebaus Hambach im Niveau der Horizonte [2]-[5] (Tertiäre Einheit T3) bei rd. -350 mNHN. Dementsprechend erfolgt im Bereich der Rur-Scholle innerhalb des Aachener Reviers (Hydrogeologischer Homogenbereich IVb) in dem basalen Hauptgrundwasserstockwerk des Deckgebirges (Tertiäre Einheit T3) ein weiträumiger Abstrom in östlicher bis südöstlicher Richtung zu den Sumpfungsgalerien der Tagebaue Inden und Hambach. In diesem Grundwasserstockwerk liegen durchweg gespannte Verhältnisse vor; die höchsten Druckhöhen liegen im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs IVb bei rd. 40 bis 50 mNHN.

Innerhalb des Hydrogeologischen Homogenbereichs IV nimmt die südwestliche Teilscholle, die Baesweiler Scholle, hinsichtlich der Grundwasserströmungsverhältnisse eine Sonderstellung ein (Hydrogeologischer Homogenbereich IVa). Durch die Einstellung der Sumpfungmaßnahmen in dem bereits in den 1980'er Jahren stillgelegten Tagebaus Zukunft und die Infiltrationsmaßnahmen zur Auffüllung des Tagebaurestsee („Blausteinsee“ in der heutigen „Kippe Zukunft“) und die hydraulische Abgrenzung nach Nordosten zur Rur-Scholle insbesondere durch den Siersdorfer Sprung hat sich auf dieser Teilscholle eine den natürlichen Strömungsverhältnissen entsprechende Grundwasserströmung in nordwestlicher Richtung eingestellt (s. Abb. 3.8). Die Grundwasseroberfläche sinkt hier von rd. 90 mNHN am N-Rand der Kippe Zukunft auf rd. 40 bis 50 mNHN am NW-Rand des Hydrogeologischen Homogenbereichs IVa ab; hier strömt das Grundwasser dann der Rur-Scholle zu. Über die Strömungsverhältnisse in der basalen Grundwasser führenden Tertiären Einheit T1 liegen für den Bereich des Aachener Reviers keine konkreten Erkenntnisse vor.

4 Bergbaulich-wasserwirtschaftliches Modell

Die bergbauliche Wasserhaltung und die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs wurden maßgeblich geprägt durch die historisch gewachsenen Verbindungen der Steinkohlengruben untereinander sowie durch die im Rahmen von Stilllegungsmaßnahmen vorgenommene, gezielte Abdämmung von hydraulischen Verbindungen. Die heutigen Verhältnisse sind das Resultat der historischen Entwicklung des Reviers, der ehemaligen Besitzverhältnisse und der Abwicklung der Stilllegungsmaßnahmen. Für die Entwicklung der Wasserzuläufe in den einzelnen Gruben sind die räumliche Erstreckung der Abbaubereiche und die sich daraus ergebenden Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge von Bedeutung. Darüber hinaus spielen die erzielten Abbauteufen sowie Wasserwegsamkeiten an tief reichenden tektonischen Störungen für die Entwicklung des Grubenwasserchemismus eine wichtige Rolle.

Als Grundlage für das Verständnis des Aufbaus der Steinkohlengruben und der daraus resultierenden hydraulischen Verhältnisse im Rahmen des Grubenwasseranstiegs ist in Anh. B (Kap. B1 bis B3) ein grober Abriss der historischen Entwicklung des Steinkohlenbergbaus im Aachener und Südlimburger Revier sowie eine Übersicht über die Abwicklung der Stilllegungsmaßnahmen gegeben. Auf dieser Basis wurde ein bergbaulich-wasserwirtschaftliches Modell erarbeitet, in dem die maßgeblichen hydraulischen Verbindungen des Reviers sowie die in den einzelnen Anstiegsphasen entstandenen, zeitweise hydraulisch eigenständigen „Bassins“ nach ihrer Lage abgebildet sind. Der Begriff der „Bassins“ wurde im Südlimburger Revier im Rahmen des Grubenwasseranstiegs verwendet, um hydraulisch zusammenhängende Gruben oder Abbaufelder zu beschreiben, in denen der Verlauf des Grubenwasseranstiegs in bestimmten Zeitabschnitten einheitlich verlief. Dieser Begriff wird in der vorliegenden Arbeit entsprechend für den gesamten Bearbeitungsbereich zugrunde gelegt.

4.1 Abbaubereiche

Einen Überblick über die räumliche Erstreckung der Hauptabbaubereiche des Aachener und Südlimburger Reviers gibt Abb. 4.1. Im Bereich des Südlimburger Reviers liegt aufgrund der vergleichsweise gering gestörten Tektonik und der flachen Lagerung eine weitgehend flächendeckende Verteilung der Abbaubereiche innerhalb der Konzessionsgrenzen vor. Im westlichen und südöstlichen Randbereich des Aachener Reviers war der Abbau im Wesentlichen auf den Verbreitungsbereich der oberkarbonischen Kohlscheider Schichten begrenzt (vgl. Anl. 2; Ausnahme: Grube Carl-Friedrich). Im Südosten werden die Abbaubereiche durch die Engfaltzone begrenzt. In den nördlichen und östlichen Randbereichen des Aachener Reviers war der Abbau durch das starke tektonische Absinken der Flöz führenden Schichten erschwert. Die in den einzelnen Gruben bzw. Abbaufeldern erreichten Abbauteufen sind unter Berücksichtigung der erreichten Endteufen der Hauptschächte sowie den aus Archivunterlagen zusammengetragenen Erkenntnissen zu den tatsächlich erzielten Abbauteufen in einer groben Übersicht in Abb. 4.1 dargestellt.

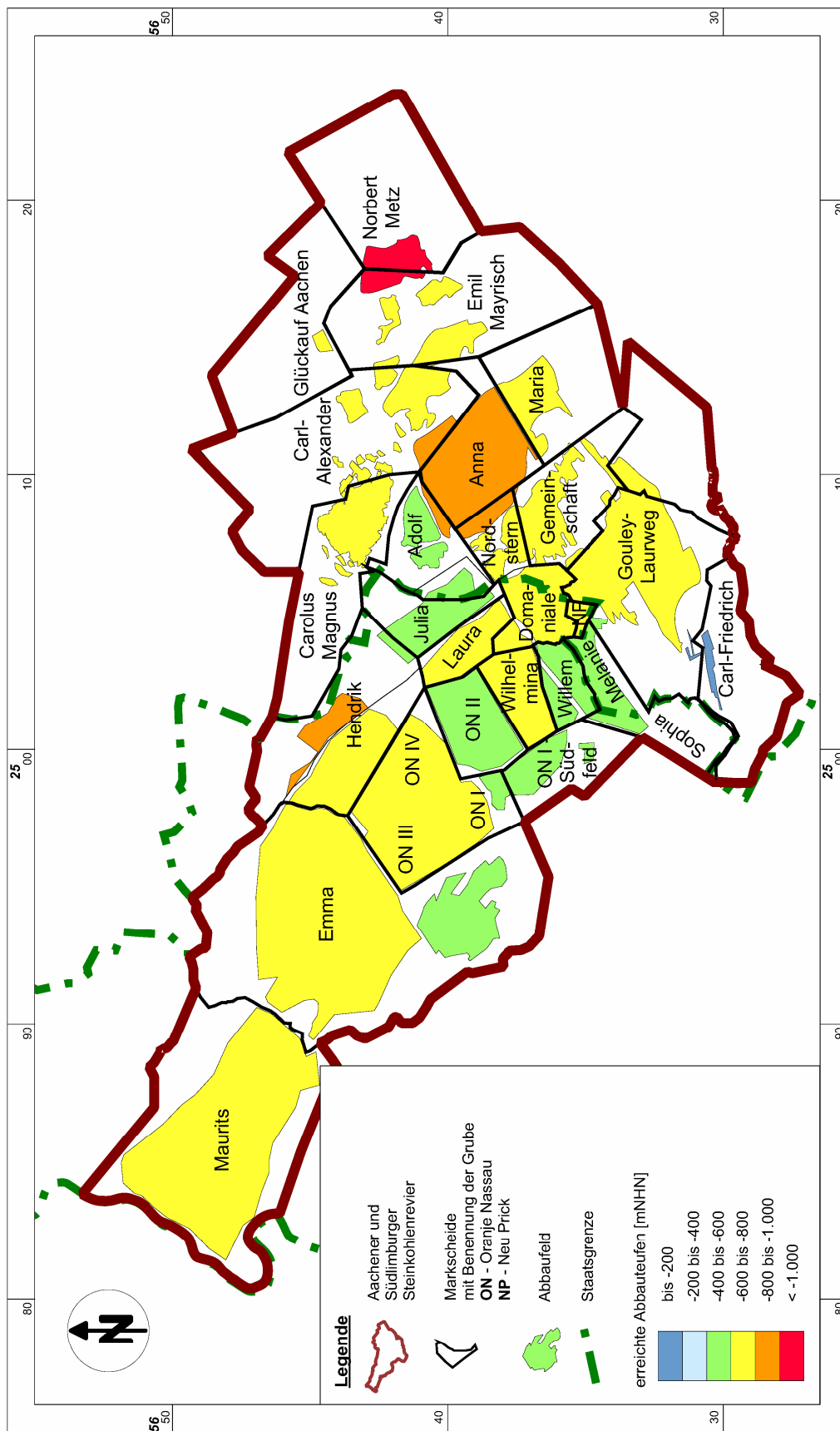


Abb. 4.1: Überblick über die Hauptabbaubereiche des Aachener und Südlimburger Reviers mit einer groben Einteilung nach den erreichten Abbauteufen

Danach erfolgte der Abbau in den meisten Gruben des Reviers bis in einen Teufenbereich zwischen -600 und -800 mNHN. In den westlichen Randbereichen des Reviers sowie im Bereich der tektonischen Aufwölbung des Waubacher Sattels (vgl. Anl. 2) liegen aufgrund der tektonischen Hochlage der Flöz führenden Schichten insgesamt geringere Abbauteufen zwischen -200 und -400 mNHN vor. Östlich des Feldbiss wurden lokal Abbauniveaus zwischen -800 und -1.000 mNHN erreicht (Hendrik, Anna). Am Ostrand des Aachener Reviers, im Grubenfeld Norbert Metz, wurde auf der am tiefsten gelegenen tektonischen Scholle des Reviers ein tiefstes Abbauniveau von -1.200 mNHN erreicht.

4.2 Aufbau der Wasserprovinzen

Aufgrund der Abbauhistorie lassen sich für das Aachener und Südlimburger Revier grundsätzlich zwei hydraulisch getrennte Großeinheiten unterscheiden, die im Folgenden als Wasserprovinzen bezeichnet werden (s. Abb. 4.2):

- die **Westliche Wasserprovinz** umfasst die deutschen und niederländischen Abbaubereiche südwestlich der tektonischen Hauptstörung Feldbiss sowie die aus diesen Abbaubereichen heraus aus über den Feldbiss nach Osten geführten Baue der Gruben Hendrik, Julia, Domaniale und Gouley-Laurweg mit Königsgrube.
- die **Östliche Wasserprovinz** umfasst die östlich des Feldbiss angelegten deutschen Gruben des Aachener Reviers.

Zwischen diesen zwei Hauptwasserprovinzen sind drei Annäherungsstellen im Bereich der Gruben Domaniale, Gouley-Laurweg, Nordstern und Gemeinschaft bekannt (Abb. 4.2), in deren Bereich sich Grubenbaue der beiden Wasserprovinzen auf wenige Zehner Meter annähern:

- Annäherungsstelle 1 bei -123 mNHN: Annäherung von zwei Bauflächen der Gruben Domaniale und Nordstern von 1926 bzw. 1929, in denen das mit rd. 22 bis 38° einfallende Flöz E (Großlangenberg) abgebaut wurde. Zwischen den beiden Grubenfeldern ist in diesem Bereich in einem Niveau zwischen -123 und -135 mNHN lediglich eine Kohlenfeste von rd. 30 m Breite in geneigter Lagerung erhalten geblieben.

- Annäherungsstelle 2 bei -208 mNHN: Annäherung eines in den Jahren 1967/1968 durchgeführten Abbaus in Flöz B = B1 des Feldes Gemeinschaft, der bis auf einen Abstand von etwa 18 m an den Ende der 1940'er Jahre aufgefahrenen 3. östlichen Querschlag im Feld Domaniale im Niveau der 380 m-Sohle herangeführt wurde.

- Annäherungsstelle 3 bei -163 mNHN: Annäherung des 2. südlichen Abteilungsquerschlages im Feld Gemeinschaft im Niveau der 360 m-Sohle (-163 mNHN) von Nordwesten an einen im 19. Jahrhundert von Gouley aus flächenhaft in Flöz E (Großlangenberg) geführten Abbau. Das Flöz ist steil gelagert; die Gesteinsfeste zum Abteilungsquerschlag beträgt rd. 44 m.

Über die hydraulische Wirksamkeit dieser Annäherungsstellen lagen zum Zeitpunkt der Stilllegungen keine Erkenntnisse vor. Nach der vollständigen Stilllegung der Gruben in der Westlichen Wasserprovinz bis 1974 wurde das Standwasser daher hier zum Schutz der in der Öst-

lichen Wasserprovinz noch weiter betriebenen Gruben des Aachener Reviers durch eine eigenständige Wasserhaltung unterhalb des Niveaus der Annäherungsstellen gehalten.

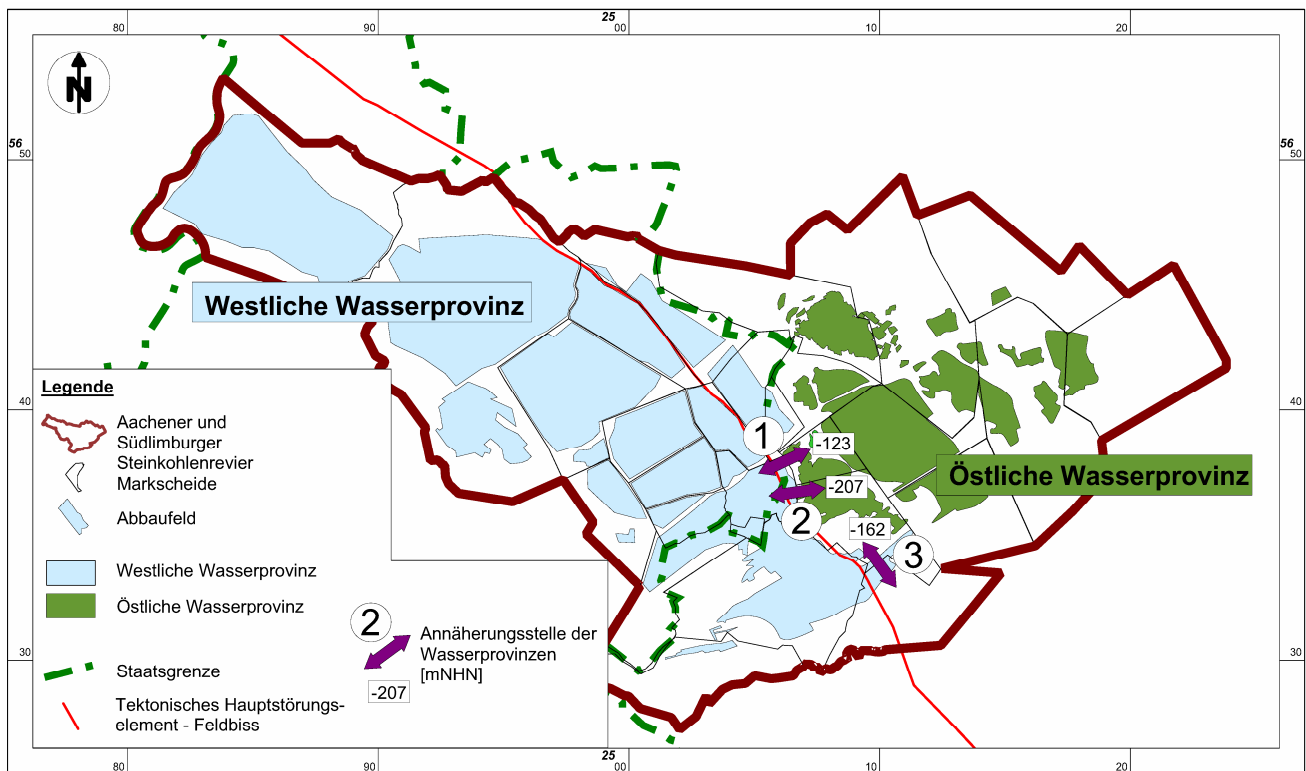


Abb. 4.2: Hauptwasserprovinzen des Aachener und Südlimburger Reviers mit Lage von betrieblich relevanten Annäherungsstellen

Innerhalb der Westlichen und der Östlichen Wasserprovinz waren alle Gruben in der Betriebsphase auch grenzüberschreitend durch Strecken oder Annäherungsstellen in Abbauflächen hydraulisch verbunden. In Abhängigkeit von den im Rahmen der Stilllegungsmaßnahmen gesetzten Wasserdämmen entwickelten sich z.T. hydraulisch eigenständige Bassins. Als Grundlage für das Verständnis des Grubenwasseranstiegs sind die maßgeblichen hydraulischen Verbindungen, die im Rahmen der Stilllegung in den 1970'er Jahren durchgeführten Abdämmmaßnahmen und die dadurch entstandenen Bassins im Detail in Anh. B (Kap. B4) beschrieben. Im Resultat dieser Entwicklung lag zu Beginn der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung in 1993/1994 folgende hydraulische Gliederung der Wasserprovinzen vor:

In der **Westlichen Wasserprovinz** entwickelten sich im Zuge der Schutzwasserhaltung drei große Teilprovinzen, die im Folgenden als Hauptbassins bezeichnet werden (Abb. 4.3):

- das Nördliche Hauptbassin
- das Mittlere Hauptbassin und
- das Südliche Hauptbassin

Im Südlichen Hauptbassin wurde das Standwasserniveau über zwei Wasserhaltungsmaßnahmen unterhalb des Niveaus der Annäherungsstellen zur Östlichen Wasserprovinz gehalten, auf deutscher Seite im Von-Goerschen-Schacht (Gouley-Laurweg) bei -167 mNHN und auf niederländischer Seite im Schacht Beerenbosch II (Domaniale) bei -214 mNHN. Im Mittleren und im Nördlichen Hauptbassin stellte sich das Standwasser auf den jeweiligen Niveaus der

Übertrittsstellen zum benachbarten Bassin bei -121 mNHN bzw. -62 mNHN ein und strömte dann der Wasserhaltung im Südlichen Hauptbassin zu. Das Nordostfeld der Grube Hendrik, die Grube Maurits und die Grube Carl-Friedrich waren abgedämmt und bildeten hydraulisch eigenständige Bassins; für diese Bereiche lagen keine konkreten Erkenntnisse zur Entwicklung der Standwasserniveaus nach der Stilllegung vor. Die Grube Julia war nur durch eine eingeschränkt wirksame hydraulische Verbindung an das Mittlere Hauptbassin angeschlossen.

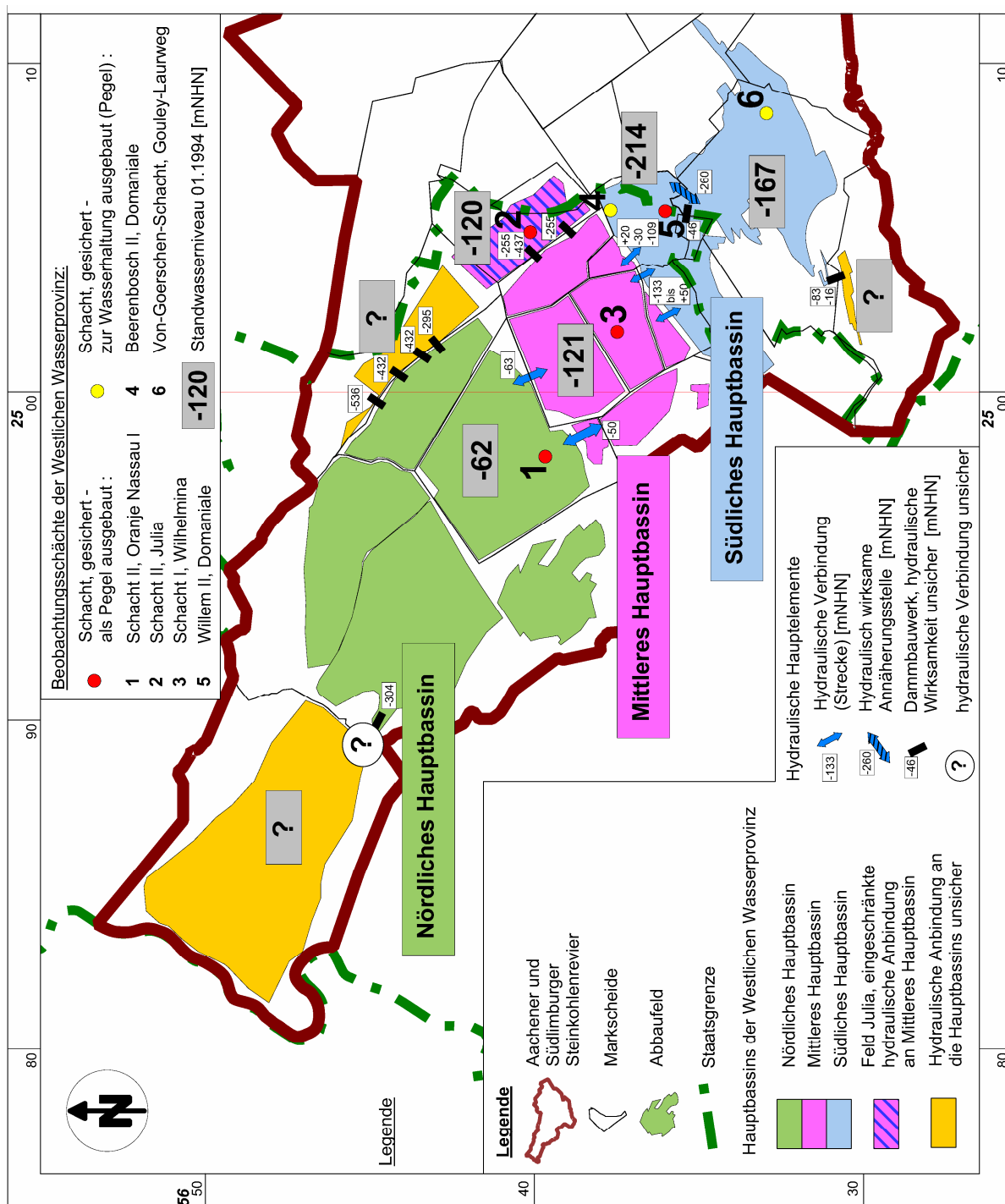


Abb. 4.3: Aufbau der Westlichen Wasserprovinz bei der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung im Januar 1994

Die **Östliche Wasserprovinz** war zum Zeitpunkt der Einstellung der Wasserhaltungen im Jahre 1993 in drei Hauptbereiche mit einheitlichem Standwasserniveau zu gliedern (Abb. 4.4):

- das Hauptbassin Anna/Emil Mayrisch
- die älteren Stilllegungsbereiche im Umfeld der Grube Anna
- das Hauptbassin Carolus Magnus

Im Hauptbassin Anna/Emil Mayrisch wurden die zulaufenden Grubenwässer bis zur Einstellung der Wasserhaltung 1993 im Niveau der 860 m-Sohle (-692 bis -735 mNHN) kurz gehalten. In den hydraulisch an die Grube Anna angeschlossenen älteren Stilllegungsbereichen auf der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle lag das Standwasserniveau 1993 bereits bei rd. -420 mNHN. Die Grube Carolus Magnus und das Nordwestfeld der Grube Carl-Alexander bildeten ein zusammenhängendes, hydraulisch eigenständiges Bassin, in dem die ehemaligen Grubenbaue im Jahre 1993 bereits vollständig geflutet waren.

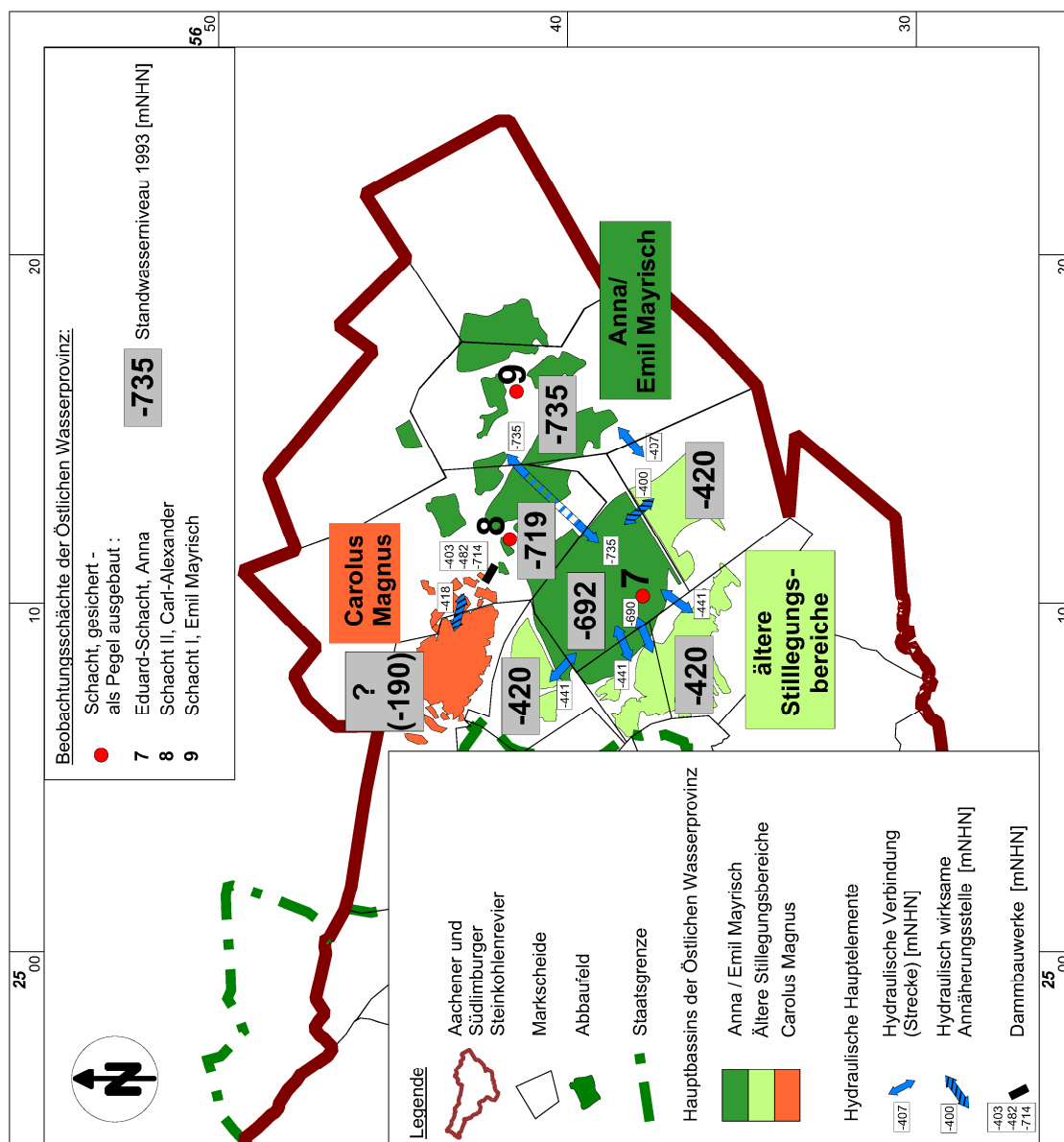


Abb. 4.4: Aufbau der Östlichen Wasserprovinz mit den maßgeblichen hydraulischen Verbindungen zwischen den einzelnen Bassins und den Standwasserniveaus vor Einstellung der Wasserhaltung 1993

5 Charakteristik der Mischwasserzuläufe zu den betrieblichen Wasserhaltungen

Eine wichtige Grundlage für eine Bewertung der beim Grubenwasseranstieg ablaufenden Vorgänge ist die detaillierte Analyse der den einzelnen Wasserhaltungen in der Betriebszeit zulaufenden Grubenwässer. Die Charakteristik der Wasserzuläufe lässt Rückschlüsse auf die Herkunft der Wässer zu und gibt damit erste Anhaltspunkte über die zu erwartenden Anstiegsgeschwindigkeiten, die Entwicklung der Grubenwasserqualitäten im Rahmen des Grubenwasseranstiegs sowie mögliche Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge.

5.1 Westliche Wasserprovinz

Den Gesamtzulauf zu den betrieblichen Wasserhaltungen der niederländischen Gruben geben KIMPE (1963) mit 25 Mio. m³/a (\cong 48 m³/min) und SHGM (1975) mit 2.430 m³/h (\cong 41 m³/min) an. Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurden die Wasserzuläufe zu den Einzelgruben der Westlichen Wasserprovinz auf der Grundlage einer Auswertung der u.a. bei SHGM (1975) und PETERS (1979) dokumentierten Angaben zu Wasserzuflüssen in unterschiedlichen Betriebsphasen der Gruben zwischen 1965 und 1975 ermittelt. Die Mengenangaben für die einzelnen Gruben sind tabellarisch in Tab. 5.1 zusammengestellt; einen Überblick über die räumliche Verteilung der Zulaufmengen gibt der Lageplan in Abb. 5.1. Bei den angegebenen Wassermengen handelt es sich um Wasserzuläufe zu den einzelnen Gruben zu unterschiedlichen Zeitpunkten, jeweils in der Endphase der eigenständigen Wasserhaltung. Die Mengenangaben charakterisieren damit in Abhängigkeit von den hydrogeologischen Randbedingungen auch die unterschiedlichen Zulaufbedingungen der einzelnen Gruben.

Die Gesamtmenge der betriebszeitlichen Wasserzuläufe ergibt sich danach für die Westliche Wasserprovinz zu rd. 60 m³/min. Die Wasserzuläufe zu den einzelnen niederländischen Gruben schwanken dabei zwischen rd. 0,8 m³/min (Grube Julia) und 7,5 m³/min (Grube Oranje Nassau I-Südfeld). Der stärkste Wasserzulauf trat in der deutschen Grube Gouley-Laurweg auf (rd. 12 m³/min). Für eine konkrete Bewertung der Wasserzuläufe zu den einzelnen Gruben ist neben den hydrogeologischen Randbedingungen auch die räumliche Erstreckung der einzelnen Gruben zu berücksichtigen. Die entsprechenden, auf die jeweilige Grundfläche der Abbaufelder bezogenen Zulaufmengen sind in Tab. 5.1 zusammengestellt; einen Überblick über die räumliche Verteilung der flächenbezogenen Wasserzuläufe gibt Abb. 5.1.

Die unterschiedlichen Teufen der Gruben bleiben bei dieser Betrachtung unberücksichtigt. Da die Unterschiede in den Gesamtzulaufmengen der einzelnen Gruben im Wesentlichen von der Menge der Zuläufe aus dem Deckgebirge bzw. von teufenunabhängigen Thermalwasseraufbrüchen bestimmt werden, lässt diese Betrachtung insbesondere in der Zusammenschau mit der Mineralisation des Grubenwassers (anhand der Chlorid-Gehalte; s. Abb. 5.2) in ausreichender Näherung eine vergleichende Bewertung der Zulaufcharakteristik der einzelnen Gruben zu.

Die flächenbezogenen Wasserzuläufe betragen danach in der Westlichen Wasserprovinz im Allgemeinen zwischen rd. 1,4 l/(s*km²) im Bereich der Grube Maurits am NW-Rand des Reviers und rd. 12 l/(s*km²) im Bereich der Gruben Willem-Sophia und Gouley-Laurweg im südöstlichen Teil des Reviers. Deutlich erhöhte Wasserzuläufe zeigt die Grube Oranje Nassau I, insbesondere im Bereich des Südfeldes mit maximal rd. 40 l/(s*km²).

Tab. 5.1: Zusammenstellung der Wasserzuläufe zu den Wasserhaltungen der einzelnen Gruben und der jeweiligen Wasserqualitäten (Chlorid-Gehalte) für die Westliche Wasserprovinz nach Angaben von SHGM (1975), PETERS (1979) und EBV GmbH (k.A.: keine Angaben verfügbar)

Grube	Grundfläche der Abbaufelder	Bassin gemäß Abb. B.6	Wasserzulauf		Chlorid- Gehalt
	[km ²]		[m ³ /min]	[l/(s*km ²)]	[mg/l]
Maurits	31	1	2,7	1,4	3.000
Emma (Süd und Mitte)	28,1	2	6,3	3,8	169
Hendrik SW von Feldbiss	20,3	3	3,3	2,7	1.367
Emma Nordfeld		3			
Hendrik NE von Feldbiss	5	4	3,5	11,7	4.400
Julia	5,7	7	0,8	2,4	1.100
Oranje Nassau I - Nordfeld	5,3	5	6,0	18,9	7.660
Oranje Nassau III, IV	13,8	5	4,0	4,8	2.330
Oranje Nassau II	7,4	6	1,3	3,0	
Laura	4,2	6	1,5	6,0	5.000
Wilhelmina	6,6	6	2,5	6,3	2.240
Oranje Nassau I - Südfeld	3,1	6a	7,5	40,3	k.A.
Willem-Sophia	6,6	8 (6)	4,7	11,8	90
Domaniale	7,1	8	4,2	9,8	510
Gouley-Laurweg	17	8	12,0	11,8	150
Carl-Friedrich	0,6	9	k.A.	k.A.	k.A.
Summe:	162		60		
			Mittel:	6,2	

Für die Grube Carl-Friedrich liegen keine Angaben zu Wasserzuläufen vor. Aufgrund der begrenzten räumlichen Erstreckung des Grubengebäudes und des gering durchlässigen Deckgebirges (vgl. Abb. 6.4) ist aber davon auszugehen, dass hier betriebszeitlich keine stärkeren Wasserzuläufe erfolgten. Für die gesamte Westliche Wasserprovinz ergibt sich betriebszeitlich ein mittlerer flächenbezogener Wasserzulauf von rd. 6,2 l/(s*km²). Von SHGM (1975) wird der deckgebirgsbürtige Anteil der Grubenwasserzuflüsse für das Südlimburger Revier mit rd. 25 % (\cong 12 m³/min) angenommen; unter Ansatz einer Gesamtfläche der niederländischen Abbaufelder von rd. 144 km² entspricht dies einer Leakagerate von 1,4 l/(s*km²).

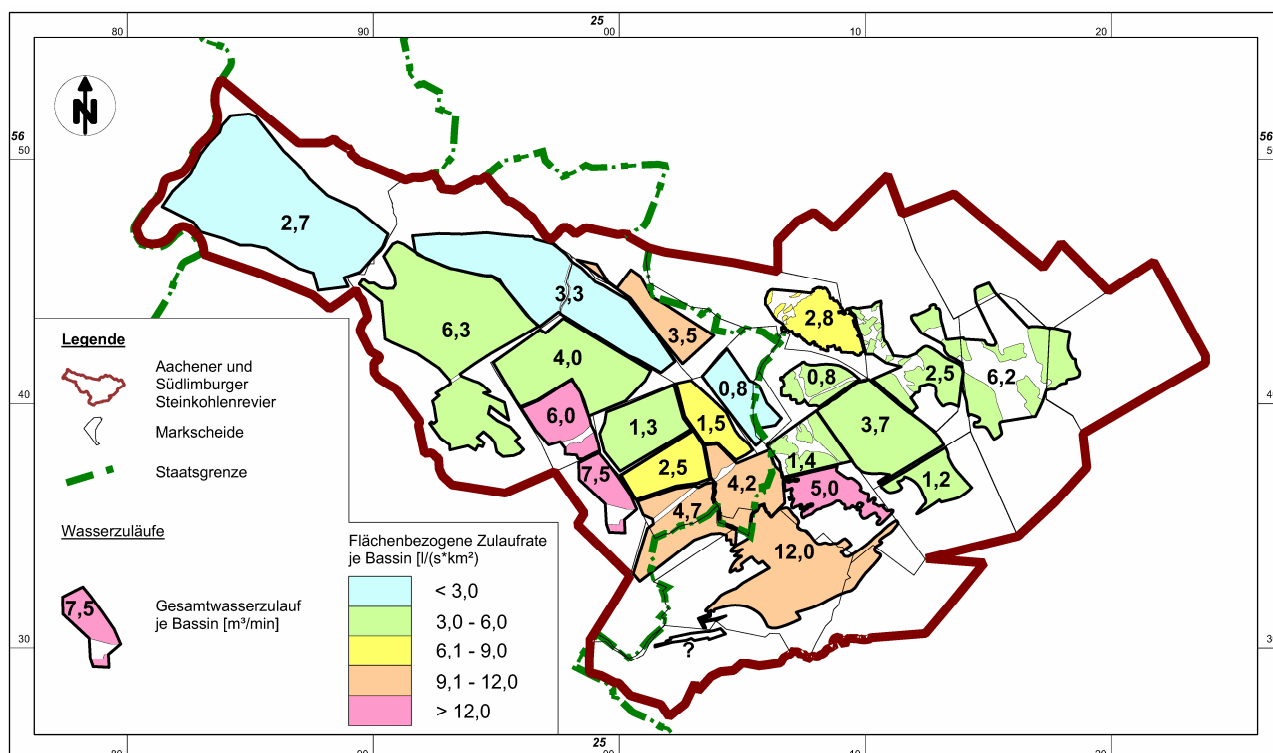


Abb. 5.1: Betriebszeitliche Wasserzuläufe zu den Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers in der Endphase der jeweiligen Wasserhaltungen

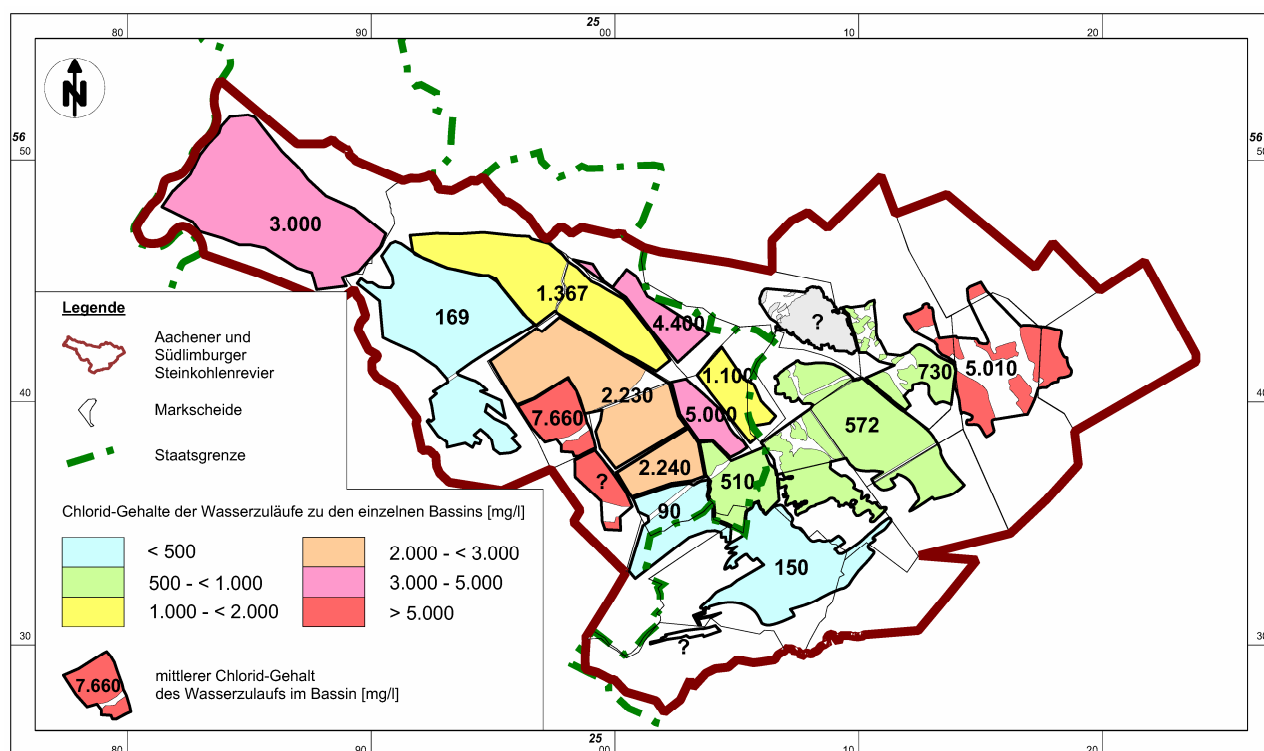


Abb. 5.2: Chlorid-Gehalte der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zu den Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers in der Endphase der jeweiligen Wasserhaltungen

Für die Rur-Scholle wird die durch Leakage bedingte Grundwasserneubildungsrate der tieferen Grundwasserstockwerke des Deckgebirges in einer vergleichbaren Größenordnung mit rd. $1,0 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ angenommen. POMMERENING (1993) nimmt als Grundwasserneubildungsrate für das „genetische Reservoir“ des Aachener Thermalwassers ebenfalls einen Wert von rd. $1,0 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ an. Unter Ansatz einer solchen mittleren Leakagerate von $1,0 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ ergibt sich für den Gesamtbereich der Westlichen Wasserprovinz ein deckgebirgsbürtiger Anteil der Grubenwasserzuflüsse von rd. $10 \text{ m}^3/\text{min}$ (für eine Gesamtfläche der Abbaufelder von rd. 162 km^2), was einem Anteil von rd. 17 % am Gesamtzulauf ($60 \text{ m}^3/\text{min}$, vgl. Tab. 5.1) entspricht. Tatsächlich ist aufgrund der hydrogeologischen Randbedingungen lokal mit sehr unterschiedlichen Zuläufen aus dem Deckgebirge zu rechnen (vgl. Kap. 6.2).

Als weiterer Faktor für die Charakterisierung der Wasserzuläufe standen Daten zu den Chlorid-Gehalten der einzelnen Wasserzuläufe aus den oben angegebenen Quellen zur Verfügung (s. Tab. 5.1). Die sich danach ergebende räumliche Verteilung der Chlorid-Gehalte der Wasserzuläufe in den einzelnen Gruben der Westlichen Wasserprovinz zeigt Abb. 5.2. Danach schwanken die Chlorid-Gehalte der Wasserzuläufe zwischen Beträgen von rd. 90 bis 150 mg/l im SE der Westlichen Wasserprovinz (Willem-Sophia, Gouley-Laurweg) und rd. 3.000 mg/l im NW (Maurits). Im zentralen Bereich zeigen sich deutliche Unterschiede in der Mineralisation der zulaufenden Grubenwässer, die die z.T. sehr unterschiedliche Herkunft der Wasserzuläufe charakterisiert. Die höchsten Chlorid-Gehalte sind aus dem Bereich der Grube Oranje Nassau I dokumentiert (7.660 mg/l). Für das Südfeld der Grube Oranje Nassau I liegen keine konkreten Daten vor; allerdings ist hier aufgrund der starken Thermalwasserzutritte mit den höchsten Chlorid-Gehalten zu rechnen.

Aus diesen Darstellungen können folgende Rückschlüsse gezogen werden:

- Südliches Hauptbassin

Der südöstliche Teil der Westlichen Wasserprovinz ist geprägt durch die stärksten Wasserzutritte aus dem Deckgebirge, was im Hinblick auf die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs in der gesamten Westlichen Wasserprovinz von entscheidender Bedeutung war. Das Grubenwasser weist hier eine vergleichsweise geringe Mineralisation mit mittleren Chlorid-Gehalten zwischen 90 mg/l in Willem-Sophia und 510 mg/l in Domaniale auf. Gleichzeitig liegen die flächenbezogenen Zuflussraten hier mit Beträgen von rd. 9 bis $12 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ deutlich über den mittleren natürlichen Grundwasserneubildungsraten, die gemäß IWU (2001; „Grundwassermodell Rurscholle“) für den südwestlichen Bereich der Niederrheinischen Bucht mit rd. 6 bis $8 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ angenommen werden können.

Die vergleichsweise erhöhten Wasserzuflüsse deuten einerseits darauf hin, dass ein großer Anteil an der Grundwasserneubildung in diesem Bereich in das Grubengebäude absickert. Darüber hinaus muss auch mit Zutritten aus den Vorflutern gerechnet werden. Der starke Versickerungsanteil wird auch durch die geringe Grundwasserführung in den oberflächennahen Grundwasserleitern des Deckgebirges auf den Hochflächen zu beiden Seiten des Wurmals belegt. Darüber hinaus bestehen insbesondere im Bereich der Gruben Domaniale und Gouley-Laurweg über die tagesnahen Grubengebäude des historischen Altbergbaus verstärkte hydraulische Verbindungen mit der Wurmaue.

Die schwache Mineralisation der zuzitenden Wässer zeigt, dass der Anteil an Tiefenwässern gering ist. Hierauf deutet auch die langjährige Entwicklung der Wasserzuläufe der Grube Gouley-Laurweg hin. Eine Zusammenstellung jährlicher Fördermengen der Gruben Gouley und Laurweg für einzelne Zeitabschnitte zwischen 1890 und der Stilllegung im Jahre 1968 auf der Grundlage von Daten der EBV GmbH (Zeitraum 1958 bis 1968) sowie ANTONOW (1941) und HAMEL (1910) zeigt Abb. 5.3.

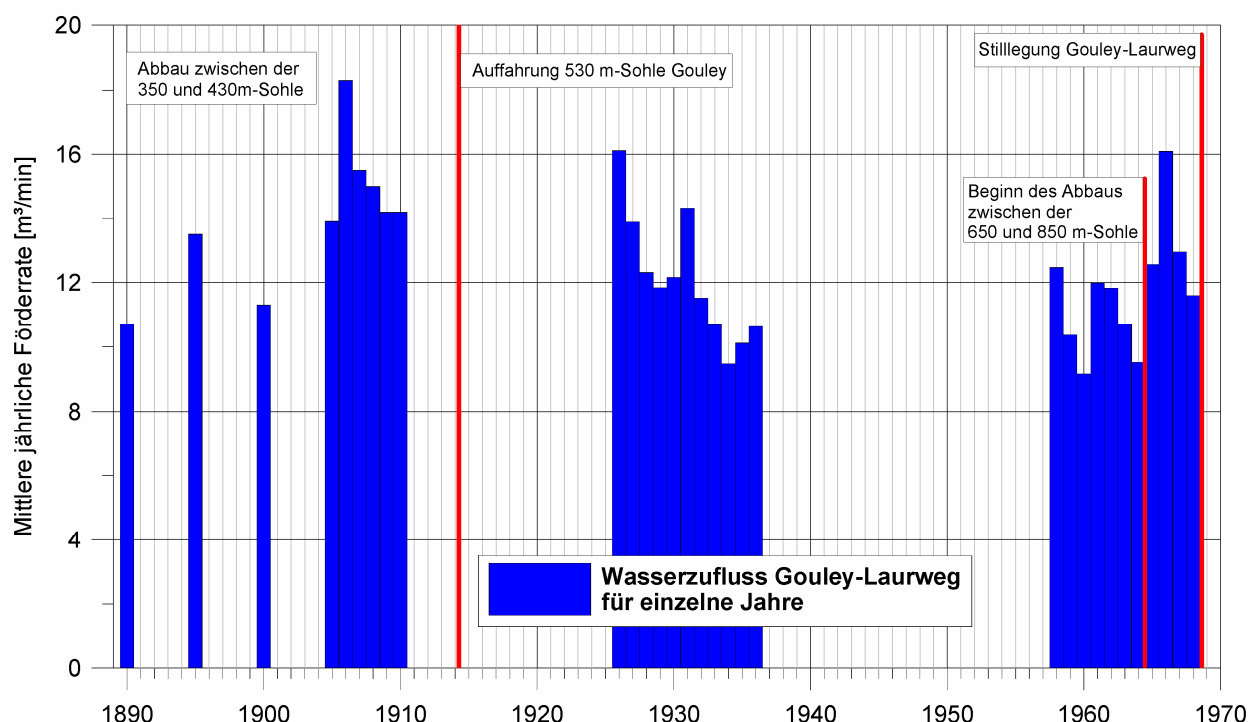


Abb. 5.3: Wasserzuläufe im Bereich der Grube Gouley-Laurweg zwischen 1890 und 1968 (Daten nur für einzelne, mit Balken belegte Zeiträume verfügbar)

Danach lagen die Fördermengen im Zeitraum seit 1891 in einem weitgehend einheitlichen Schwankungsbereich zwischen rd. 9 und 18 m³/min. Die Schwankungen spiegeln im Wesentlichen Niederschlagsschwankungen wider; eine signifikante Erhöhung der Wasserzutritte im Rahmen der sukzessiven Vertiefung der Grube (z.B. Auffahrung 530 m-Sohle in 1914; Abbau zwischen der 650 und 850 m-Sohle ab 1965, vgl. Anh. B, Kap. B.2.1) ist nicht zu erkennen.

Die Niederschlagsabhängigkeit der Wasserzutritte zeigt sich in der wechselhaften Entwicklung der monatlichen Fördermengen im Zeitraum 1958 bis 1968 in Abb. 5.4; zum Vergleich sind die an der Wetterstation Aachen des Deutschen Wetterdienstes erfassten Niederschlagshöhen sowie die Ganglinie einer durch langjährige Niederschlagsschwankungen geprägten Grundwassermessstelle aus dem südlichen Randbereich des Aachener Reviers aufgetragen (Pegel 219600612, Wambach, Filterstrecke im Horizont [4] - Tertiäre Einheit T3; Lage im Hydrogeologischen Homogenbereich III, s. Abb. 3.8 und Anl. 6.3, Profil 5).

Die monatlichen Förderraten zeigen hier, wie die in Abb. 5.3 dargestellten langjährigen Jahresmittelwerte, einen Schwankungsbereich zwischen rd. 8 und 21 m³/min; die mittlere Fördermenge beträgt für den 11-jährigen Zeitraum rd. 12 m³/min. Dabei ist eine zeitliche Verzögerung der Fördermengenschwankungen gegenüber dem Niederschlagsverlauf von etwa 4 bis

6 Monaten festzustellen. Der Pegel 219600612, Wambach, reagiert auf die langjährigen Niederschlagsschwankungen mit einer größeren zeitlichen Verzögerung als die Wasserzuläufe in der Grube Gouley-Laurweg, was auf die vergleichsweise große Durchlässigkeit des oberflächennah durch den Bergbau aufgelockerten Gebirges hinweist.

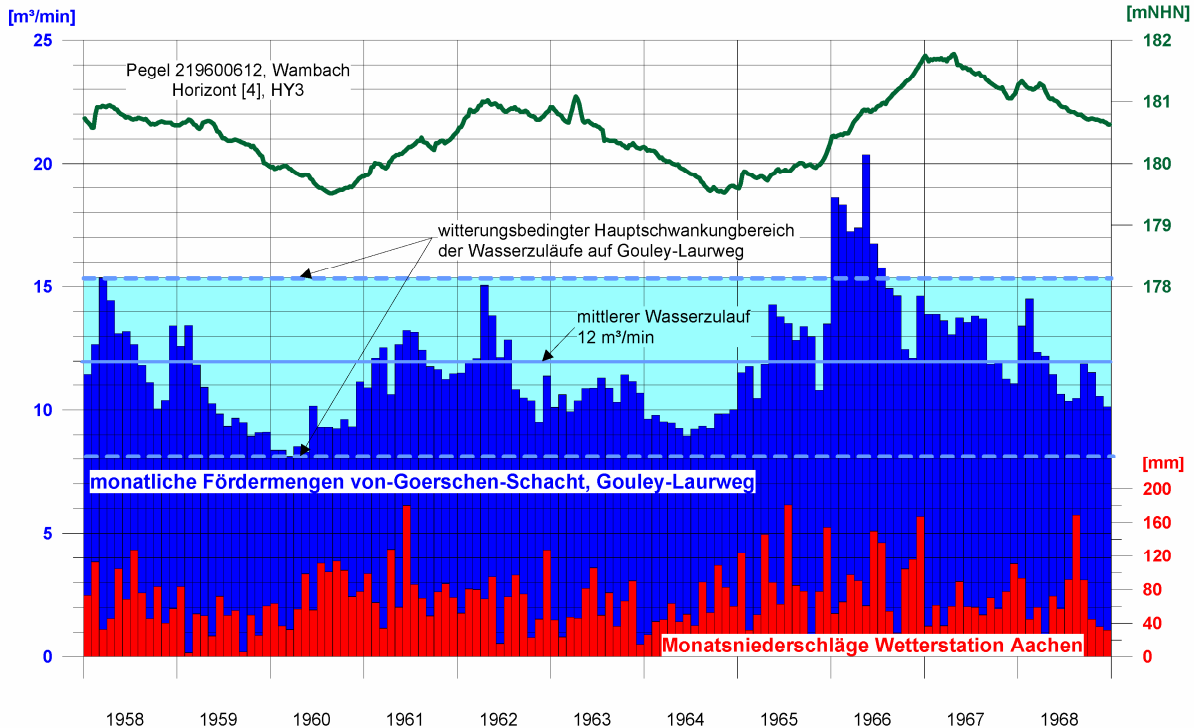


Abb. 5.4: Niederschlagsbedingte Schwankungen der monatlichen Wasserzuläufe in der Grube Gouley-Laurweg im Zeitraum 1958 bis 1968 (Lage des Pegels 219600612 s. Abb. 3.8)

Zum Chemismus des auf Gouley zuziehenden Grubenwassers stellt ANTONOW (1941) fest, dass der hohe Gehalt des Wassers auf Gouley an Alkalien (NaCl-Gehalt angegeben mit 1.169 mg/l) auf die früheren Abwässer der Sodawerke Solvay in Würselen zurückzuführen ist, die in den Schacht der Grube Königsgrube gepumpt wurden. Auf der Grube Laurweg war die Mineralisation der zulaufenden Grubenwässer nach ANTONOW (1941) zur gleichen Zeit erheblich geringer (rd. 88 mg/l NaCl). Nach ANTONOW (1941) sind die natürlichen Wasserzutritte auf beiden Gruben als Süßwässer zu charakterisieren; Salzwasserzutritte waren auf beiden Gruben nicht festzustellen, die Störungen waren trocken. An dieser Charakteristik der Wasserzuläufe hat sich offensichtlich auch im weiteren Verlauf des Betriebes, auch nach Aufnahme des Abbaus im Niveau zwischen der 650 und der 850 m-Sohle nichts grundlegend geändert. In den 1980' er Jahren betrugen die Chlorid-Gehalte des im Von-Goerschen-Schacht gehobenen Mischwassers im Mittel zwischen 80 und 120 mg/l (s. Kap. 12.1).

Das Fehlen signifikanter Zuläufe stärker mineralisierter Tiefenwässer im Bereich der Grube Gouley-Laurweg trotz einer Teufe der Grube von bis zu rd. 900 m kann als Indiz dafür gewertet werden, dass die für eine Zufuhr solcher Wässer über tief reichende Störungszonen, wie z.B. dem Feldbiss, bedeutsamen Kalksteine des Unterkarbons oder Devons im tieferen Untergrund der Wurmmulde fehlen (vgl. Kap. 3.2.3).

- Mittleres und Nördliches Hauptbassin

Mit dem Abtauchen der Karbonoberfläche nach Nordwesten und der Ausbildung hydraulisch eigenständiger Grundwasserstockwerke im Deckgebirge nehmen die Deckgebirgswasserzuflüsse in das Grubengebäude sukzessive ab. Dementsprechend muss im Allgemeinen im zentralen und nordwestlichen Teil des Südlimbürger Reviers mit geringeren deckgebirgsbürtigen Anteilen der Grubenwasserzuflüsse gerechnet werden. Eine entsprechende Abnahme der flächenbezogenen Wasserzuläufe in den Gruben lässt sich von Wilhelmina und Laura (6,0 bis 6,3 l/(s*km²)) über Oranje Nassau II bis IV sowie Emma-Süd und -Mitte (3,0 bis 4,8 l/(s*km²)) bis Maurits (1,4 l/(s*km²)) beobachten. Insbesondere die Bereiche, in denen die basalen Deckgebirgsschichten durch den Bergbau stärker entwässert wurden - wie z.B. in Julia und Emma-Nordfeld (Douverghout, s. Kap. 6.2) - zeichnen sich gegenüber den angrenzenden Gruben durch vergleichsweise geringe flächenbezogene Zuflussraten von <3 l/(s*km²) aus.

Die Chlorid-Gehalte der zusetzenden Grubenwässer werden einerseits von dem Verhältnis zwischen deckgebirgsbürtigen Wässern und aufsteigenden Tiefenwässern sowie andererseits auch vom teufenabhängigen Chemismus der basalen Deckgebirgswässer bestimmt. Aufgrund der verstärkten Thermalwasserzutritte treten insbesondere im Umfeld des Waubacher Sattels verstärkt stark mineralisierte Mischwässer auf (s. Kap. 6); dies betrifft vor allem die Gruben Hendrik, Laura und Oranje Nassau I.

So ist der Bereich der Grube Oranje Nassau I, insbesondere das Südfeld, geprägt durch erhebliche Thermalwasseraufstiege aus dem tieferen Untergrund (vgl. Abb. 6.2). Gemäß der Darstellung in Kap. 6 trat im Südfeld allein an einer Stelle eine Thermalwasserschüttung von anfänglich bis zu 7 m³/min auf, die sich später bei rd. 2 m³/min einstellte und 1960 schließlich abgedichtet wurde. Die Werte zeigen, dass diese Thermalwasserzutritte hier in einer erheblichen Größenordnung auftreten, die auch die in Abb. 5.1 dargestellten, in diesem Bereich massiv erhöhten Zuflussmengen zum Grubengebäude bewirken. Die flächenbezogenen Wasserzuläufe erreichen hier Werte bis zu rd. 19 l/(s*km²) (Oranje Nassau I) bzw. rd. 40 l/(s*km²) (Oranje Nassau I-Südfeld) mit Chlorid-Gehalten erheblich über 5.000 mg/l.

Demgegenüber ist der Bereich der Grube Emma-Süd / Emma-Mitte geprägt durch eine vergleichsweise geringe Mineralisation der Grubenwässer. Der in Abb. 5.2 angegebene Chlorid-Gehalt von 169 mg/l aus SHGM (1975) bezieht sich auf repräsentatives Mischwasser aus dem Zulauf der 540 m-Sohle und ist daher nicht unbedingt für das gesamte Bassin repräsentativ. Aber auch RUTTEN (1948) weist darauf hin, dass das Grubenwasser der Grube Emma aufgrund der geringen Mineralisation als Brauchwasser für die Industrie genutzt wurde. Die Wasserzutritte im Karbon waren nach RUTTEN (1948) hier vergleichsweise gering. Gemäß der Darstellung in Abb. 6.4 treten insbesondere in Emma-Süd verstärkte Wasserzutritte aus dem Deckgebirge auf.

Die oben beschriebene Charakteristik der Wasserzuläufe in den einzelnen Gruben/Bassins ist letztlich entscheidend für die Entwicklung der Wasserzuläufe im Rahmen der Teilstilllegungen in den 1960'er und 1970'er Jahren sowie für die Wechselwirkungen zwischen Grubengebäude und Deckgebirge im Zuge des weiteren Grubenwasseranstiegs bis zum natürlichen Vorflutniveau ab 1994.

5.2 Östliche Wasserprovinz

Die Wasserzuläufe zu den Grubenfeldern der Östlichen Wasserprovinz wurden in der letzten Betriebsphase über folgende Wasserhaltungen gehoben: (vgl. Anh. B, Kap. B.4.2):

- Wasserhaltungsmaßnahme Anna mit dem Standort Eduard-Schacht
- Wasserhaltungsmaßnahme Gemeinschaft mit Standort Schacht 1 (bis 1990)
- Wasserhaltungsmaßnahme Maria (Neuschacht) mit Standort Emil Mayrisch (Schacht I) (bis 1990)
- Wasserhaltungsmaßnahme Carl-Alexander mit den Standorten Carl-Alexander (Schacht II) und Emil Mayrisch (Schacht I)
- Wasserhaltungsmaßnahme Emil Mayrisch mit dem Standort Emil Mayrisch, Schacht I

Der Gesamtzulauf zu den betrieblichen Wasserhaltungen der Östlichen Wasserprovinz betrug nach Betriebsunterlagen der EBV GmbH im Jahre 1988 rd. 13,6 m³/min; der geogene Anteil wurde mit 11 m³/min angesetzt. In dieser Betriebsphase waren Teilbereiche der Östlichen Wasserprovinz bereits stillgelegt und das Grubenwasser bereits teilweise angestiegen, so dass diese Wassermenge nicht den Gesamtzulauf in der Betriebsphase der einzelnen Gruben wiedergibt (s. Anh. B, Kap. B.4.2). Konkrete Angaben zu den Wasserzuläufen in der frühen Betriebsphase der einzelnen Gruben liegen für den Zeitraum 1890 bis 1938 in HAMEL (1910) und ANTONOW (1941) vor. Auf der Grundlage dieser Literaturdaten sowie weiteren Daten zu den Fördermengen aus der Betriebsphase bis 1993 wurden die in Tab. 5.2 zusammengestellten mittleren Wasserzuläufe für die Betriebszeit der einzelnen Gruben ermittelt.

Für die Grube Emil Mayrisch wurden die Wasserzuläufe aus der letzten Betriebsphase zugrunde gelegt; dabei sind allerdings die Zuflüsse aus den von Emil Mayrisch aus im Feld Carl-Alexander abgebauten Feldern mit enthalten.

Danach können die Gesamtwasserzuläufe in der Betriebsphase der Gruben der Östlichen Wasserprovinz mit rd. 24 m³/min abgeschätzt werden. Die Wasserzuläufe zu den Gruben variieren zwischen rd. 0,8 m³/min im Bereich der Grube Adolf und rd. 6,2 m³/min im Bereich der Grube Emil Mayrisch. Bei den Zulaufmengen zur Wasserhaltung Emil Mayrisch wurde ein anteiliger Zulauf von 0,7 m³/min aus dem Grubenfeld Anna über die Richtstrecke auf der 860 m-Sohle berücksichtigt (vgl. Abb. B.7), der dem Grubenfeld Anna zugerechnet wurde.

Die auf die jeweilige Grundfläche der Abbaufelder bezogenen Zulaufmengen sind in Tab. 5.2 zusammengestellt; einen Überblick über die räumliche Verteilung der flächenbezogenen Wasserzuläufe gibt Abb. 5.1. Die flächenbezogenen Wasserzuläufe betragen danach im Allgemeinen zwischen rd. 3,5 l/(s*km²) für den Bereich Grube Adolf und rd. 7,1 l/(s*km²) für den Bereich der Grube Carolus Magnus. Besonders starke flächenbezogene Wasserzuläufe treten mit rd. 16,7 l/(s*km²) im Bereich der Grube Gemeinschaft auf. Als mittlerer flächenbezogener Wasserzulauf ergibt sich für die Östliche Wasserprovinz ein Wert von rd. 6,3 l/(s*km²).

Angaben zur Mineralisation des in den einzelnen Gruben zulaufenden Mischwassers liegen nicht vor. Ergebnisse hydrochemischer Untersuchungen sind nur aus der letzten Betriebsphase der Wasserhaltung für den Zeitraum 1989 bis 1993 verfügbar. Die in Abb. 5.5 dargestellte

zeitliche Entwicklung der in dieser Phase erfassten Parameter der den Wasserhaltungen Anna, Carl-Alexander und Emil Mayrisch zulaufenden Grubenwässer zeigt, dass der Grubenwasserchemismus in dieser Betriebsphase weitgehend konstant war.

Tab. 5.2: Zusammenstellung der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zu den Wasserhaltungen der einzelnen Gruben für die Östliche Wasserprovinz nach Angaben von HAMEL (1910), ANTONOW (1941) und Betriebsdaten der EBV GmbH mit den Wasserqualitäten (Chlorid-Gehalte) der Mischwasserzuläufe in der letzten Betriebsphase (Stichtag: 11.03.1993)

Grubenfeld	Abbau		Wasserhaltung bis	Grundfläche der Abbaufelder (Umhüllende)	Bassin gemäß Abb. B.7	Wasserzulauf Betriebsphase		Chlorid-Gehalt Mischwasser 11.03.1993
	von	bis				[m³/min]	[l/(s*km²)]	
Anna	1854	1992	1993	11,5	I	3,7 ⁶⁾	5,4	572
Nordstern	1876	1927	1929 ¹⁾	5,0	III	1,4	4,7	
Gemeinschaft	1936	1969	1990 ²⁾	5,0	IV	5,0 ³⁾	16,7	
Adolf	1913	1974	1972 ⁴⁾	3,8	II	0,8	3,5	
Maria	1848	1962	1990 ⁵⁾	3,9	V	1,2	5,1	
Emil Mayrisch ⁷⁾	1951	1992	1993	18,4	VI	6,2 ⁸⁾	5,6	5010
Carl-Alexander	1921	1991	1993	7,9		2,5	5,3	730
Carolus Magnus	1917	1962	1962 ⁶⁾	6,6	VIII	2,8	7,1	k.A.
Summe:				62,1		24		
							Mittel:	6,3

1) 1933 Überlauf nach Anna

2) Wasserhaltung 216 m-Sohle

3) anteiliger Zulauf über 216 m-Sohle: rd. 1,0 m³/min

4) danach Überlauf nach Anna und Auffüllung Unterwerksbaue

k.A.: keine Angaben verfügbar

5) 1990 Überlauf nach Anna

6) nach 1962 Teilanstieg und Überlauf nach Carl Alexander bis 1978

7) mit den von Emil Mayrisch aus im Feld Carl-Alexander abgebauten Feldern

8) anteiliger Zulauf von 0,7 m³/min von Anna nach Emil Mayrisch berücksichtigt

Die Chlorid-Gehalte der kurz vor Einstellung der Wasserhaltung zulaufenden Grubenwässer sind für den Stichtag 11.03.1993 entsprechend der Vorgehensweise für die Westliche Wasserprovinz (Kap. 5.1) in Tab. 5.2 zusammengestellt. Die sich danach ergebende räumliche Verteilung der Chlorid-Gehalte der Wasserzuläufe in den Wasserhaltungen der Östlichen Wasserprovinz ist in Abb. 5.2 dargestellt.

Im westlichen Teil der Östlichen Wasserprovinz, westlich der Sandgewand, treten über den Eduard-Schacht der Grube Anna Mischwässer mit einem vergleichsweise geringen Chlorid-Gehalt von rd. 572 mg/l am Stichtag zu. Vergleichbare Verhältnisse mit einem etwas höheren Chlorid-Gehalt von 730 mg/l am Stichtag liegen im nördlichen Teil des Reviers, im Gruben-

feld Carl-Alexander vor. Beide Wasserhaltungen zeigen eine vergleichbare Mineralisation des zulaufenden Grubenwassers mit mittleren elektrischen Leitfähigkeiten um $3.400 \mu\text{S}/\text{cm}$.

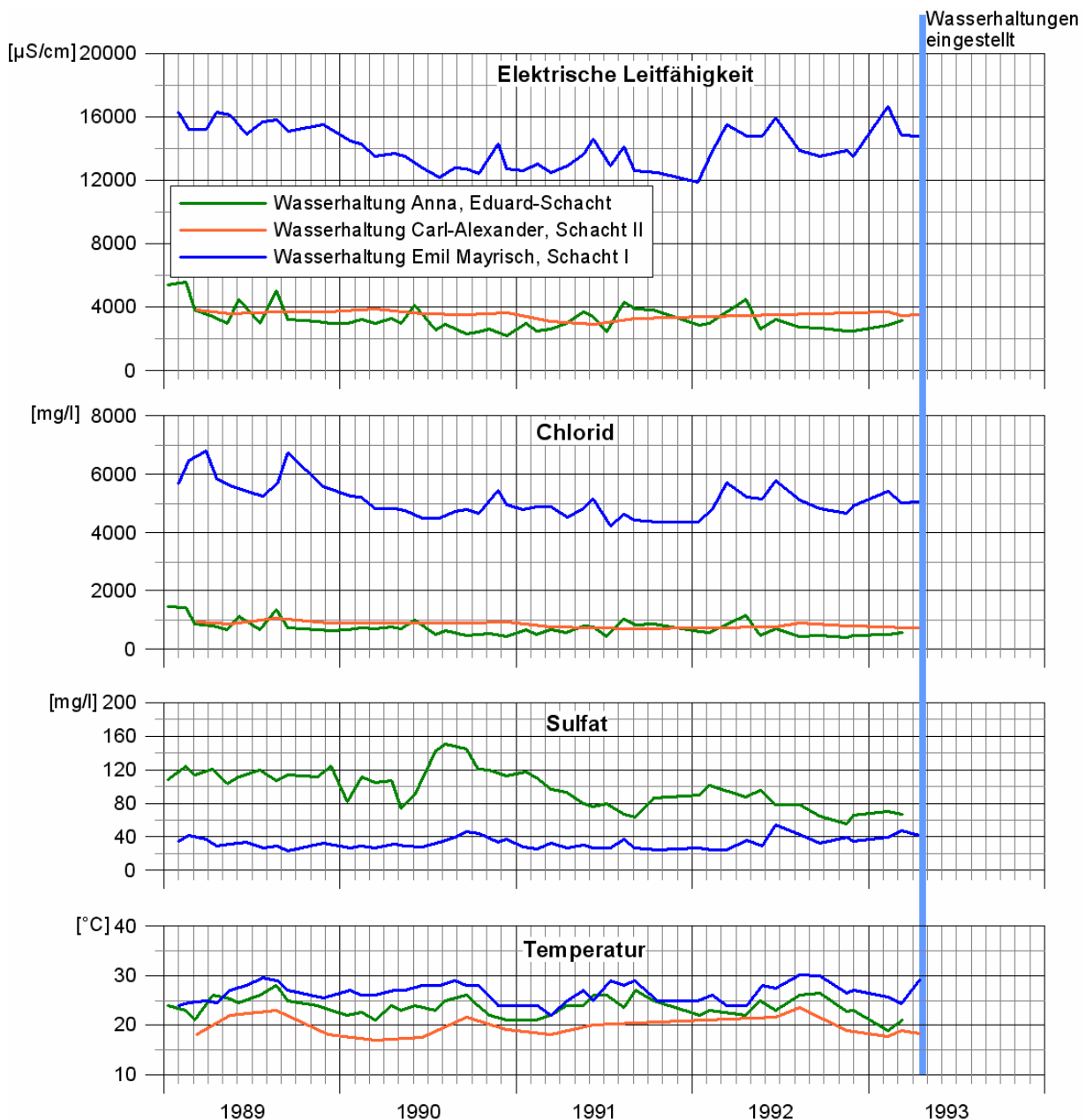


Abb. 5.5: Hydrochemische Parameter des in den Wasserhaltungen Anna, Carl-Alexander und Emil Mayrisch im Zeitraum 1989 bis 1993 geförderten Grubenwassers

Die Charakteristik der Wasserzuläufe im Eduard-Schacht, Anna, verdeutlicht das Mengenflussbild in Abb. 5.6 mit der Darstellung der Zulaufmengen über die einzelnen Sohlen. Danach traten insbesondere über die 360 m-Sohle und die 610 m-Sohle die Grubenwässer aus den Stilllegungsbereichen im Feld Gemeinschaft zu. Im Schacht Carl-Alexander traten 1988 rd. 88 % der Wasserzuläufe (rd. $1,4$ von $1,6 \text{ m}^3/\text{min}$) über die oberste Wasserhaltungssohle, die 625 m-Sohle zu; auf der tieferen 860 m-Sohle war der Wasserzulauf mit rd. $0,2 \text{ m}^3/\text{min}$ gering. Auch diese Zulaufcharakteristik weist auf die Dominanz der Zuläufe aus dem Deckgebirge hin. Für den Bereich Carolus Magnus fehlen Angaben zum Chemismus des geförderten

Mischwassers; hier ist aber aufgrund der vergleichbaren tektonischen und hydrogeologischen Situation eine Zusammensetzung des Grubenwassers wie im Bereich der Grube Carl-Alexander anzunehmen.

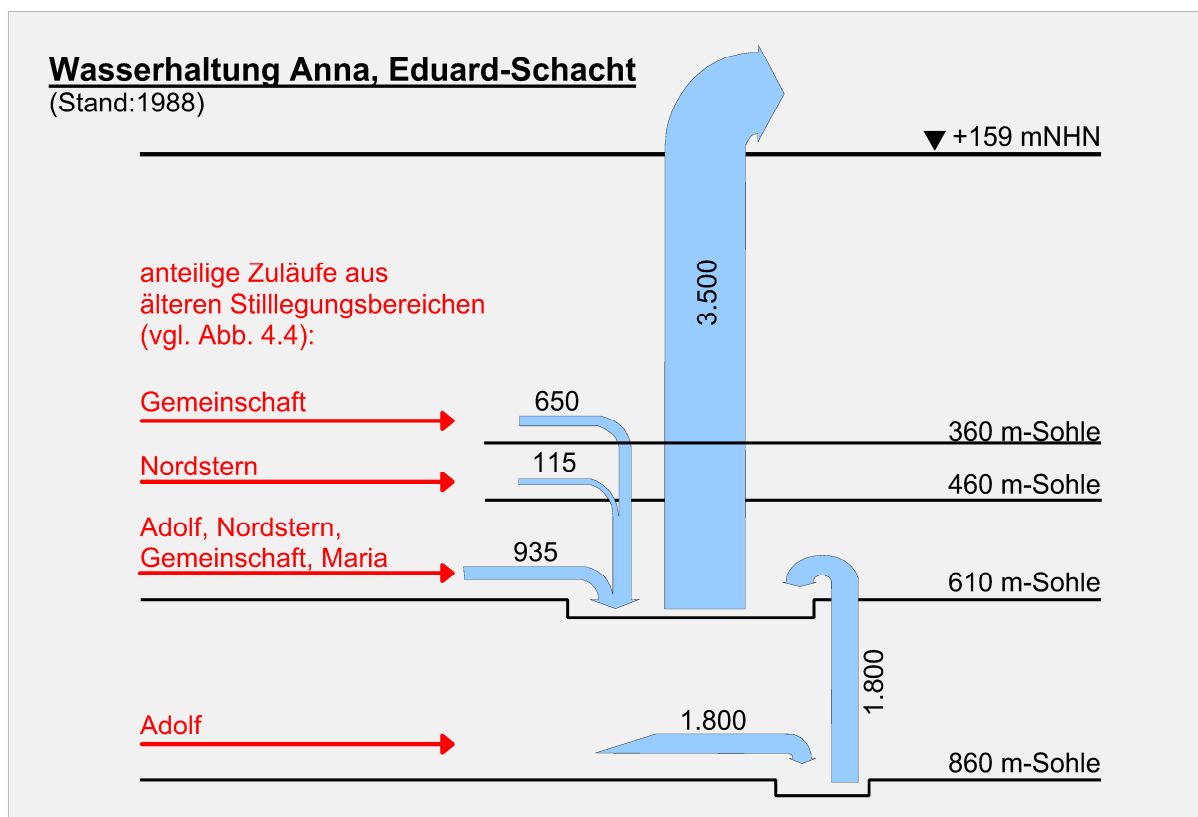


Abb. 5.6: Mengenflussbild der Wasserhaltung Anna mit Standort Eduard-Schacht, Stand 1988 (Mengenangaben der Wasserzuläufe in l/min; Quelle EBV GmbH)

Im Bereich der Grube Emil Mayrisch liegen dagegen deutlich stärker mineralisierte Grubenwässer mit elektrischen Leitfähigkeiten zwischen rd. 12.000 und 16.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sowie einem entsprechend deutlich höheren Chlorid-Gehalt von 5.010 mg/l am Stichtag vor. Das in Abb. 5.7 dargestellte Mengenflussbild zur Wasserhaltung Emil Mayrisch (Stand: 1988) zeigt, dass hier rd. 92 % der geförderten Grubenwässer (rd. 6,9 m^3/min) aus den tieferen Sohlen im Niveau der 710 und 860 m-Sohle zuliefen. Auch die geringen Sulfat-Konzentrationen (< 50 mg/l) in dem zwischen 1989 und 1993 geförderten Grubenwasser weisen darauf hin, dass der Anteil an gering mineralisierten Wasserzuläufen aus dem Deckgebirge gering ist.

Der Chemismus der den Wasserhaltungen Anna und Carl-Alexander zulaufenden Grubenwässer zeigt, dass die Grubenwasserzuläufe im westlichen und nördlichen Teil der Östlichen Wasserprovinz geprägt sind durch die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge. ANTONOW (1941) gibt den Anteil an stark mineralisierten „Salzwässern“ aus dem Karbon mit 5 bis 10 % am Gesamtzufluss an und weist darauf hin, dass mit dem weiteren Abteufen der Gruben im Aachener Revier zur Teufe hin im Allgemeinen keine signifikante Zunahme der Wasserzutritte zu beobachten war.

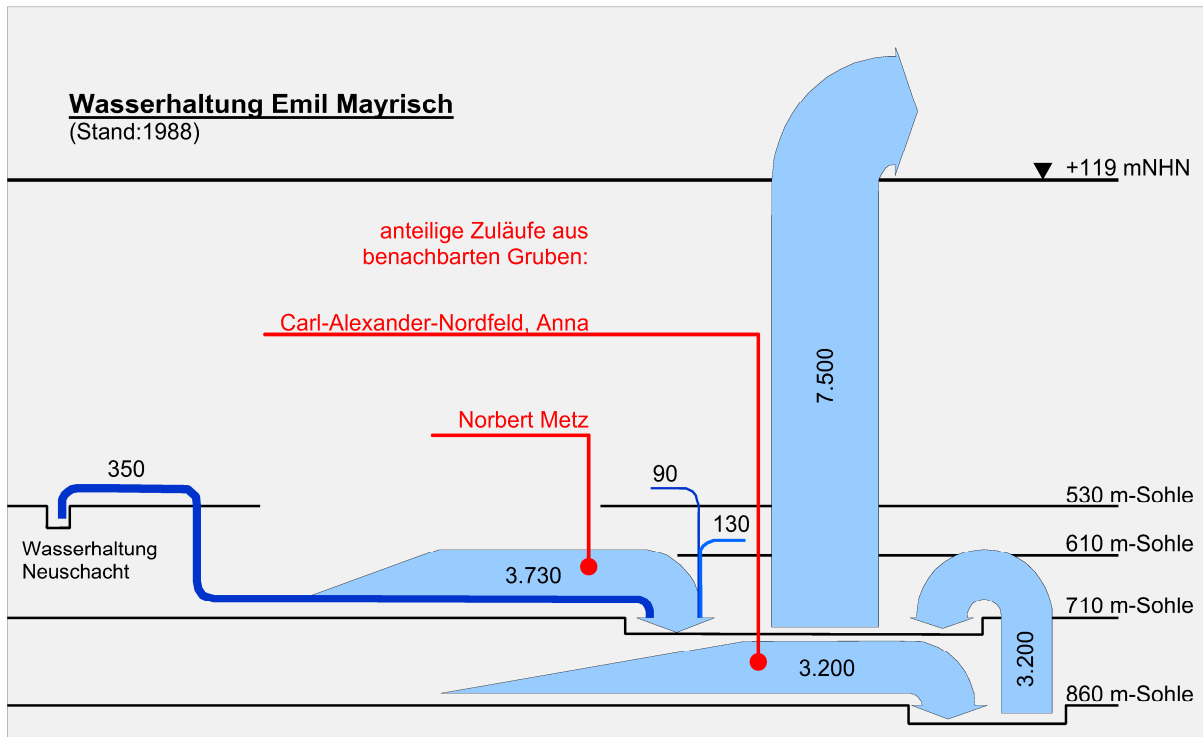


Abb. 5.7: Mengenflussbild der Wasserhaltung Emil Mayrisch mit Standort Schacht 1, Stand 1988 (Quelle: EBV GmbH; Mengenangaben der Wasserzuläufe in l/min; Quelle EBV GmbH)

Anhand der ermittelten Daten können hinsichtlich der Charakteristik der in den einzelnen Gruben zulaufenden Grubenwässer folgende Rückschlüsse gezogen werden:

Die vergleichsweise geringeren Wasserzutritte im Bereich der Gruben Anna, Maria und Emil Mayrisch (5,1 bis 5,6 l/(s*km²), s. Tab. 5.2) sind bedingt durch die in diesem Bereich flächenhaft an der Deckgebirgsbasis ausgebildeten, gering durchlässigen Schichten der Tertiären Einheit T2 (vgl. Abb. 6.4), der den Wasserzustrom aus dem Deckgebirge behindert. Die starken Zuläufe hoch mineralisierter Grubenwässer zur Wasserhaltung Emil Mayrisch zeigen, dass hier der Anteil des zusickernden Deckgebirgswässer im Vergleich zu den übrigen Gruben der Östlichen Wasserprovinz besonders gering ist. Insbesondere aus dem am tiefsten gelegenen Abbaubereich im Grubenfeld Norbert Metz, am östlichen Randbereich des Reviers, ist mit verstärkten Zutritten hoch mineralisierter Wässer zu rechnen.

Die durch vergleichbar geringe Wasserzutritte aus der Tiefe gekennzeichneten Bereiche der Gruben Nordstern, Adolf, Carl-Alexander (3,5 bis 5,3 l/(s*km²), s. Tab. 5.2) sind dagegen gekennzeichnet durch eine weitgehende Entwässerung der basalen Tertiären Einheit T1 (hier Walsum-Schichten [02], s. Kap. 6.2 und Abb. 6.4); die Wasserzutritte aus dem höheren Deckgebirge werden hier durch die gering durchlässigen Schichten der Tertiären Einheit T2 behindert, welche die Walsum-Schichten [02] überlagert (vgl. Anl. 6.7, Profil 4). Im Grubenfeld Adolf gingen die Wasserzuläufe im Zusammenhang mit der Entwässerung der Deckgebirgsschichten von rd. 2,0 m³/min in den 1930'er Jahren (nach ANTONOW, 1941) auf rd. 1,0 bzw. 0,8 m³/min in der letzten Betriebsphase zwischen 1968 und 1972 zurück. Entsprechende Verhältnisse sind für den Bereich der niederländischen Grube Julia anzunehmen (s. Kap. 5.1).

Der nördliche Randbereich des Reviers mit dem Grubenfeld Carolus Magnus ist gekennzeichnet durch höhere betriebszeitliche Wasserzuläufe von rd. $7,1 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$. Hier sind die Schichten der basalen Tertiären Einheit T1 in der Betriebsphase wahrscheinlich nicht vollständig entwässert worden. Die bei ANTONOW (1941) dokumentierte Abnahme der betriebszeitlichen Wasserzutritte zwischen 1934 und 1937 von rd. $4,1$ auf $2,8 \text{ m}^3/\text{min}$ belegt aber auch für diesen Bereich eine signifikante Entwässerung des basalen Deckgebirges (s. Abb. 5.8).

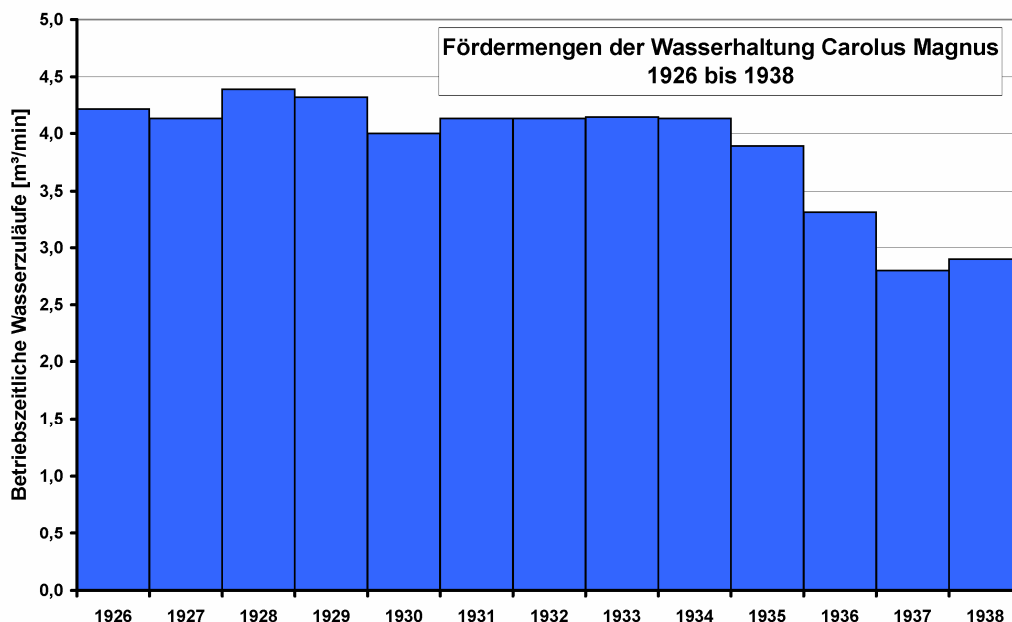


Abb. 5.8: Entwicklung der Wasserzutritte im Bereich der Grube Carolus Magnus zwischen 1926 und 1938 (nach ANTONOW, 1941)

Die starken Wasserzutritte im Bereich des Grubenfeldes Gemeinschaft ($16,7 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$) sind auf verstärkte Wasserzutritte aus dem Deckgebirge infolge der stärkeren Durchlässigkeit der dem Karbon auflagernden Schichten der Tertiären Einheit T2 und der starken Grundwasserführung der darüber folgenden Schichten der Tertiären Einheit T3 bedingt. Begünstigt wird der Zutritt von Deckgebirgswässern in diesem südlichen Teil des Aachener Reviers auch durch die steile Lagerung der karbonischen Schichten, wodurch verstärkt stärker durchlässige Sandsteine an der Karbonoberfläche ausbeissen (s. auch HERBST, 1964).

Die flächenbezogenen Zulaufmengen sind allerdings erheblich größer als die Grundwasserneubildungsrate im Deckgebirge (max. $8 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$) sowie auch die anzunehmende Leakage rate für die Zusickerung ins Karbon. Es ist daher mit einer erheblichen Reichweite der Beeinflussung des oberflächennahen Grundwasserstockwerks weit über die eigentliche Fläche des Abbaufeldes hinaus im Bereich der gesamten Herzogenrather Scholle (Abb. 3.5), also innerhalb des Hydrogeologischen Homogenbereichs III (Abb. 3.7), zu rechnen (vgl. Kap. 6.2).

Der mittlere flächenbezogene Wasserzulauf der Östlichen Wasserprovinz ist mit rd. $6,3 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$ praktisch identisch mit dem für die Westliche Wasserprovinz ermittelten Wert (rd. $6,2 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$). Vom Grundsatz her weisen damit beide Wasserprovinzen eine ähnliche Zulaufcharakteristik auf. Eine Besonderheit bilden die starken Thermalwasserzutritte im Bereich der Grube Oranje Nassau I, die in der Östlichen Wasserprovinz so nicht auftreten.

6 Charakteristik der natürlich zirkulierenden Grundwässer im Steinkohlengebirge und den unmittelbar auflagernden Deckgebirgshorizonten

Die Analyse der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zu den Wasserhaltungen zeigt, dass Menge und Qualität der Wasserzuläufe in sehr unterschiedlichem Maße bestimmt werden durch

- Zuläufe aus dem Deckgebirge
- Zuläufe aus den angrenzenden Grundgebirgsbereichen
- Zuläufe von ascendenten Thermalwässern über tief reichende Störungszonen

Um Prognosen zur zeitlichen Entwicklung des Grubenwasseranstiegs und der qualitativen Entwicklung des Grubenwassers sowie auch möglicher Einwirkungen auf die Grundwasser führenden Schichten im Deckgebirge abgeben zu können, müssen die hydrogeologischen Randbedingungen der einzelnen Zuläufe bewertet werden. Über die Analyse der betriebszeitlichen Wasserzuläufe hinaus ist dazu eine grundsätzliche Betrachtung der natürlichen Strömungssysteme im Grund- und Deckgebirge sowie der sich daraus ergebenden Wechselwirkungen mit den Grundwasser führenden Schichten im Deckgebirge erforderlich.

6.1 Wasserzuläufe im Steinkohlengebirge

Die natürliche Entwicklung des Grundwasserchemismus im Karbon des Südlimburger Reviers erklärt KIMPE (1963) als Wechselspiel zwischen niederschlagsbürtigen, aus dem Deckgebirge infiltrierenden, descendenten Süßwässern und aus größeren Tiefen aufsteigenden (ascendenten), hochmineralisierten Thermalwässern. Die Mischungsvorgänge zwischen diesen Wässern führen zu einer charakteristischen hydrochemischen Tiefenzonierung bei der die mit der Tiefe ansteigenden NaCl-Gehalte den zunehmenden Mineralwasseranteil widerspiegeln. Die Zirkulation der Wässer im Karbon erfolgt vertikal im Wesentlichen über die NW-SE-verlaufenden Querstörungen und lateral über die Sandsteinbänke der karbonischen Schichtenfolge.

Einen groben Überblick über die teufenabhängige Entwicklung der NaCl-Gehalte der in den Steinkohlengruben zutretenden Wässer hat KUYL (1980) für Wasserproben aus dem südöstlichen Teil des Südlimburger Reviers vorgelegt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die Darstellung von KUYL (1980) für den Bereich des Südlimburger Reviers ergänzt um die bei RUTTEN (1948) und KIMPE (1963) für den Gesamtbereich des Südlimburger Reviers dokumentierten Analysendaten von Grubenwasserproben (Abb. 6.1). Darüber hinaus wurden entsprechende Grubenwasseranalysen aus dem Bereich des Aachener Reviers (Östliche Wasservereinigung) aus ANTONOW (1941), LEICHTLE & THÜNKER (1980) sowie aus WEDEWARDT (1995) ergänzt und aktuelle Analysendaten von Tiefpegeln der RWE Power AG sowie Daten der EBV GmbH zum Chemismus der oberflächennah in den Entwässerungsstollen des Altbergbaus im Wurmatal zirkulierenden Karbonwässer hinzugefügt.

Die ausgewerteten Daten sind in Diagrammform in Abb. 6.1 zusammengefasst; dabei wurde die Entnahmetiefe der Proben gegen die NaCl-Gehalte der betrachteten Proben in logarithmischer Skalierung aufgetragen.

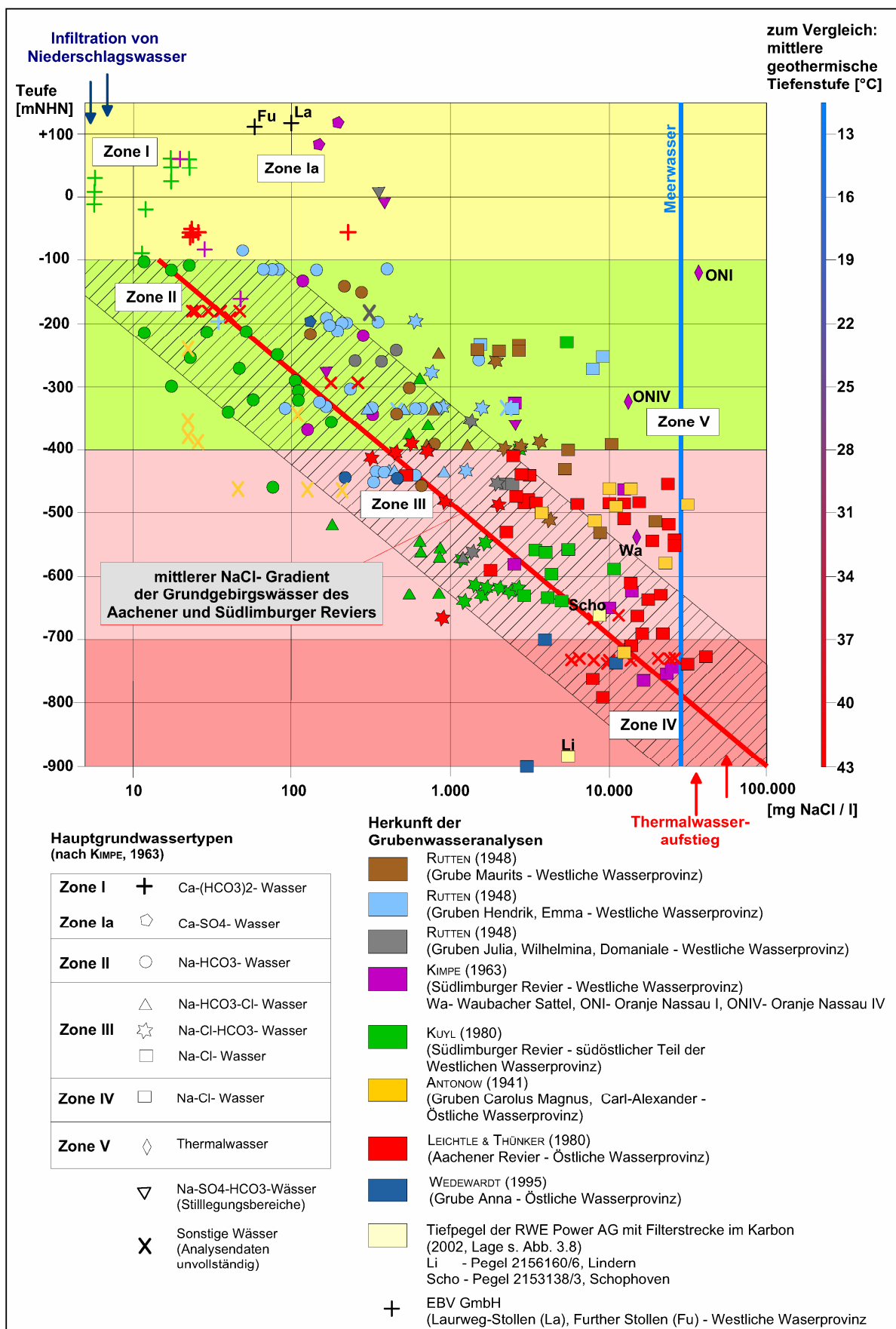


Abb. 6.1: Tiefenzonierung der im Steinkohlengebirge des Aachener und Südlimburger Reviers zirkulierenden Wässer (überarbeitet und ergänzt auf der Grundlage von KUYL, 1980)

Dadurch ergibt sich in der Summe ein Gesamtüberblick über die teufenabhängige Entwicklung des Chemismus der in den Steinkohlengruben des Aachener und Südlimburger Reviers zutretenden Wässer. Die Darstellung lässt vom Grundsatz her eine für den Gesamtbereich des Aachener und Südlimburger Reviers charakteristische Entwicklung der NaCl-Gehalte mit der Teufe erkennen. Aus der logarithmischen Darstellung heraus ergibt sich ein charakteristischer, logarithmischer, geochemischer Gradient für das Aachener und Südlimburger Revier, der mit einer deutlichen Bandbreite die Entwicklung der Grundwassertypen mit sukzessive zur Teufe hin zunehmendem NaCl-Gehalt beschreibt. Die charakteristische Teufenentwicklung der NaCl-Gehalte wird überlagert von lokalen hydrogeologischen Gegebenheiten, die zu Abweichungen von den generellen Mischungsvorgängen führen. Hinsichtlich der hydrochemischen Charakterisierung der Wässer wurde die von KIMPE (1963) eingeführte Einteilung in insgesamt fünf Hauptzonen beibehalten.

In Abhängigkeit von der Deckgebirgsausbildung und der Tiefenlage der Karbonoberfläche ergibt sich auch eine entsprechende räumliche Zonierung für die am Top des Steinkohlengebirges zirkulierenden Wässer. Für das Südlimburger Revier wurde eine entsprechende Kartendarstellung von KIMPE (1963) vorgelegt. Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurde diese Kartendarstellung für das Südlimburger Revier überarbeitet und für den Bereich des Aachener Reviers ergänzt (Abb. 6.2). Diese Darstellung ist insbesondere auch im Hinblick auf die Bewertung der den Grubenwasserhaltungen zulaufenden Mischwässer sowie den hydrochemischen Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und überlagerndem Deckgebirge im Rahmen des Grubenwasseranstiegs von Bedeutung. Für den Gesamtbereich des Aachener und Südlimburger Reviers lassen sich so unter Berücksichtigung der von KIMPE (1963) für das Südlimburger Revier erarbeiteten Modellvorstellungen fünf Hauptgrundwassertypen (Zone I bis Zone V) unterscheiden, deren Charakteristika im Folgenden beschrieben sind.

6.1.1 Zone I - $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Wässer (hartes Süßwasser)

Das Süßwasser der Zone I entspricht von seiner Charakteristik her dem Hauptgrundwassertyp der Deckgebirgswässer (s. Abb. 6.8) mit geringen elektrischen Leitfähigkeiten unter $500 \mu\text{S}/\text{cm}$ und einer deutlichen Härte (z.B. 12 bis 20°dH im Feld Gemeinschaft, nach LEICHTLE & THÜNKER, 1980), die im Karbon zur Tiefe hin abnimmt.

Anhand der Darstellung in Abb. 6.1 ergibt sich in der Zusammenschau aller berücksichtigten Daten ein mittleres Teufenniveau bis -100 mNHN, in dem dieser Hauptgrundgebirgs-Grundwassertyp flächenhaft auftritt. Entsprechend der Tiefenlage der Karbonoberfläche und dem Deckgebirgsaufbau im Niveau der Deckgebirgsbasis erstreckt sich dieser Hauptgrundwassertyp weitflächig über die Hydrogeologischen Homogenbereiche II und III (s. Abb. 6.2). Darüber hinaus treten auch auf der tektonischen Scholle südwestlich des Heerlerheider Sprunges im südöstlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs I, südöstlich der 70 m-Störung noch weitflächig Süßwässer der Zone I im Niveau der Karbonoberfläche auf; hier wird das Deckgebirge noch überwiegend von oligozänen Sanden oder der basalen siliciklastischen Abfolge der Kreideschichten (Aachen- und Vaals-Formation) aufgebaut (vgl. Anl. 4).

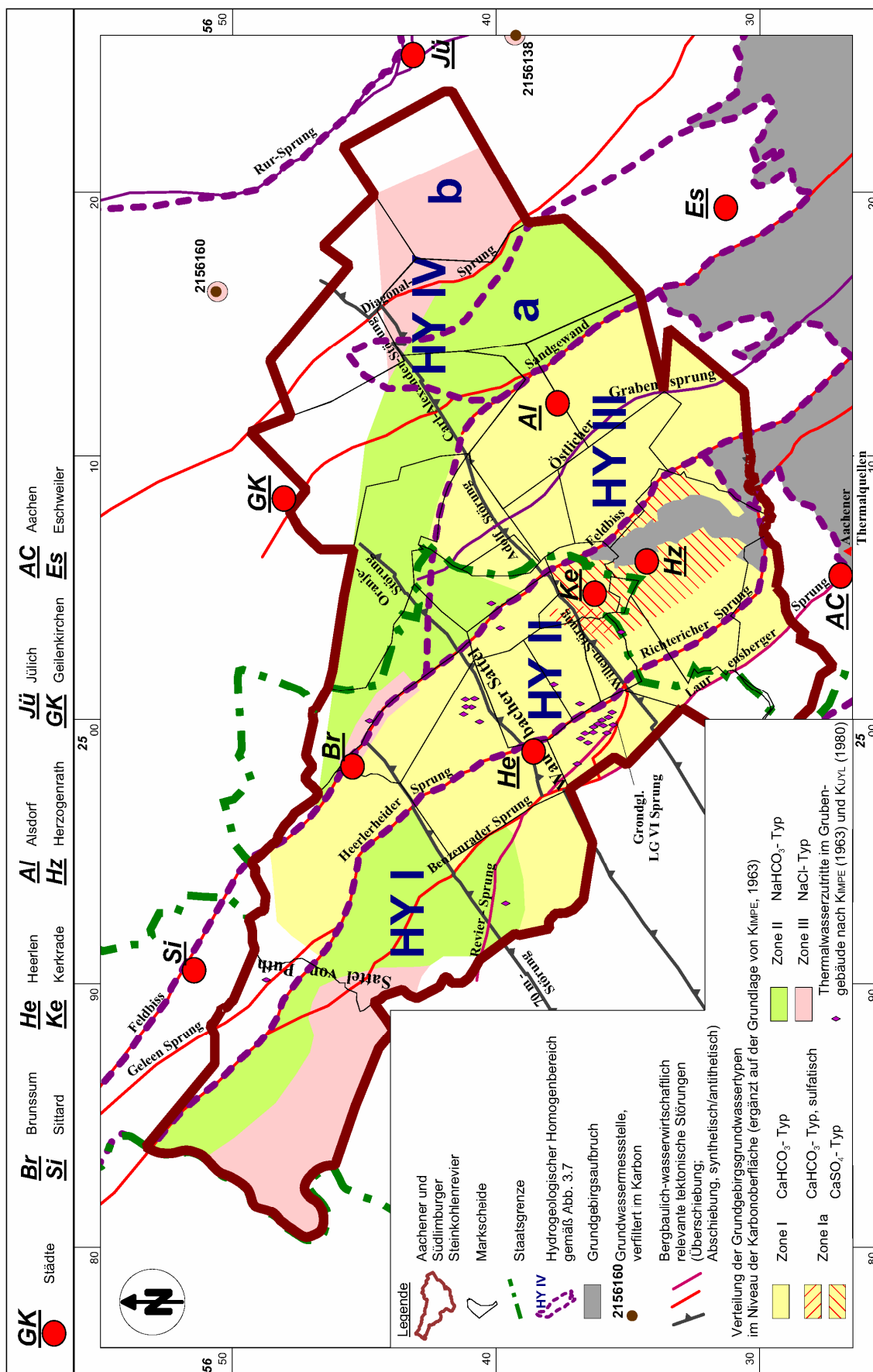


Abb. 6.2: Räumliche Verteilung der Hauptgrundwassertypen im Niveau der Karbonoberfläche (für den Südlimburger Bereich verändert auf der Grundlage von KIMPE, 1963)

In den Bereichen, in denen stärker durchlässige oligozäne Sande dem Karbon auflagern, können die „salzfreien“, süßen $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Wässer der Zone I am Top des Grundgebirges auch in größeren Teufen, d.h. unterhalb -100 mNHN, auftreten. Dies ist unter Berücksichtigung der Angaben von KIMPE (1963) sowie den bei RUTTEN (1948) dokumentierten Grubenwasseranalysen so im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II der Fall.

In den Bereichen, in denen hier kretazische Kalksteine (Maastricht-Formation, vgl. Anl. 4) dem Karbon auflagern und die Deckgebirgsmächtigkeit größer wird, machen sich nach KIMPE (1963) Ionenaustauschprozesse bemerkbar, die einen Übergang zu CaNaHCO_3 - bzw. $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Mg})/(\text{HCO}_3)_2$ -Wässern bewirken.

Für die Bereiche des Südlimburger Reviers, in denen die Deckgebirgsmächtigkeit weniger als 30 m beträgt, beschreibt KIMPE (1963) die **Unterzone Ia** - Karbonwässern mit erhöhten Sulfat-Gehalten, bis hin zu CaSO_4 -Wässern mit Sulfat-Gehalten von 2.000 mg/l. Für den Bereich des Aachener Reviers zeigen langjährige Analysen der Wasserzutritte aus den Mundlöchern von Laurweg-Stollen und Further Stollen im Wurmatal (Herzogenrath-Kohlscheid, s. Abb. B.2), dass auch hier aus den tagesnahen Altbergbaubereichen $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Wässer mit gegenüber normalen Grundwässern erhöhten Sulfat-Gehalten zutreten (vgl. Abb. 6.3); allerdings sind die Sulfat-Konzentrationen hier auf Beträge zwischen 200 und 300 mg/l begrenzt.

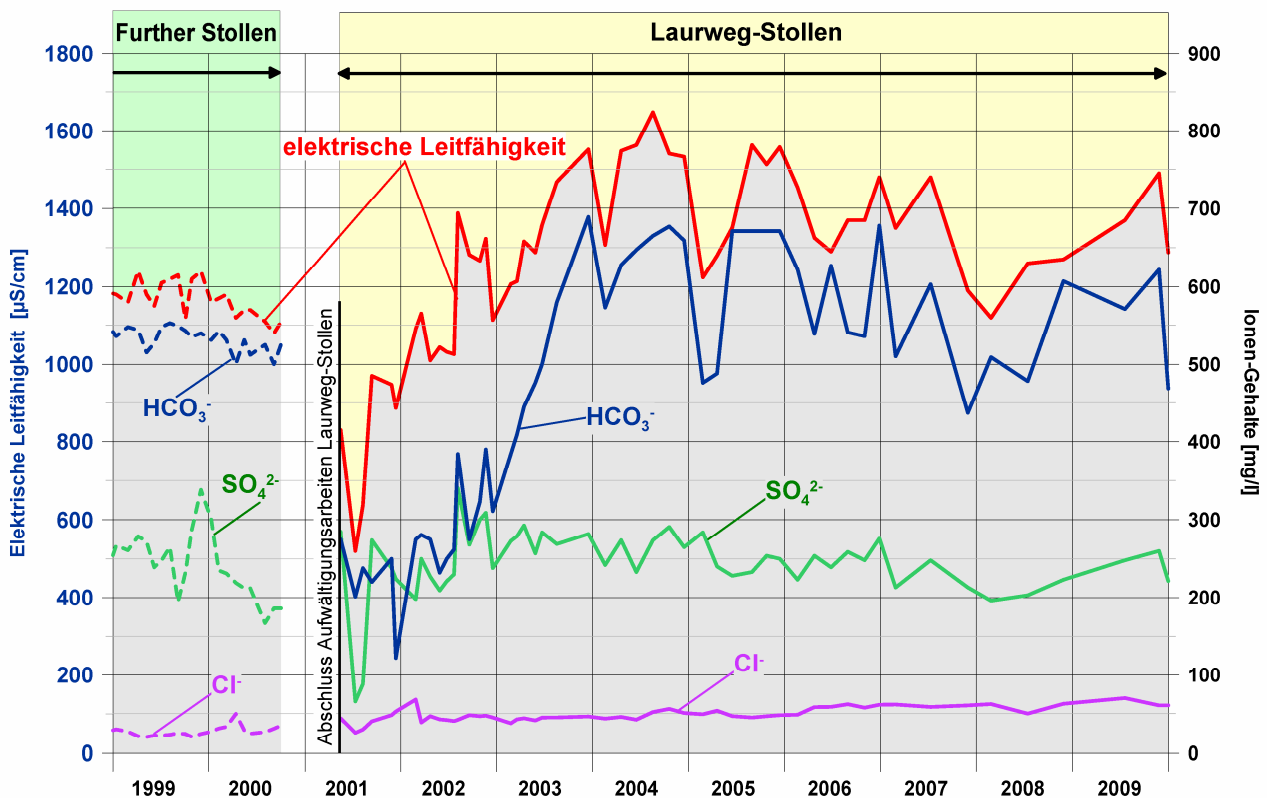


Abb. 6.3: Hydrochemische Charakteristik der an den Mundlöchern von Laurweg-Stollen und Further Stollen im Wurmatal austretenden oberflächennahen Karbonwässer

Im Laurweg-Stollen stellten sich nach Abschluss der Aufwältigungs- und Sicherungsarbeiten im Jahre 2001 sukzessive elektrische Leitfähigkeiten um rd. 1.500 µS/cm ein. Am Mundloch des Further Stollens (s. Abb. 6.3) traten während der Aufwältigungsarbeiten in den Jahren

1999 und 2000 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Wässer mit vergleichbarem Chemismus bei allerdings etwas geringerer Gesamtmineralisation und einer elektrischen Leitfähigkeit von im Mittel rd. $1.200 \mu\text{S}/\text{cm}$ aus (vgl. Abb. 6.3). Die Daten zeigen zunächst, dass im gesamten Altbergbaubereich mit deutlich erhöhten Sulfat-Gehalten zu rechnen ist. Der Vergleich der Daten aus den Altbergbaubereichen des Südlimburger und des Aachener Reviers zeigt, dass die Gehalte an Sulfaten gesteuert werden von der Menge an zusickernden sauerstoffreichen Niederschlagswässern. Im Einzugsgebiet von Laurweg-Stollen und Further Stollen ist das Gebirge durch den intensiven Altbergbau stark aufgelockert; das insbesondere über eine Vielzahl an zumeist locker verfüllten Schächten des Altbergbaus aus dem Deckgebirge zusickernde Niederschlagswasser kann aber hier auch vergleichsweise schnell über die Stollen zum Vorfluter abgeführt werden. Im Grubenfeld Domaniale fehlt auf niederländischer Seite dieser unmittelbare Vorflutanschluss, was zu einer entsprechend längeren Verweilzeit und damit zu einer stärkeren Aufkonzentration der Grubenwässer führt.

Das Auftreten von Wässern des CaSO_4 -Typs ist von KIMPE (1963) im Bereich der tektonischen Spezialstruktur des Sattels von Ham dokumentiert (s. Abb. 6.2). Die verstärkte Sulfat-Bildung könnte hier durch eine stärkere tektonisch bedingte Auflockerung des Gebirges im Zentrum der markanten Sattelstruktur bedingt sein.

6.1.2 Zone II - NaHCO_3 - Wässer (weiches Süßwasser)

In größeren Tiefen und bei längerer Verweilzeit des Wassers im Karbon kommt es zu einem Austausch von Erdalkalien gegen Alkalien. Unter Berücksichtigung der von KIMPE (1963) für das Südlimburger Revier vorgenommenen Zonierung sowie den im Rahmen der vorliegenden Arbeit zusätzlich ausgewerteten Analysendaten lässt sich bei sukzessivem Anstieg der NaCl -Gehalte sowie der Gesamtmineralisation im Teufenbereich zwischen -100 und -400 mNHN eine Übergangszone abgrenzen, in der überwiegend alkalische NaHCO_3 -Wässer auftreten (Abb. 6.1). Diese Wässer sind nach KIMPE (1963) und ANTONOW (1941) überwiegend weich bis sehr weich. Die NaCl -Gehalte können bis auf Beträge von mehreren Hundert Milligramm pro Liter ansteigen. In der Summe beträgt die Gesamtmineralisation dabei im Allgemeinen unter 1.000 mg/l , kann aber bis rd. 1.500 mg/l ansteigen, mit entsprechenden elektrischen Leitfähigkeiten $< 2.500 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Im nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereiches I, wo die Deckgebirgsmächtigkeiten im Verbreitungsgebiet der kretazischen Ablagerungen 200 bis 350 m erreichen und insbesondere die basalen Grünsande (Aachen- und Vaals-Formation) 50 bis 100 m mächtig werden, finden diese Austauschprozesse nach KIMPE (1963) bereits im Deckgebirge statt. Hier treten dem Steinkohlengebirge daher unmittelbar NaHCO_3 -Wässer zu (s. Abb. 6.2). Entsprechende Verhältnisse müssen entgegen der Darstellung von KIMPE (1963) auch für den Bereich der Gruben Hendrik und Julia nordöstlich des Feldbiss angenommen werden, wo die Karbonoberfläche flächenhaft unter ein Niveau von -100 mNHN absinkt. Nach den bei RUTTEN (1948) dokumentierten Analysendaten ist auch hier am Top des Karbons mit dem Auftreten von NaHCO_3 -Wässern zu rechnen.

Vergleichbare Verhältnisse sind auch für die Bereiche der Gruben Carolus Magnus, Carl-Alexander und Emil Mayrisch im Aachener Revier anzunehmen, wo die Karbonoberfläche flächenhaft unter ein Niveau von -200 mNHN absinkt (vgl. Abb. 6.2). Gemäß den Beschreibungen von ANTONOW (1941) traten im Bereich der Gruben Carolus Magnus und Carl-Alexander alkalische Süßwässer aus dem Deckgebirge zu. Einzelne Analysen deckgebirgsnaher Wässer aus dem Bereich der Grube Emil Mayrisch von LEICHTLE & THÜNKER (1980) zeigen, dass auch hier im Niveau der Karbonoberfläche überwiegend alkalische Hydrogenkarbonat-Wässer vorliegen. Im Bereich der Grube Emil Mayrisch erfolgt aber insbesondere in den nördlichen Feldesteilen, wo die Karbonoberfläche unter ein Niveau von -400 mNHN absinkt bereits der Übergang zur Zone III (NaCl-Wässer).

6.1.3 Zone III - NaCl- Wässer

Unterhalb -400 mNHN erfolgt weiträumig betrachtet eine markante Zunahme der NaCl-Gehalte und ein Übergang zu NaCl- betonten Wässern (Abb. 6.2). Die NaCl-Gehalte steigen auf Beträge über 1.000 mg/l und vielfach über 5.000 mg/l an. Darüber hinaus sind die Wässer gekennzeichnet durch eine deutliche Abnahme der HCO_3^- - und SO_4^{2-} - Gehalte. KIMPE (1963) gibt als charakteristische Werte für den Bereich des Südlimburger Reviers NaCl-Gehalte von 2.500 bis 10.000 mg/l an. Der Lösungsinhalt steigt nach KIMPE (1963) in dieser Zone auf Beträge bis rd. 15 g/l bei entsprechenden elektrischen Leitfähigkeiten bis 23.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und einer Härte bis etwa 35 °dH.

Im Bereich der alten prävariszisch angelegten tektonischen Strukturen des Sattels von Puth und des Waubacher Sattels (s. Abb. 6.2) erfolgt der Übergang in die Zone III nach KIMPE (1963) lokal bereits in einem deutlich höheren Niveau von etwa -250 bis -300 mNHN. Dies deutet auf einen verstärkten Aufstieg stärker mineralisierter Tiefenwässer im Bereich dieser tektonischen Strukturen hin. Für den Bereich der Grube Maurits verdeutlichen dies die bei RUTTEN (1948) aus dem Bereich der Grube Maurits dokumentierten Analysen, die schon in Teufen oberhalb -400 mNHN NaCl-Gehalte $> 1.000 \text{ mg/l}$ aufweisen (s. Abb. 6.1). Im nordwestlichen Randbereich des Südlimburger Reviers treten NaCl- Wässer mit Chlorid-Gehalten $> 1.000 \text{ mg/l}$ auch in den basalen Deckgebirgsschichten auf (Vaals-Formation; KUYL, 1980). Entsprechend liegen hier im Bereich der Grube Maurits auch am Top der karbonischen Schichten bereits NaCl-Wässer vor (Abb. 6.2).

Auch für den Bereich des Aachener Reviers zeichnet sich anhand der ausgewerteten Daten ein genereller Übergang in die Zone III in einem Teufenniveau zwischen -400 und -500 mNHN ab (Abb. 6.1). Hier fehlen allerdings entsprechende Daten für den Bereich der westlich des Feldbiss gelegenen Grube Gouley-Laurweg. Im östlichen Teil des Aachener Reviers, im Hydrogeologischen Homogenbereich IVb, überwiegend östlich des Diagonal-Sprunges, sind nach LEICHTLE & THÜNKER (1980) am Top der Karbonschichten NaCl-Wässer dokumentiert. Die Karbonoberfläche sinkt hier flächenhaft unter ein Niveau von -400 mNHN. Das Auftreten solcher NaCl-Wässer am Top des Karbon ist auch in zwei Grundgebirgspegeln der RWE Power AG im Bereich Lindern (2156160/6, rd. 5.000 mg/l NaCl, rd. 6 km nördlich des Aachener

Reviere) und Schophoven (2156138/3, rd. 9.000 mg/l NaCl, rd. 5 km südöstlich des Aachener Reviere) dokumentiert (s. Abb. 6.2). Damit ist insgesamt im Bereich östlich des Diagonal-Sprunges mit dem Auftreten von NaCl-Wässern am Top des Karbons zu rechnen.

6.1.4 Zone IV - Na(Ca)Cl- Wässer (sehr hartes Salzwasser, Sulfat-frei)

Nach KIMPE (1963) lässt sich im Südlimburger Revier in größeren Teufen unterhalb 800 m (im Mittel rd. -700 mNHN), in Teufen unterhalb von rd. 500 bis 700 m unterhalb der Karbonoberfläche, eine vierte Zone abgrenzen, in der die Gehalte an gelösten Stoffen auf 15 bis 30 g/l mit Härten bis 120 °dH ansteigen und sich damit sukzessive einer Meerwasserkonzentration annähern. Die Ca^{2+} - Mg^{2+} -Konzentrationen sind dabei höher als die HCO_3^- - und SO_4^{2-} -Konzentrationen; lokal tritt Barium auf. Die mittlere Zusammensetzung dieser Wässer gibt KIMPE (1963) an mit Na^+ : 8.000 mg/l, Cl^- : 13.000 mg/l, HCO_3^- : 400 mg/l, Gesamthärte: 150 °dH.

Entsprechende Wässer sind auch für das Aachener Revier in vergleichbaren Teufen insbesondere im Bereich der Grube Anna unterhalb -650 mNHN bei LEICHTLE & THÜNKER (1980) dokumentiert. Die NaCl-Gehalte steigen auf Beträge zwischen 16.000 und 21.000 mg/l an, bei Härtegraden deutlich über 100 °dH bis rd. 200 °dH. Diese Wässer sind Sulfat-frei und weisen im Bereich der Grube Anna Barium-Gehalte von rd. 10 bis 60 mg/l auf.

Für den Bereich der Grube Emil Mayrisch sind bei LEICHTLE & THÜNKER (1980) sowie für den Bereich der Gruben Carl-Alexander und Carolus Magnus bei ANTONOW (1941) vergleichbare Wässer dokumentiert. Die für den Bereich der Grube Emil Mayrisch bei LEICHTLE & THÜNKER (1980) aufgeführten Tiefenwässer weisen Barium-Gehalte überwiegend unter 100 mg/l auf, die aber bis auf 347 mg/l ansteigen können. Diese Barium-haltigen Wässer sind im Wesentlichen Sulfat-frei. Im Bereich der Gruben Emil Mayrisch, Carl-Alexander sowie Carolus Magnus treten diese Wässer vielfach schon in deutlich geringeren Teufen, innerhalb des Teufenbereichs der Zone III auf (Abb. 6.1). Nach ANTONOW (1941) handelt es sich um konate Formationswässer aus Sandsteinbänken, deren Zulauf zumeist schnell versiegt. Im Bereich der Grube Emil Mayrisch ist darüber hinaus der Zutritt von Deckgebirgswässern durch die überlagernden Ratingen Schichten [03] (Tertiäre Einheit T2, „Baggert“) stark eingeschränkt (s. Kap. 6.2). Dies zeigt, dass in Bereichen, in denen die Vermischung mit zusi-ckernden Deckgebirgswässern eingeschränkt ist, entsprechend höher mineralisierte Wässer auch in vergleichsweise geringeren Teufen auftreten.

Andererseits zeigen die Verhältnisse im Bereich des Pegels 2156160/6, Lindern, dass dort, wo die tertiären Sande mit geringer mineralisierten Grundwässern das Karbon überlagern, aufgrund der Mischungsvorgänge auch in größeren Teufen am Top des Karbon vergleichsweise geringer mineralisierte Karbonwässer auftreten können (vgl. Abb. 6.1, Anl. 4); dies entspricht den oben für den nordwestlichen Teil des Hydrogeologischen Homogenbereichs II beschriebenen Verhältnissen.

6.1.5 Zone V - hoch mineralisierte Thermalwässer

Neben den Mineralwässern wurden im Südlimburger Revier insbesondere an tief reichenden Störungszonen auch Thermalwässer und gashaltige Wässer angetroffen. Diese Thermalwässer sind nach KIMPE (1963) gekennzeichnet durch eine hohe Salinität, starke, lang anhaltende Zuflüsse, außergewöhnlich hohe Temperaturen oberhalb des geothermischen Gradienten und hohe Gasgehalte. Die Zutritte dieser Wässer sind gebunden an die großen Antiklinalen (Sattel von Puth, Sattel von Waubach) und einige der NW-SE- streichenden Hauptstörungszonen mit ihren Begleitstörungen (Benzenrader Sprung, Grondgalerij Laag VI Sprung, Geleen-Sprung, Feldbiss; s. Abb. 6.2). Die Herkunft dieser ascendenten Wässer ist nach KIMPE (1963) bestimmt durch mehrere Faktoren:

- starker, lang anhaltender Zulauf
- gegenüber den in entsprechenden Tiefen zutretenden Wässern deutlich erhöhte Salinität
- Austritt aus einer Störungzone oder deren Nähe
- Anteil an juvenilen Gasen
- Anstieg der Salinität mit der Zeit
- deutlich erhöhtes K/Na- Verhältnis gegenüber sonstigen Salzwässern

Als Hauptwasserzutritte werden von KIMPE (1963) beschrieben:

- Oranje Nassau I-Südfeld - Zulauf am Grondgalerij Laag VI Sprung

Im Jahre 1955 wurde der Wasserzulauf in 250 m Tiefe (-130 mNHN, s. Abb. 6.1 „Oranje Nassau I“) am Grondgalerij Laag VI Sprung aufgeschlossen. Die anfängliche Schüttung betrug 7 m³/min; im Zeitraum 1956 bis 1960 hat sich ein weitgehend konstanter mittlerer Zulauf von 2 m³/min eingestellt. Bei dem Wasser handelte es sich um ein Schwefel-haltiges Na-(Ca)-Cl-Wasser mit einer Temperatur von rd. 50 °C, deutlich über der entsprechenden geothermischen Tiefenstufe (rd. 17 °C). Das Wasser wies einen Lösungsinhalt von 45 g/l, bei NaCl-Gehalte von 35 g/l und einer Härte von 300 bis 400 °dH auf. Die in dem Wasser gelösten aufsteigenden Gase bestanden aus einem Kohlensäure-Gas-Gemisch mit 70 % CO₂ und 0,4 % H₂S. Die Zusammensetzung war über den Schüttungszeitraum weitgehend konstant. Im Jahre 1960 wurde der Wasserzulauf nach KIMPE (1963) aufgrund der schädlichen Einwirkungen der zutretenden Gase auf die Wetterführung gestoppt. Unter Ansatz einer Geothermischen Tiefenstufe von rd. 30°C/km ergibt sich eine Ursprungstiefe von mindestens 1.300 m. KIMPE (1963) vermutet eine Herkunft aus dem Devon. Wahrscheinlicher ist dagegen nach dem in Anl. 3 dargestellten Aufbau des tieferen Untergrundes ein Aufstieg aus dem Kohlenkalk, der in rd. 1.400 bis 2.800 m Tiefe zu erwarten ist. Dies unterstreicht die Bedeutung der Kohlenkalke für die Tiefenwasserzirkulation im Südlimburger Revier.

- Wilhelmina, Zulauf auf der SE-Flanke des Waubacher Sattels

Ein vergleichbarer Zulauf gasreicher Tiefenwässer erfolgte im Bereich der Grube Wilhelmina über Querstörungen in rd. 700 m Tiefe. Die Wässer waren hier mit 38 °C weniger warm und wiesen NaCl-Gehalte von rd. 16.000 mg/l auf bei einer Härte von rd. 240 °dH. Zu den Zulaufmengen liegen keine Angaben vor.

- Oranje Nassau IV, Zulauf im Bereich des Waubacher Sattels

Im Jahre 1948 wurde in einer Sandsteinbank des Finnefrau-Horizontes auf der NW-Flanke des Waubacher Sattels in 420 m Tiefe (etwa -320 mNHN) ein Wasserzulauf aufgeschlossen, der im Zeitraum bis 1962 eine weitgehend konstante Zulaufmenge von im Mittel 2 m³/min zeigte, dessen Mineralisation aber sukzessive massiv zunahm. Im Zeitraum 1948 bis 1962 stiegen die NaCl-Gehalte sukzessive bis auf rd. 12 g/l an (s. Abb. 6.1, „Oranje Nassau IV“); die Härte erreichte Beträge von rd. 180 °dH. Über die Wassertemperaturen und die Gasführung liegen keine Angaben vor. Der Zustrom erfolgte über Querstörungen innerhalb des Sandsteinhorizontes.

Das Auftreten gasreicher Thermalwässer wird für das Aachener Revier weder von LEICHTLE & THÜNKER (1980) noch von WEDEWARDT (1995) beschrieben. ANTONOW (1941) weist auf Austritte CH₄-reicher Thermalwässer im Bereich der Gruben Carolus Magnus und Carl-Alexander hin. Auf Carl-Alexander wurden im Niveau der 850 m-Sohle Wässer mit einer Temperatur von rd. 40 °C aufgeschlossen. Bei den von ANTONOW (1941) beschriebenen Wässern handelt es sich offensichtlich um konate, in Sandsteinbänken eingeschlossene Formationswässer, deren Gasführung den Steinkohleflözen entstammt und die zumeist nach einigen Monaten versiegt oder deutlich an Lösungsinhalt verloren.

Neben den oben beschriebenen Hauptkarbonwassertypen gibt es eine breite Variationsspanne. Eine gesonderte Gruppe bilden die Sulfat-reichen Wässer, die in Standwasserbereichen ermittelt wurden; sie sind durch Sulfat-Gehalte bis deutlich über 1.000 mg/l und H₂S-Entwicklung gekennzeichnet.

6.2 Wasserzutritte aus dem Deckgebirge / Auswirkungen im Deckgebirge

Die Zutritte von Deckgebirgswässern in das Steinkohlengebirge sind nicht nur im Hinblick auf das natürliche Strömungssystem von Bedeutung, sondern spielen auch für die Wasserhaltungen der Gruben sowie für die Entwicklung der Grubenwasserqualität und die Anstiegsgeschwindigkeit im Verlauf des Grubenwasseranstiegs eine wichtige Rolle. Hinsichtlich der Charakterisierung der unterschiedlichen Wechselwirkungen zwischen Deckgebirge und Karbon können für das Aachener und Südlimburger Revier grob folgende Typus-Bereiche unterschieden werden:

1. Bereiche mit gering durchlässiger Abdeckung an der Karbonoberfläche und entsprechend geringen Grundwasserzutritten aus dem Deckgebirge.
2. Bereiche mit entwässerten, aber im natürlichen ungestörten Zustand Grundwasser führenden Deckgebirgsschichten (Aachener Sande, Tertiäre Einheit T1), in denen der Zulauf aus dem höheren Deckgebirge durch abdichtende Horizonte (Vaalser Schichten, Tertiäre Einheit T2) weitgehend eingeschränkt ist.
3. Bereiche mit verstärkten Wasserzutritten im Grubengebäude aus mächtigen Grundwasser führenden Sedimenten

Zwischen diesen grundsätzlichen hydrogeologischen Gegebenheiten gibt es verschiedene Übergangsformen. Die Verbreitung der einzelnen Typus-Bereiche ist auf der Grundlage der in Kap. 3.3.2 erarbeiteten geologischen Grundlagen sowie zusätzlichen Angaben aus der Literatur und Grundwasserstandsdaten aus den entsprechenden basalen Deckgebirgshorizonten in Abb. 6.4 dargestellt. Für den Bereich des Südlimburger Reviers ist die Darstellung ergänzt um die bei SHGM (1975) dokumentierten Bereiche, in denen in den Gruben konkret verstärkte Wasserzutritte aus dem Deckgebirge festgestellt wurden.

Der südwestliche Teil des Südlimburger Reviers im Hydrogeologischen Homogenbereich I ist gekennzeichnet durch die flächenhafte Verbreitung gering durchlässiger Schichten an der Deckgebirgsbasis (Vaals-Formation bzw. südwestlich des Grondgalerij Laag VI Sprunges Hergenrather Schichten der Aachen-Formation). In Bereichen mit einer Mächtigkeit der Schichten der Vaals-Formation < 25 m wurden nach RUTTEN (1948) in den Gruben während der Betriebsphase verstärkte, länger anhaltende Wasserzutritte aus den Maastricht-Schichten festgestellt. Dies betrifft einerseits den Bereich des Sattels von Puth sowie andererseits den Bereich des Waubacher Sattels, wo allerdings bereits oligozäne Sande (Tertiäre Einheit T1) den Schichten der Vaals-Formation auflagern (vgl. Profil 1, Anl. 1). Für den Bereich des Sattels von Puth gibt DE MAN (1988) im Umfeld von Schinnen für den Zeitraum 1926 bis 1963 Absenkungen der Druckspiegels zwischen 4 und 9 m an (siehe weiter unten). Darüber hinaus sind zeitlich begrenzt verstärkte Deckgebirgswasserzutritte in den Gruben insbesondere dort beobachtet worden, wo die im Liegenden der Vaalser Schichten lokal verbreiteten Aachener Sande entwässert wurden (s. Abb. 6.7). RUTTEN (1948) beschreibt, dass das Unter-Senon (Aachen-Formation) und das Unter-Oligozän (Tertiäre Einheit T1) in vielen Bereichen des Reviers durch die Gruben drainiert wurden, da die darüber lagernden gering durchlässigen Schichten (Vaals-Formation, Tertiäre Einheit T2) den Zulauf meteorischer Wässer begrenzen.

Der südöstliche Teil des Aachener Reviers ist gekennzeichnet durch die flächenhafte Verbreitung der gering durchlässigen Tertiären Einheit T2 (Ratingen-Schichten [03] und Lintfort-Schichten [04A]; vgl. Abb. 6.4 und Anl. 6.8, Profil 6). Im Bereich der Grubenfelder Gouley-Laurweg und Gemeinschaft, im südwestlichen Teil des Aachener Reviers, ist die abdichtende Wirkung der Tertiären Einheit T2 dagegen einerseits aufgrund einer faziell bedingt stärker sandigen Ausprägung und einer reduzierten Mächtigkeit sowie andererseits im Altbergbaubereich infolge der Durchstoßung dieser Schicht durch eine Vielzahl von Schächten deutlich reduziert. So beschreibt HERBST (1964), dass die im Feld Gemeinschaft aufgefahrenen Querschläge immer unter starkem Wasserzulauf aus dem Deckgebirge zu leiden hatten. Der Wasserzustrom erfolgt hier aus den mächtigen, Grundwasser erfüllten Kölner-Schichten (Tertiäre Einheit T3). Konkrete Erkenntnisse über das Ausmaß einer daraus resultierenden Absenkung der Grundwasseroberfläche im Deckgebirge liegen für diesen Bereich nicht vor.

Einzelne, in unterschiedlichen Deckgebirgsniveaus verfilterte Grundwassermessstellen aus dem Bereich der Herzogenrather Scholle weisen aber auf eine signifikante Abnahme der Druckhöhen in den basalen Deckgebirgsschichten gegenüber dem oberflächennahen Hauptaquifer hin. Beispielhaft zeigen dies die langjährigen Ganglinien der Grundwasserstandshöhen des Pegels 2196723/3, Würselen, in Abb. 6.5 (Pegellage s. Abb. 6.4).

Hier ist in den basalen sandigen Schichtgliedern der Tertiären Einheit T2 gegenüber den überlagernden Grundwasser führenden Schichten der Tertiären Einheit T3 ein um rd. 8 m tieferer Druckspiegel ausgebildet. Dies deutet auf eine verstärkte Versickerung von Grundwasser aus dem basalen Deckgebirgsschichten in das Steinkohlengebirge hin. Die Ganglinienverläufe der Grundwasserstandshöhen zeigen in den in unterschiedlichen Teufen verfilterten Peilrohren einen einheitlichen, von den Niederschlagsverhältnissen abhängigen, langjährig schwankenden Verlauf. Inwieweit zugleich die Grundwasseroberfläche in den stark Grundwasser führenden Schichten der Tertiären Einheit T3 durch den Bergbau beeinflusst sind, lässt sich nicht feststellen, da keine entsprechend langen Beobachtungsreihen vorliegen.

Entsprechende Verhältnisse zeigen die in Abb. 6.6 dargestellten langjährigen Grundwasserstandsganglinien der Pegel 010304071 und 010304083, Alsdorf-Blumenrath, im südöstlichen Teil der Alsdorfer Scholle (Pegellage s. Abb. 6.4). Dies deutet darauf hin, dass auch im südöstlichen Teil der Alsdorfer Scholle (Feld Maria) Wasserzutritte aus dem Deckgebirge in die Grubenbaue erfolgen und eine gewisse Durchsickerung der Tertiären Einheit T2 (im Bereich der Pegel 010304071 und 010304083 durch die ausführende Bohrfirma als stark tonige Sande angesprochen) stattfindet.

Im Bereich der Grube Gouley-Laurweg ist die Grundwasser erfüllte Mächtigkeit der die Lintfort-Schichten [04A] (Tertiäre Einheit T2) überlagernden, Grundwasser führenden Schichten (Quartäre Terrassenablagerungen) durch die starke Absickerung in das Grubengebäude deutlich reduziert. Die Grundwasser erfüllten Mächtigkeiten betragen hier auf der Hochscholle westlich des Wurmerts im Allgemeinen < 3 m (ARBEITSGRUPPE ALTBERGBAU „AACHENER REVIER“, 2002). Darüber hinaus erfolgen im Grubenfeld Gouley-Laurweg erhebliche Wasserzutritte im Bereich des Wurmerts. So kam es z.B. im Jahre 1902 im Bereich der alten Grube Teut (vgl. Abb. B.2) im Wurmert zu einem Einbruch der Wurm über alte tagesnahe Baue in die tieferen Baue der Grube Gouley; zur Eindämmung der Wasserzuläufe musste die Wurm hier umgelegt werden (ANTONOW, 1941).

An diese Zone schließt sich im Aachener und Südlimburger Revier nach Nordwesten eine Zone an, in der im Liegenden der Tertiären Einheit T2 die sandigen Ablagerungen der Tertiären Einheit T1 auftreten. In den Bereichen, in denen diese Ablagerungen in vergleichsweise geringer Mächtigkeit ausgebildet sind, hat sich hier zunächst eine breite Zone ausgebildet, in der diese Schichten im Zuge des Steinkohlenbergbaus offensichtlich weitflächig entwässert wurden. So wurde im Feld Carolus Magnus bei Reparaturarbeiten am Schacht I im Jahre 1930 der „Liegende Sand“ in rd. 370 m Teufe trocken vorgefunden (ANTONOW, 1941). Weiterhin wurden nach ANTONOW (1941) die dem Karbon auflagernden „Schwimmsandschichten“ im Jahre 1934 im Südfeld der Grube Adolf trocken angefahren. Für den niederländischen Bereich weist RUTTEN (1948) darauf hin, dass im Bereich der Grube Wilhelmina das Deckgebirge entwässert wurde, so dass die oberen Sohlen weitgehend trocken waren. Der Bereich der Gruben Willem-Sophia und Domaniale bildet nach Beschreibungen von RUTTEN (1948) ähnlich wie der Bereich der Grube Gemeinschaft eine Übergangszone, in der die überlagernden Tonhorizonte der Tertiären Einheit T2 keine vollständige Abdichtung nach oben bilden, so dass die Sande der Tertiären Einheit T1 nicht vollständig entwässert sind, sondern sukzessive Niederschlagswasser nachströmt.

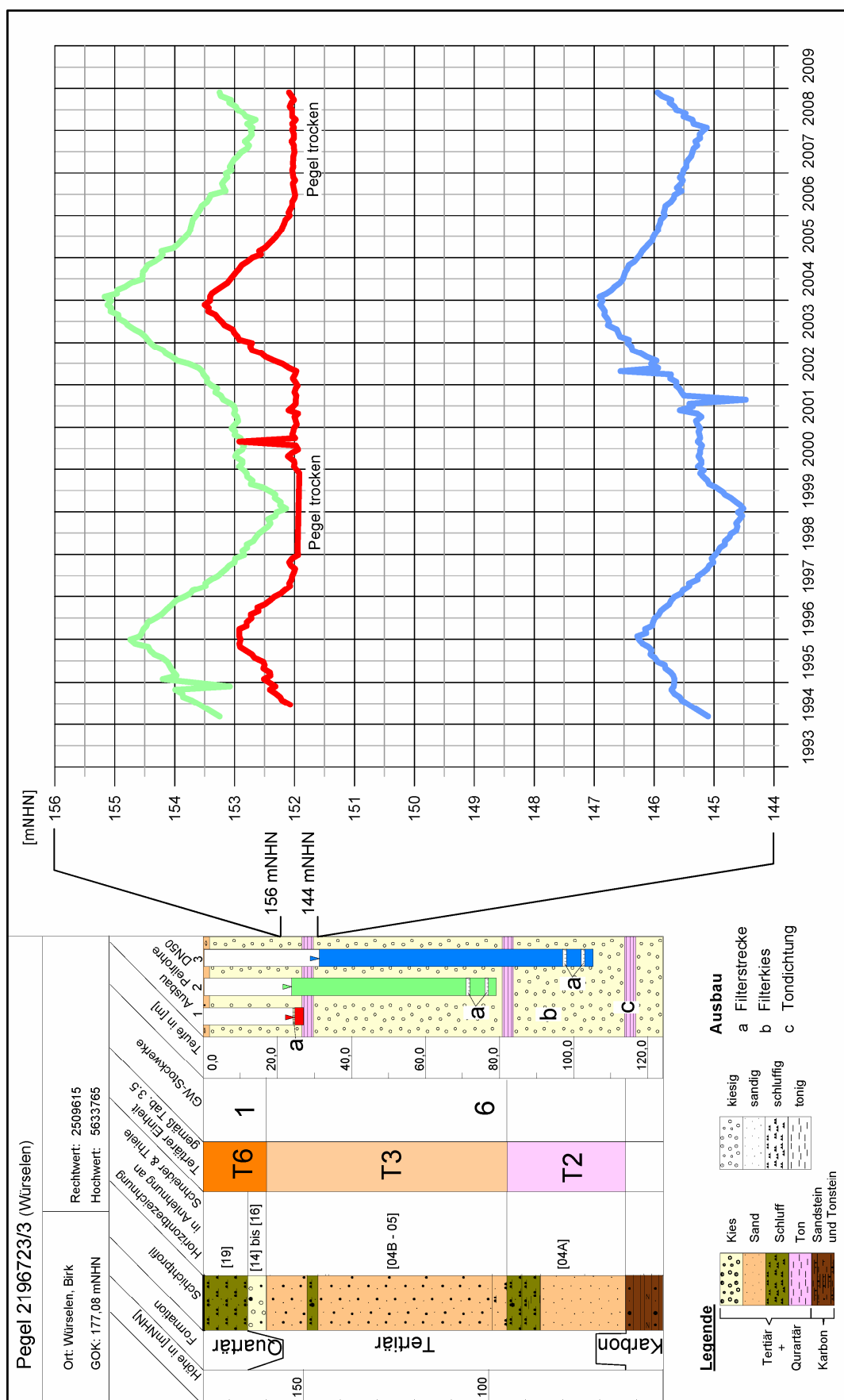


Abb. 6.5: Grundwasserstandshöhen in den Deckgebirgsschichten im südöstlichen Teil der Herzogenrather Scholle (HY III) am Beispiel des Pegel 2196723/3, Würselen (Lage s. Abb. 6.4)

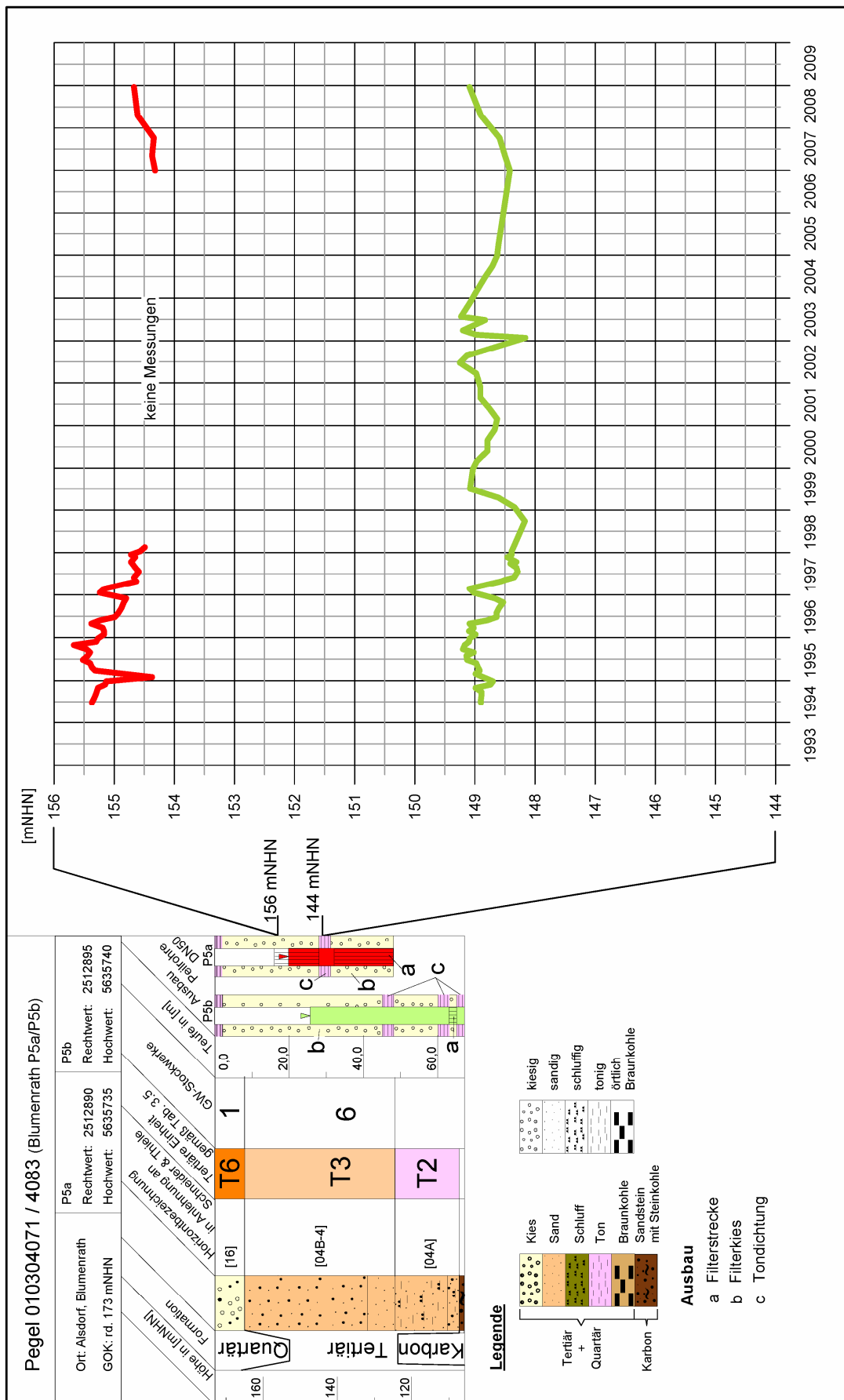


Abb. 6.6: Grundwasserstandshöhen in den Deckgebirgsschichten im südöstlichen Teil der Alsdorfer Scholle (HY III) am Beispiel der Pegel 0304071 / 0304083, Alsdorf-Blumenrath (Lage s. Abb. 6.4)

Aus heutiger Sicht können diese Beschreibungen lokal durch Pegeldaten und Bohrbefunde bestätigt werden. Der am NE-Rand des Feldes Nordstern in Herzogenrath-Merkstein gelegene Pegel EBV 2 (s. Abb. 6.4) weist die 13 m mächtigen basalen Sande der Tertiären Einheit T1 im Niveau von -39 mNHN weitgehend entwässert aus (s. Bohrprofil in Abb. A.2); die Sande führen hier vielmehr Grubengas. Im deutsch-niederländischen Grenzbereich wurde die basale Tertiäre Einheit T1 im Zusammenhang mit der Erkundung von Hinterlassenschaften des Altbergbaus an zahlreichen Stellen entwässert angetroffen (IHS, 04.2007). Für den südwestlichen Teil der Grubenfelder Wilhelmina und Willem (Raum Heerlerbaan - Dentgenbach) liegen gemäß mündlicher Mitteilung von Herrn DRS. P. VAN ROOIJEN, Klimmen (NL) aus 03.2007 neuere Wasserstände aus mehreren Pegeln vor, die auf eine deutliche Entspannung der Wasserstände in den basalen Tongeren-Schichten (Tertiäre Einheit T1) hinweisen (Pegel To1 bis To4 in Abb. 6.4). Dort, wo die oligozänen Sande der Tertiären Einheit T1 nach Nordwesten hin mächtiger werden und schließlich auch durch die Grundwasser führenden Kalksteine der Maastricht-Schichten unterlagert werden, erfolgen die Wasserzutritte aus den Deckschichten nach RUTTEN (1948) lang anhaltend, ohne dass eine vollständige Entwässerung erfolgte.

Konkrete Erkenntnisse über eine weiträumige Absenkung der Druckhöhen im basalen Deckgebirgsaquifer liegen aus dem Bereich der Grube Emma bei Douverghout vor (WINGS et al., 2004 und DE MAN, 1988; s. Abb. 6.7). Hier wurden nach dem Anfahren einer Sandsteinschicht im Jahre 1930 starke Wasserzutritte aus dem Deckgebirge (Maastricht-Schichten und Tongeren Schichten - Tertiäre Einheit T1) von anfänglich rd. 2,5 m³/min festgestellt. Nach DE MAN (1988) wurde der Druckspiegel im Bereich Douverghout im Niveau der Überlagernden oligozänen Schichten (Tertiäre Einheit T1) dadurch bis 1963 um bis zu rd. 15 m abgesenkt (vgl. Profil 3 in Anl. 1, Abb. 6.7); die Grundwasserabsenkung im Deckgebirge führte bis 1941 nach DE MAN (1988) zu einer maximalen Bodensenkung von 1,2 m. Der Absenkungstrichter sowie der daraus resultierende Senkungstrog erstreckte sich über die gesamte Breite der tektonischen Scholle zwischen Heerleider Sprung im SW und Feldbiss im NE. Abbauwirkungen traten hier erst Ende der 1950'er Jahre auf. Als Ursache wird die Entwässerung der basalen oligozänen „Schwimmsande“ (Tertiäre Einheit T1) angesehen

Für den Bereich des Südlimburger Reviers wurden gemäß JONGMANN'S ET AL. (1935) und VAN ROOIJEN ADVIEZEN ET AL. (1998) im Zuge des Steinkohlenabbaus keine signifikanten Auswirkungen auf die Grundwasseroberfläche in den wasserwirtschaftlich relevanten Deckgebirgsaquiferen festgestellt. VAN ROOIJEN ADVIEZEN ET AL. (1998) weisen darauf hin, dass insbesondere auch im Umfeld der Wassergewinnungsanlagen im Raum Voerendaal im Deckgebirge keine Veränderung der Grundwasseroberflächen im Zusammenhang mit dem Steinkohlenbergbau festzustellen sind.

Diese Aussagen können sich auf der Grundlage der vorliegenden Betrachtungen nur auf die oberflächennahen Aquifere beziehen. Die Darstellungen von DE MAN (1988) belegen, dass im Hydrogeologischen Homogenbereich II auch im nördlichen Teil des Reviers tatsächlich eine signifikante Beeinflussung der Druckhöhen im basalen Deckgebirge stattgefunden hat. Darüber hinaus ist eine solche Wechselwirkung auch für den Hydrogeologischen Homogenbereich I im westlichen Teil des Reviers belegt. Die in diesem Bereich vorhandenen Tiefpegel

(Abb. 6.4) zeigen im Zuge des Grubenwasseranstiegs einen deutlichen Wiederanstieg der Druckhöhen (s. Kap. 15).

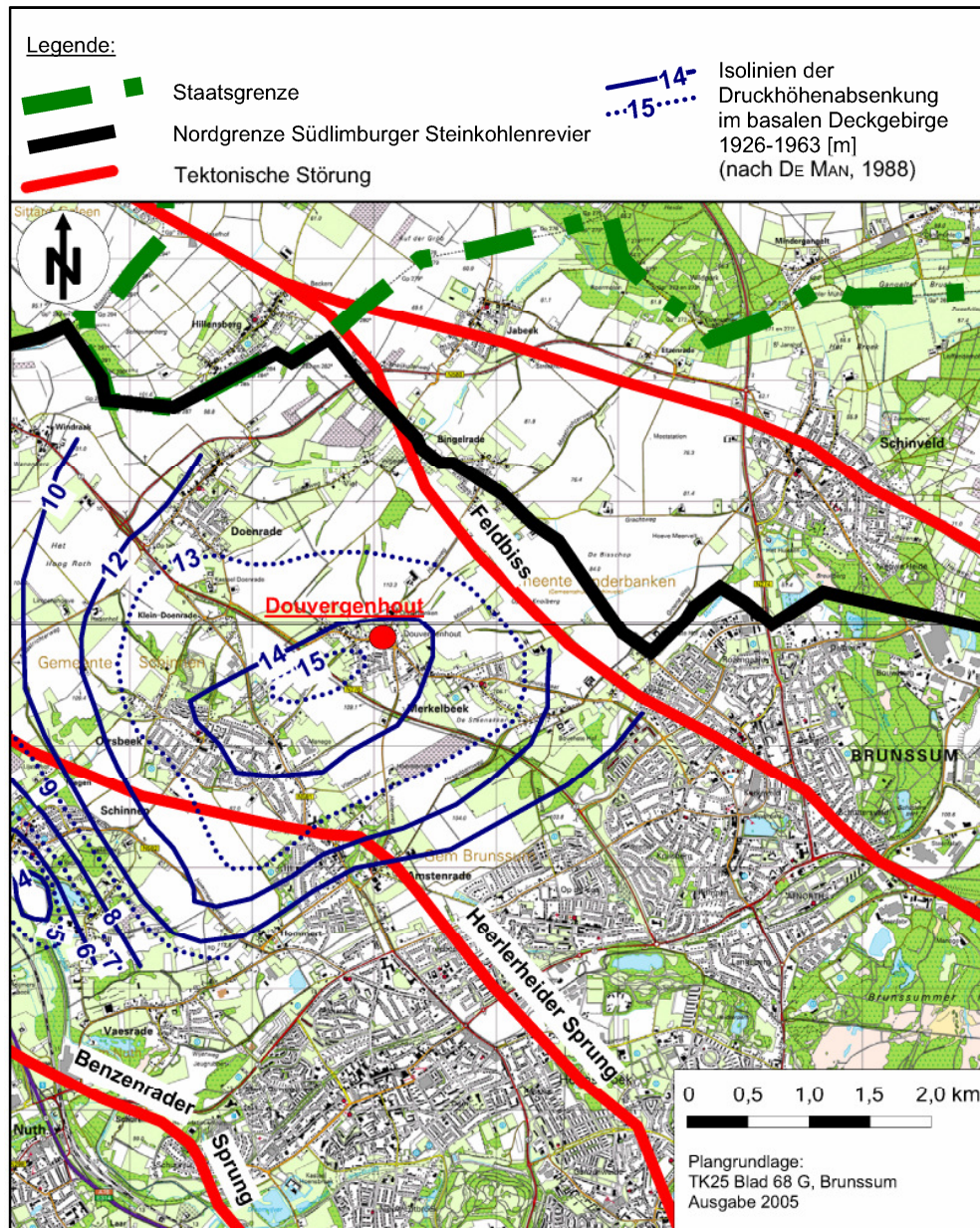


Abb. 6.7: Bergbaulich bedingte Grundwasserabsenkung im Raum Douvergenhout - Absenkung der Druckhöhen im basalen Deckgebirge zwischen 1926 und 1963 (aus DE MAN, 1988)

6.3 Qualität der Grundwässer im basalen Deckgebirge

Die hydrochemische Zusammensetzung der in den kretazischen und tertiären Ablagerungen zirkulierenden Grundwässer zeigt im Untersuchungsgebiet nur vergleichsweise geringe Schwankungen (vgl. KIMPE, 1962). Eine Übersicht über die hydrochemische Charakteristik der Deckgebirgswässer im Aachener und Südlimburger Revier gibt die Zusammenstellung re-

präsentativer Grundwasseranalysen aus den basalen Deckgebirgsgrundwasserstockwerken in Form eines Piper-Diagramms in Abb. 6.8. Die Lage der entsprechenden Grundwassermessstellen ist in Abb. 3.7 sowie in den Profilschnitten in Anl. 6 dargestellt.

Bei den Grundwassermessstellen im Hydrogeologischen Homogenbereich IV handelt es sich um Tiefpegel der RWE Power AG, die im Wesentlichen in der Tertiären Einheit T3 verfiltert sind. Darüber hinaus stehen im Untersuchungsbereich seit 1999 zusätzliche Tiefpegel der RWE Power AG zur Verfügung (s. CUVELIER, 2005), die unmittelbar an der Deckgebirgsbasis und im Karbon verfiltert sind (Pegel 2156160/6, Lindern - vgl. Bohrprofil, Abb. A.3 - und 2156138/3 Schophoven). Für den Hydrogeologischen Homogenbereich III wurden Daten von Grundwassermessstellen des Erftverbandes und der EBV GmbH ausgewertet. Für den Hydrogeologischen Homogenbereich II standen keine Analysendaten aus den basalen oligozänen Sanden zur Verfügung; hier wurde auf Angaben von KUYL (1980) zurückgegriffen. Im Hydrogeologischen Homogenbereich I werden die basalen Deckgebirgsschichten von der Provinz Limburg durch vier Grundwassermessstellen überwacht; hier liegen die aktuellsten Daten von 1998 vor. Die Daten wurden ergänzt durch Angaben von KUYL (1980).

Bei dem mit diesen Messstellen erfassten basalen Deckgebirgswässern handelt es sich um erdalkalische Calcium-Hydrogenkarbonat-Wässer (Gruppe a der Einteilung nach FURTAk und LANGUTH, 1967), die in Abhängigkeit vom Umfang der Karbonatlösung im Rahmen der Untergrundpassage eine mehr oder weniger große Härte aufweisen. RUTTEN (1948) beschreibt die im unteren Oligozän des Südlimburger Reviers zirkulierenden Grundwässer als harte Wässer. Die Gesamtmineralisation ist gering, bei elektrischen Leitfähigkeiten von zumeist $< 600 \mu\text{S}/\text{cm}$. Die ursprünglichen Salzwässer in den basalen marinen Ablagerungen wurden durch die nachsickernden Grundwässer aus dem überlagernden Deckgebirge ausgetauscht. Konate NaCl-Wässer treten nach OSWALD (2005) im Umfeld des Tagebaus Hambach (Erft-Scholle) im Liegenden des Ton-Horizontes [1] auf (Tertiäre Einheit T3), wo dieser eine flächenhaft wirksame hydraulische Barriere bildet und so den Austausch mit den im Hangenden vorliegenden Süßwässern unterbindet; dies ist im Bereich des Aachener Reviers nicht der Fall.

Im östlichen Randbereich des Aachener Reviers treten allerdings in den unmittelbar dem Karbon auflagernden Sanden nach den vorliegenden Analysendaten aus den Pegeln 2156160/6, Lindern (Horizont [04B], Tertiäre Einheit T1) und 2156138/3, Schophoven (Horizont [04]-[05], Tertiäre Einheit T3) NaCl-Wässer auf (s. Abb. 6.8); dies ist aber offensichtlich auf den Aufstieg von Grundgebirgswässern infolge der Druckentlastung im Deckgebirge zurückzuführen (s. Kap. 15). Nach OSWALD (2005) handelt es sich bei diesen Wässern um rezente Wässer, was auf eine Zumischung von süßen meteorischen Deckgebirgswässern schließen lässt.

Bei dem in den kretazischen Schichten der Maastricht-Formation zirkulierenden Grundwasser handelt es sich um ein hartes $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Wasser mit Härten um rd. 20°dH (Hydrogeologischer Homogenbereich I). In den tieferen Deckgebirgsbereichen können hier in den basalen Vaalser und Aachener Schichten aufgrund von Ionenaustauschprozessen bereits weiche, alkalische NaHCO_3 -Wasser auftreten (s. Abb. 6.8). Entsprechende Ionenaustauschprozesse deuten sich auch bei den tieferen Deckgebirgswässern der Rur-Scholle an; auch hier treten in der Tertiären Einheit T3 NaHCO_3 -Wässer auf (vgl. Pegel 2156138/3, Schophoven, Abb. 6.8).

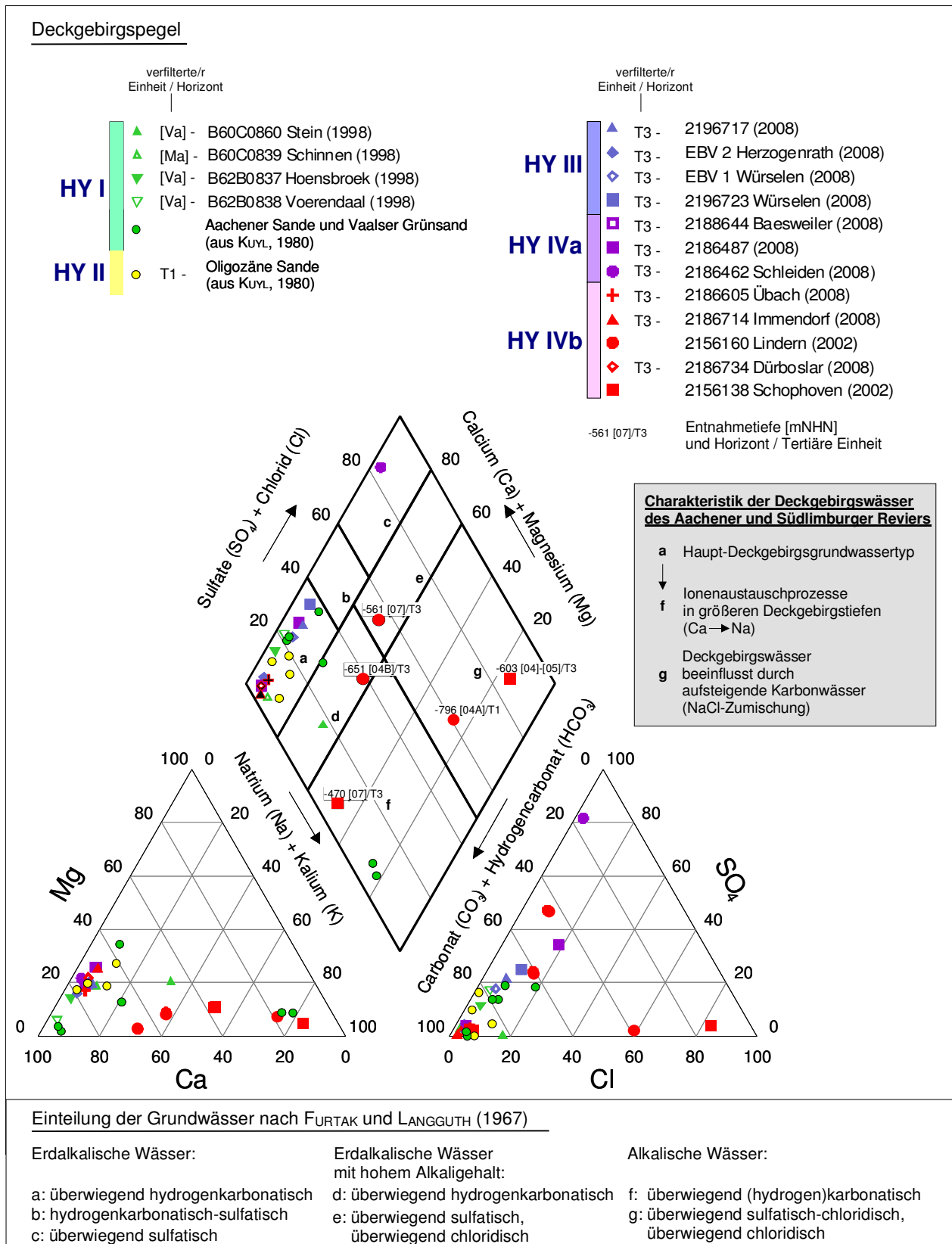


Abb. 6.8: Hydrochemische Charakteristik der Grundwässer in den basalen Deckgebirgs-Grundwasserstockwerken des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers

Darüber hinaus können die Deckgebirgswässer in unterschiedlichem Maße durch Sulfate mineralisiert sein. Die stärksten Sulfat-Gehalte zeigen die Deckgebirgswässer im Bereich des Aachener Reviers im unmittelbaren Abstrom der Kippe Zukunft (Hydrogeologischer Homogenbereich IVa), wo das Sulfat aus dem Kippenmaterial mobilisiert wird (Pegel 2186462 > 1.000 mg/l; s. Abb. 6.8, Feld c). Weiterhin wurden lokal leicht erhöhte Sulfat-Gehalte von rd. 80 mg/l auch in tieferen Deckgebirgshorizonten im Pegel 2156160/6, Lindern (s. Abb. 6.8, Feld e) sowie nach KUYL (1980) in den oligozänen Sanden im Raum Kerkrade festgestellt.

6.4 Modellansatz zur Genese der Grubenwässer

Vom Grundsatz her kann die Genese der in den Steinkohlengruben des Aachener und Südlimburger Reviers auf der Grundlage der vorliegenden Untersuchungen in Anlehnung an KIMPE (1963) als Ergebnis von Mischungsvorgängen zwischen descendenten, meteorischen Wässern, synsedimentären, konaten Formationswässern und ascendenten Thermalwässern aus einem im tiefen Grundgebirge ausgebildeten Strömungssystem angesehen werden. Ein entsprechendes modellhaftes Strömungssystem zeigt Abb. 6.9.

Der Zulauf von meteorischen Deckgebirgswässern ist primär abhängig von der Wasserführung der dem Karbon unmittelbar auflagernden Lockergesteinsschichten. Die Infiltration in das Karbon erfolgt über Sandsteine, die an der Karbonoberfläche ausbeissen und Störungszonen, die nach ANTONOW (1941) aber nur in Deckgebirgsnähe stärker Grundwasser führend sind. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Grundwasser führenden Sandsteine des Südlimburger Reviers liefert KIMPE (1952a). In Bereichen mit geringem Zustrom meteorischer Wässer aus dem Deckgebirge, wie z.B. im Bereich der Grube Emil Mayrisch, treten hoch mineralisierte, z.T. konate Wässer in Teufen deutlich oberhalb der in Abb. 6.1 dargestellten mittleren „NaCl-Tiefenstufe“ auf. Demgegenüber treten in Bereichen mit verstärkten Zutritten geringer mineralisierter Wässer aus dem Deckgebirge (z.B. Emma, Gouley-Laurweg) auch entsprechend geringer mineralisierte Wässer deutlich unterhalb der entsprechenden „NaCl-Tiefenstufe“ auf.

Auf der anderen Seite ist der Zulauf von Thermalwässern aus größeren Teufen abhängig von tiefreichenden Störungszonen, über die diese Wässer aufsteigen und dem Vorhandensein eines entsprechenden Horizontes im tieferen Untergrund, in dem eine signifikante Zirkulation von Tiefenwässern stattfindet. Die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen ausgewerteten Unterlagen zeigen, dass solche Aufstiegszonen im Wesentlichen auf den Bereich des Südlimburger Reviers beschränkt sind und im Aachener Revier praktisch fehlen. Auch ist das Auftreten von signifikanten Vererzungen, die auf den Aufstieg hydrothermalen Lösungen hindeuten, auf das Südlimburger Revier beschränkt.

Der Aufstieg der Thermalwässer im Südlimburger Revier ist dabei überwiegend gebunden an NW-SE-streichende Querstörungszonen im Bereich der prävariszisch angelegten großen Antiklinalen des Waubacher Sattels und des Sattels von Puth. Beide Strukturen sind gemäß den Darstellungen von KIMPE (1963) gekennzeichnet durch eine „NaCl-Anomalie“ in deren Bereich höher mineralisierte Wässer bis in ein deutlich höheres Niveau hinein auftreten. Insbe-

sondere im Bereich des Waubacher Sattels tritt darüber hinaus eine Vielzahl von Thermalwasseraufbrüchen auf (s. Abb. 6.2). Südöstlich des Waubacher Sattels ist nach RUTTEN (1948) und ANTONOW (1941) dagegen z.B. der Feldbiss, anders als in der Grube Hendrik, weitgehend trocken. Die Feldbissquerschnitte im Bereich der Gruben Laura, Julia und Domaniale zeigten nach RUTTEN (1948) nur geringe Wasserzuläufe.

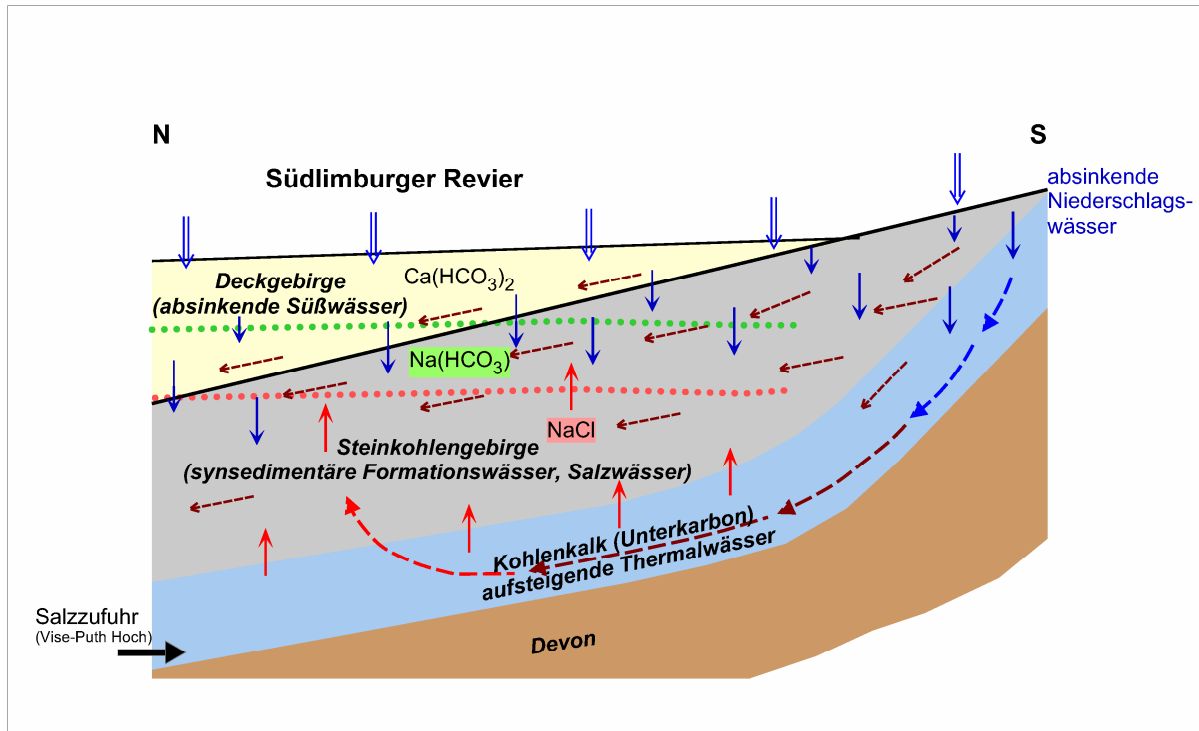


Abb. 6.9: Modellvorstellung über die Genese der Grubenwässer im Aachener und Südlimburger Revier (verändert nach KIMPE, 1963)

Kennzeichnend ist darüber hinaus, dass die Thermalwasseraufbrüche an der südwestlichsten Hauptquerstörung des Reviers, der Benzenrader Störung bzw. dem Grondgalerij Laag VI Sprung in seiner südsüdöstlichen Verlängerung konzentriert sind. Hierbei handelt es sich um das westlichste, tief reichende Querstörungselement östlich des Brabanter Massivs, das einen Aufstieg von Wässern aus größeren Tiefen ermöglicht. In der südöstlichen Verlängerung dieser Störung treten im Bereich des Aachener Sattels am Laurensberger Sprung auch die Aachener Thermalquellen auf. Der Heerlerheider Sprung ist dagegen nach RUTTEN (1948) insgesamt gering Grundwasser führend. Als mögliche Ursache führt RUTTEN (1948) den Aufschiebungscharakter der Störung während der Kreide an, was zu einer Reduzierung der Kluftöffnungsweiten geführt hat.

Die Genese der ascendenten Thermalwässer erklärt KIMPE (1963) durch den hydrostatischen Aufstieg von tief abgesunkenen meteorischen Grundwässern aus einem weiter entfernten, morphologisch höher gelegenen Einzugsgebiet im Süden. Als Quelle der NaCl-Solen werden dabei Evaporitlösungen zwischen dem ausgehenden Devon und dem frühen Karbon am Südrand des Brabanter Massivs und im Bereich Südlimburg (Visé-Puth-Hoch) vermutet (vgl. Kap. 3.2.3, KIMPE, 1963; BLESS ET AL., 1980). Eine entsprechende Modellvorstellung wurde von HERCH (1997) auch im Hinblick auf die Herkunft der Salzgehalte der Aachener Thermal-

quellen beschrieben. Der Zustrom dieser Wässer im tieferen Untergrund des Südlimburger Reviers kann nach vorliegenden Betrachtungen über die weitflächig verbreiteten karbonischen Kohlenkalke vermutet werden, die südwestlich des Südlimburger Reviers an der Kreidebasis ausbeissen und weiter südwestlich bei Visé auch zutage treten (vgl. Anl. 2 und Anl. 3, Profil C-C') und von dort nach Norden und Osten sukzessive absinken. Die Abnahme der Thermalwasseraufbrüche vom Benzenrader Sprung zum Feldbiss ist möglicherweise bedingt durch das Absinken des Kohlenkalkes und des Druckgefälles der im Kohlenkalk zirkulierenden Wässer nach Nordosten.

Zugleich kann das Fehlen devonischer und unterkarbonischer Kalksteine im Untergrund der Wurm-Mulde (vgl. Kap. 3.2.4) mit eine Ursache für die vergleichsweise geringe Mineralisation der in den Grubenfeldern der Anna-Scholle (s. Anl. 2 und Profil B-B' in Anl. 3) südwestlich des Feldbiss gelegenen Gruben sein. Ein Fehlen dieses basalen Grundgebirgsaquifers kann auch den Transport von Evaporitlösungen aus dem Bereich des Brabanter Massivs in den östlichen Teil des Aachener Reviers, den Bereich der Anna-Scholle östlich des Feldbiss, behindert haben. Für diesen Bereich liegen keine konkreten Angaben zur Mächtigkeit des Kohlenkalks vor (vgl. Kap. 3.2.2). Dies könnte erklären, dass die Mineralisation der Wässer im östlichen Teil des Aachener Reviers trotz tief reichender bis in das Quartär hinein aktiver tektonischer Störungen wie der Sandgewand oder dem Diagonal-Sprung nur gelegentlich über den Mineralisationsgrad der marinen, synsedimentären Formationswässer ansteigt.

Das von Mischungsvorgängen geprägte hydraulische System setzt unter anderem voraus, dass natürlicherweise das hydraulische Gefälle überwiegend von den basalen Deckgebirgsaquiferen in das Steinkohlengebirge hinein gerichtet ist. Konkrete Erkenntnisse über die natürlichen Druckverhältnisse im Karbon liegen aus zwei Tiefbohrungen im Bereich Maastricht vor (BLESS ET AL., 1981; s. Anl. 2). Die rd. 500 m tiefe Bohrung „Heugem-1“ hat das Karbon (Kohlenkalk) in rd. 114 m Teufe angetroffen. Das Druckniveau der aufgeschlossenen Karbonwässer wurde in 365 m Tiefe zu rd. 10 m oberhalb der Geländeoberfläche bei rd. 59 mNHN ermittelt. In der ebenfalls rd. 500 m tiefen Bohrung „Kastanjelaan 2“ wurde Karbon (Kohlenkalk) in rd. 201 m Tiefe erbohrt. Das Druckniveau der Karbonwässer lag hier in den Teufen von 240 m und 480 m bei rd. 3 bis 4 m oberhalb der Geländeoberfläche, entsprechend rd. 55 mNHN. In beiden Bohrungen liegt das Druckniveau der Karbonwässer innerhalb des Karbons damit etwa im Niveau der Druckhöhen der kretazischen Maastricht Schichten. Durch den Steinkohlenbergbau wurden die Wasserwegsamkeiten innerhalb des Steinkohlengebirges massiv verändert. In den hydraulisch weiträumig verbundenen Grubenfeldern entsteht ein hydraulischer Kurzschluss, der die ursprünglichen Gefälleverhältnisse überprägt.

7 Verlauf des Grubenwasseranstiegs

Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs und die Entwicklung der hydrochemischen Zusammensetzung des Grubenwassers sind im Wesentlichen abhängig von

- den Zuläufen in die Gruben
- den hydraulischen Verbindungen innerhalb der Wasserprovinzen
- dem zeitlichen Ablauf der Stilllegungsmaßnahmen sowie
- insbesondere auch den Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge.

Für die Interpretation des Anstiegsverläufe in den einzelnen Bassins ist die Kenntnis der in den einzelnen Anstiegsphasen maßgeblichen Zulaufbedingungen und Wechselwirkungen zwischen den Bassins erforderlich. Als Grundlage für die weitergehende Auswertung des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier wurden daher zunächst die Anstiegsverläufe in Anstiegsphasen mit einheitlichen Zulaufbedingungen gegliedert und die hydraulischen Randbedingungen der einzelnen Phasen erfasst.

7.1 Westliche Wasserprovinz

Der Grubenwasseranstieg in der Westlichen Wasserprovinz lässt sich zeitlich grob gliedern in

- eine Teilanstiegsphase im Rahmen der Stilllegungen ab 1967, in der nur die Wasserhaltungen Domaniale und Gouley-Laurweg zum Schutz der in der Östlichen Wasserprovinz weiter betriebenen EBV-Gruben weitergeführt wurden und
- die Phase des kontrollierten, stufenweisen Grubenwasseranstiegs nach der vollständigen Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung im Januar 1994.

Einen entsprechenden Überblick über die Phasen des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz gibt Anl. 7. Darüber hinaus lässt sich der Grubenwasseranstieg im Hinblick auf die sukzessive Auffüllung der einzelnen Bassins und der damit verbundenen Veränderung des hydraulischen Gesamtsystems in insgesamt fünf Hauptanstiegsphasen gliedern.

- **Phase W1** - 1967 bis Mitte 12.1978: Teilanstieg des Grubenwassers in den einzelnen Hauptbassins ohne wechselseitige Beeinflussung
- **Phase W2** - 01.1979 bis 10.1987: Überlauf der im Mittleren Hauptbassin zulaufenden Grubenwässer in das Südliche Hauptbassin nach Einstau der Verbindungsstrecken bei -139 mNHN
- **Phase W3** - 11.1987 bis 01.1994: Überlauf der im Nördlichen Hauptbassin zulaufenden Grubenwässer in das Mittlere Hauptbassin nach Einstau der Verbindungsstrecken bei -63 mNHN
- **Phase W4** - 01.1994 bis 05.1995: Auffüllung der einzelnen Hauptbassins nach Einstellung der Schutzwasserhaltung
- **Phase W5** - ab 06.1995: Einheitlicher Grubenwasseranstieg in der gesamten Westlichen Wasserprovinz mit eingeschalteten Pumpversuchsphasen

Im Detail sind die Anstiegsverläufe in den einzelnen Bassins der Westlichen Wasserprovinz aufgrund der zahlreichen hydraulischen Verbindungen und der unterschiedlichen Zulaufverhältnisse sehr komplex. Die wesentlichen Charakteristika der einzelnen Anstiegsphasen sind im Folgenden zusammenfassend dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung der für die weitere Auswertung zugrunde gelegten hydraulischen Randbedingungen im Zuge der Flutung der einzelnen Bassins in den verschiedenen Anstiegsphasen ist in Anh. C gegeben.

7.1.1 Teilanstieg mit Schutzwasserhaltung bis 1994 (Phase W1 bis W3)

- Phase W1 - 1967 bis 12.1978:

Zwischen 1967 und 1975 wurden sukzessive alle Gruben stillgelegt und die Wasserhaltungen eingestellt. In dieser Phase erfolgte der Grubenwasseranstieg in den drei Hauptbassins der Westlichen Wasserprovinz - dem Nördlichen, Mittleren und Südlichen Hauptbassin - weitgehend unabhängig voneinander. In den Gruben Domaniale und Gouley-Laurweg wurde die Wasserhaltung nach der betrieblichen Stilllegung 1970 in den Jahren 1972/1973 stufenweise wieder aufgenommen. Ab 1974 wurde im Schacht Beerenbosch II, Domaniale, ein konstantes Standwasserniveau von rd. -214 mNHN eingestellt. Im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg, wurde das Standwasserniveau ab 05.1974 zunächst im Niveau der 350 m-Sohle (-174 mNHN) gehalten und nach einer 11-monatigen Unterbrechung der Wasserhaltung zwischen 03.1979 und 02.1980 auf ein Niveau von -167 mNHN eingestellt. In diesen Niveaus wurden die Wasserhaltungen im Südlichen Hauptbassin bis 01.1994 weiter betrieben.

- Phase W2 - 01.1979 bis 10.1987

Mit dem Einstau der Verbindungsstrecken zum Südlichen Hauptbassin im Niveau von -139 mNHN traten in der Phase W2 die Wasserzuläufe des Mittleren Hauptbassins in das Südliche Hauptbassin über und damit der Wasserhaltung im Schacht Beerenbosch II zu. Dabei erfolgte in der Phase 2a ab 1986 zunächst der Überlauf aus den Bassins 6 und 6a (Mittleres Hauptbassin ohne Grube Julia, vgl. Abb. B.6); im Januar 1982 wurde dann auch im Bassin 7 (Grube Julia) das Niveau der Übertrittsstelle erreicht (Phase W2b). Im gesamten Mittleren Hauptbassin stellte sich damit zunächst ein weitgehend konstantes Standwasserniveau zwischen -126 und -123 mNHN ein. In der Grube Julia setzte sich der Grubenwasseranstieg dabei aufgrund der beschränkten hydraulischen Anbindung an die übrigen Gruben des Mittleren Hauptbassins mit einer geringen Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 1 m/a fort.

- Phase W3 - 11.1987 bis 01.1994

Mit dem Einstau der Verbindungsstrecke zwischen dem Nördlichen Hauptbassin und dem Mittleren Hauptbassin im Niveau -63 mNHN, konnten etwa ab 11.1987 im Mittleren Hauptbassin Wasserzuläufe aus dem Nördlichen Hauptbassin festgestellt werden. Das Standwasserniveau stieg dabei im Mittleren Hauptbassin leicht um rd. 3 m an. In der 2. Jahreshälfte 1990 kam es offensichtlich infolge einer Veränderung der hydraulischen Wirksamkeit der Verbindungsstrecke zwischen dem Mittleren und Südlichen Hauptbassin zu einem zwischenzeitlichen kurzen Absinken der Standwasserniveaus (vgl. Abb. C.3). Anschließend stellte sich das

Standwasserniveau sukzessive in einem Niveau zwischen -120 und -121 mNHN ein (Phase 3b). Im Nördlichen Hauptbassin stellte sich in der Phase W3 ein weitgehend konstantes Standwasserniveau im Niveau der Übertrittsstelle bei -62 mNHN ein.

Mit dem Übertritt der Grubenwässer aus dem Nördlichen Hauptbassin in das Mittlere Hauptbassin flossen ab 1988 alle Grubenwässer der Westlichen Wasserprovinz den Wasserhaltungen im Südlichen Hauptbassin zu (vgl. Abb. 4.3). Dies war die Ausgangssituation für die vollständige Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahmen.

7.1.2 Kontrollierter, stufenweiser Anstieg ab 1994 in der gesamten Westlichen Wasserprovinz (Phase W4 und W5)

- Phase W4 - 01.1994 bis 05.1995

Nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltungen der Westlichen Wasserprovinz Im Januar 1994 erfolgte zunächst die schnelle Auffüllung der einzelnen Bassins. Bis 05.1995 wurden sukzessive die Standwasserniveaus des Mittleren und Nördlichen Hauptbassin eingestaut. Lediglich im Bassin 7 (Feld Julia) erfolgte der Anstieg aufgrund der eingeschränkten hydraulischen Anbindung an die übrigen Gruben deutlich verzögert (s. Anl.7).

- Phase W5 - ab 06.1995:

Nach dem Einstau des Standwasserniveaus im Nördlichen Hauptbassin verlief der Grubenwasseranstieg in der Phase W5 ab 06.1995 in der gesamten Westlichen Wasserprovinz einheitlich (s. Abb. 7.1). Dabei stellte sich von Beginn an ein dem Abtauchen des Steinkohlengebirges folgendes, generelles hydraulisches Gefälle von SE nach NW ein, das mit der Ausrichtung auf die Maas die ursprünglichen, natürlichen Fließbedingungen im Steinkohlengebirge abbildet.

Der Grubenwasseranstieg wurde aufgrund der im Abschlussbetriebsplan festgelegten Nebenbestimmungen in regelmäßigen Abständen von Pumpversuchsphasen im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg, unterbrochen. Der erste Pumpversuch wurde im Niveau einer vermuteten Übertrittsstelle zwischen Gouley-Laurweg und Neu-Prick im Niveau -46 mNHN durchgeführt (vgl. Abb. B.6) Im weiteren wurden Pumpversuche in Anstiegsstufen von jeweils etwa 20 m ausgeführt. Durch diese Pumpversuche sollten die hydraulischen Verbindungen und die Wasserzulaufmengen innerhalb der Westlichen Wasserprovinz regelmäßig überprüft werden, um die weiträumigen Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs bewerten und die Prognosen für den weiteren Anstieg überprüfen zu können.

In der Anfangsphase erfolgte der weiträumige Grubenwasseranstieg in der Westlichen Wasserprovinz außerhalb der Pumpversuchsphasen mit einer mittleren Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 11 m/a (in 1996). Die Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Julia stellte sich dabei zunächst bei rd. 5 m/a ein.

Eine Veränderung der hydraulischen Anbindung der Grube Julia führte Ende 1998 zu einer signifikanten Veränderung des Anstiegsverlaufs in der gesamten Westlichen Wasserprovinz (Phase 5b).

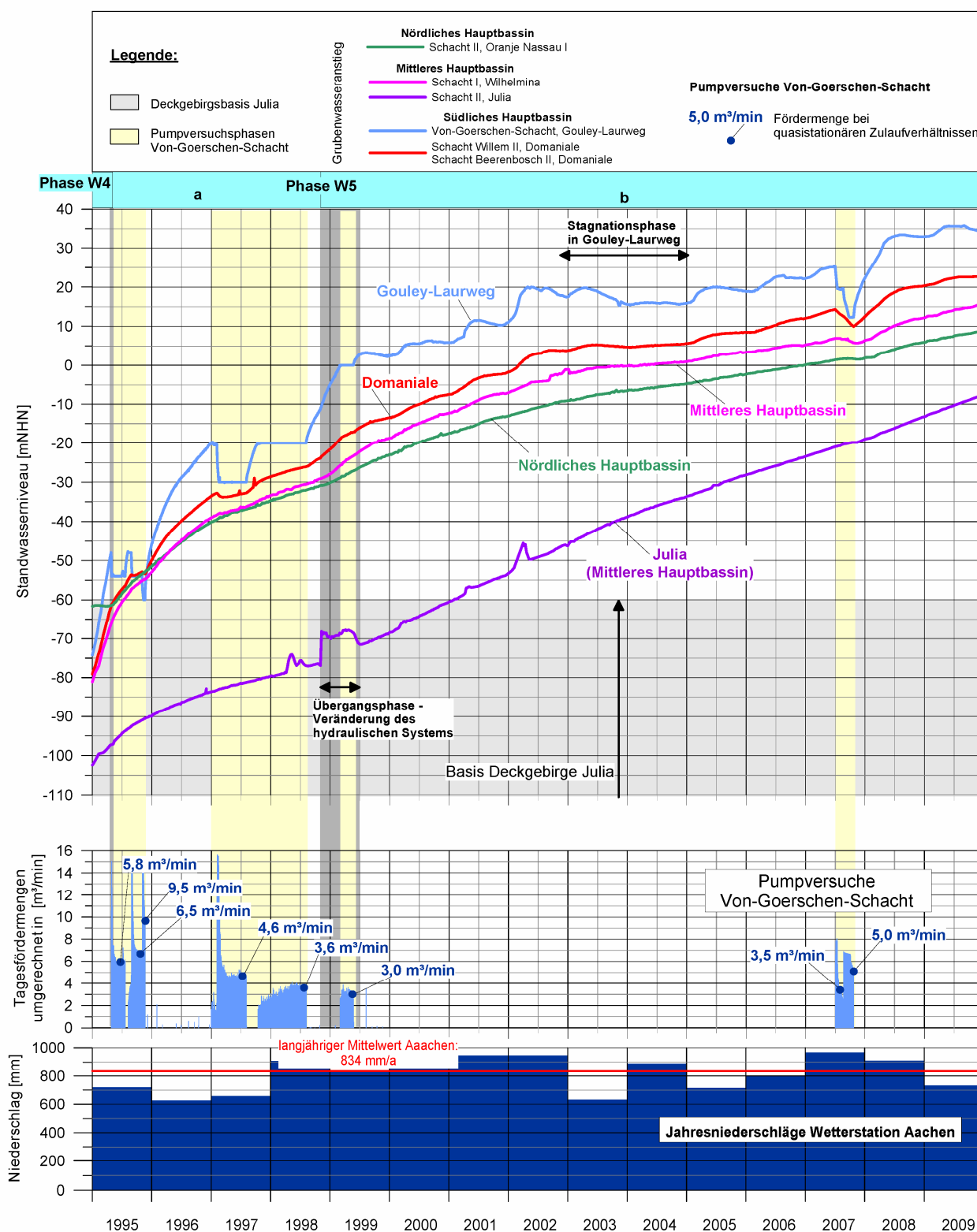


Abb. 7.1: Grubenwasseranstieg in der Westlichen Wasserprovinz nach Auffüllung der Einzelbasins - Phase W5 mit eingeschalteten Pumpversuchsphasen

Durch den verstärkten Übertritt von Grubenwässern nach Julia stieg die Anstiegsgeschwindigkeit hier deutlich auf rd. 7 m/a an, während in den übrigen Bassins der Westlichen Wasserprovinz eine deutliche Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit auf Beträge von zunächst 6 m/a zu beobachten war. Damit erfolgte der Grubenwasseranstieg im Feld Julia nach 1993 erstmals schneller als in den übrigen Bassins der Westlichen Wasserprovinz. Diese Veränderung des hydraulischen Gesamtsystems führt seither zu einem sukzessiven Ausgleich der Druckhöhen zwischen der Grube Julia und den übrigen Gruben der Westlichen Wasserprovinz. In den vergleichsweise niederschlagsarmen Jahren 2003 bis 2006 gingen die Anstiegsgeschwindigkeiten ganz massiv bis unter 2 m/a zurück; im Feld Gouley-Laurweg kam es zu einer zwischenzeitlichen Stagnation des Standwasserniveaus bei rd. 20 mNHN (s. Abb. 7.1). Dies verdeutlicht sehr eindrucksvoll die Abhängigkeit des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz von den niederschlagsabhängigen Oberflächenwasserzutritten im Bereich der Grube Gouley-Laurweg.

Ende 2009 lagen die Standwasserniveaus in den einzelnen Hauptbassins der Westlichen Wasserprovinz bei einer vergleichsweise geringen Druckhöhendifferenz zwischen 35 mNHN im Feld Gouley-Laurweg und 9 mNHN im Nördlichen Hauptbassin (Abb. 7.2). Lediglich in der Grube Julia lag das Standwasserniveau Ende 2009 aufgrund des verzögerten Anstiegs noch etwas tiefer, bei -8 mNHN. Nach dem Druckausgleich zwischen der Grube Julia und den übrigen Bassins der Westlichen Wasserprovinz ist mit einer leichten Erhöhung der Anstiegsgeschwindigkeit in der gesamten Westlichen Wasserprovinz zu rechnen.

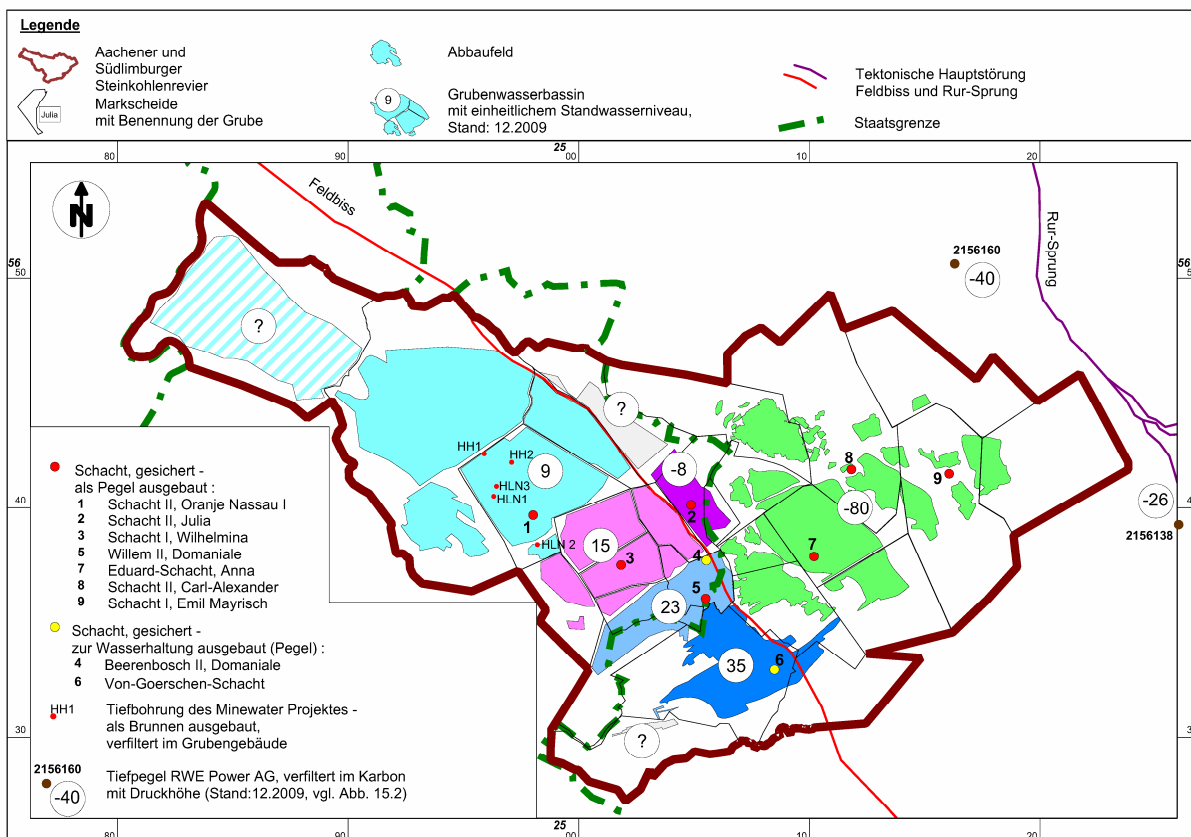


Abb. 7.2: Standwasserniveaus im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier - Stand 12.2009

Im Weiteren wird das Grubenwasser bis in das natürliche Vorflutniveau der Wurm (110 bis 140 mNHN) ansteigen; eine entsprechende Betriebsplanzulassung der Bergbehörde liegt vor.

Über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs in den Bereichen Maurits, Hendrik-Nordostfeld und Carl-Friedrich liegen keine konkreten Erkenntnisse vor. Für den Bereich der Grube Maurits ist aufgrund der Entwicklung der Grundwasserstände in den basalen Deckgebirgsschichten (s. Kap. 15) sowie der Entwicklung der aus dem Anstieg des Grubenwassers resultierenden Bodenhebungen (Kap. 16) davon auszugehen, dass der Grubenwasseranstieg etwa parallel zur Entwicklung im Nördlichen Hauptbassin erfolgte.

Im Zuge des Grubenwasseranstiegs und der vollständigen Flutung der Grubenbaue wurde in den niederländischen Gruben von Nordwesten her sukzessive auch das Deckgebirge eingestaut. Einen Überblick über die zeitliche Entwicklung des Deckgebirgseinstaus in den einzelnen Phasen des Grubenwasseranstiegs gibt Abb. 7.3. Im Bereich des Nördlichen Hauptbassins wurde das Deckgebirge bereits in der ersten Anstiegsphase W2 weiträumig eingestaut. Bis Ende 2009 wurden die Gruben des Nördlichen Hauptbassins vollständig geflutet; die im Mittleren und Südlichen Hauptbassin gelegenen Gruben (bis auf Julia) sind dagegen überwiegend noch nicht vollständig geflutet.

Die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs insbesondere in der Phase W5 zeigt einerseits, dass der Grubenwasseranstieg in der gesamten Westlichen Wasserprovinz letztlich von den starken, niederschlagsbedingten Zuläufen im Grubenfeld Gouley-Laurweg bestimmt wird, wo sich das höchste Standwasserniveau ausbildete. Andererseits belegt diese Entwicklung, dass die in der Betriebszeit angelegten hydraulischen Verbindungen im gesamten bisherigen Verlauf des Grubenwasseranstiegs über eine Zeit von z.T. über 40 Jahren nach der Stilllegung wirksam waren. Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs wird aber durch zeitliche Veränderungen der hydraulischen Leistungsfähigkeit dieser Verbindungen deutlich beeinflusst.

7.2 Östliche Wasserprovinz

Wie in der Westlichen Wasserprovinz wurden auch in der Östlichen Wasserprovinz in den 1960'er Jahren einzelne Gruben stillgelegt und die Stilllegungsbereiche teilweise geflutet bzw. die zulaufenden Grubenwässer den verbliebenen Wasserhaltungen der aktiven Betriebe zugeführt (s. Anh. B, Kap. B.4.2). Erst mit der vollständigen Einstellung der noch verbliebenen Wasserhaltungen Mitte 1993 erfolgte dann in der gesamten Östlichen Wasserprovinz weitflächig der Anstieg des Grubenwassers.

Anders als in der Westlichen Wasserprovinz wurde in der Östlichen Wasserprovinz keine Eingriffsmöglichkeit (z.B. Pumpenanlage zur Wasserhaltung) vorgesehen.

Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz nach der endgültigen Einstellung der Wasserhaltung Mitte 1993 (Phase 3 bis 5) ist im Detail über die Standwassermessungen im Eduard-Schacht, Anna, im Schacht II, Carl-Alexander, sowie im Schacht I, Emil Mayrisch, dokumentiert.

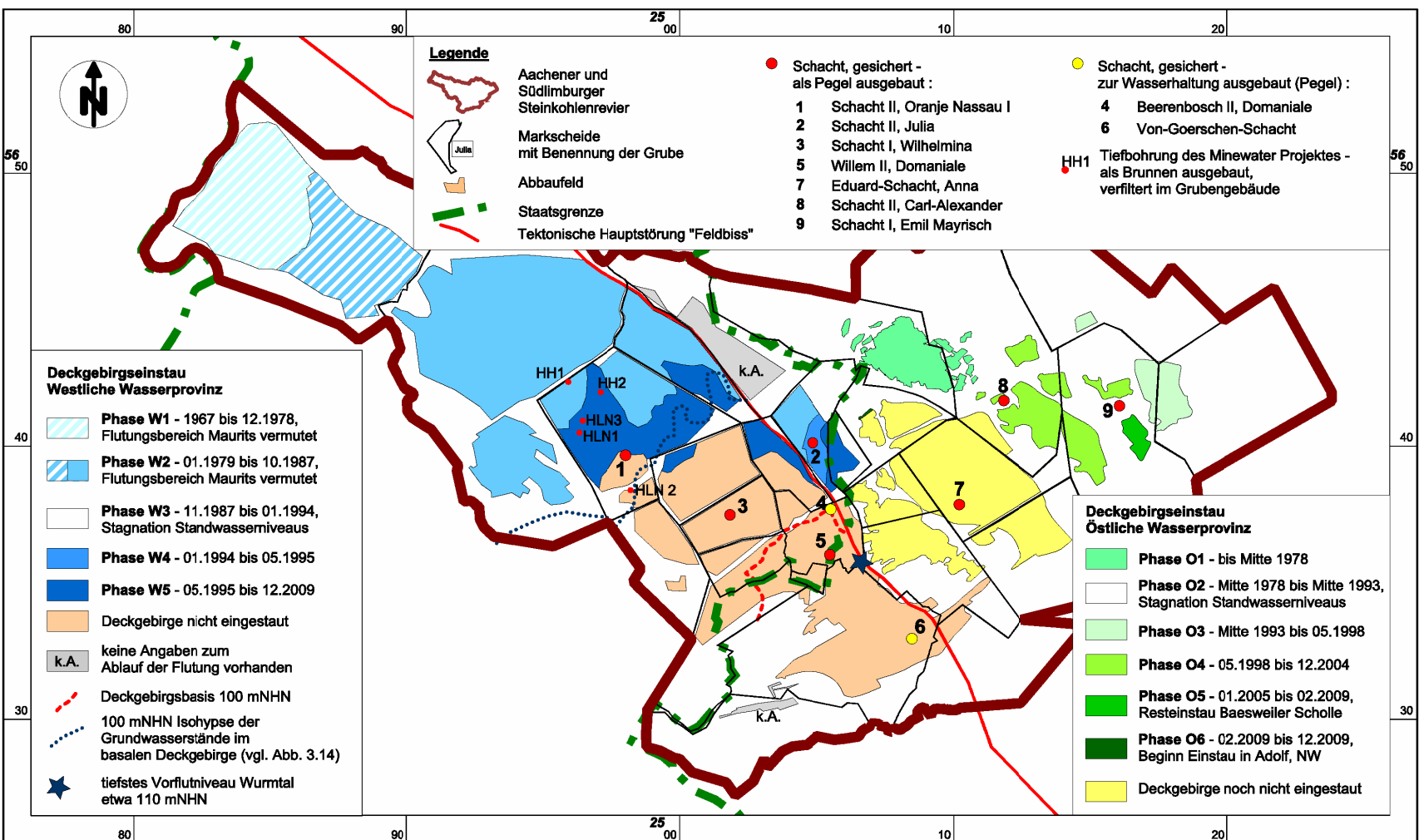


Abb. 7.3: Zeitlicher Ablauf des Deckgebirgseinstaus in den beiden Hauptwasserprovinzen des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers

Der Schacht II, Carl-Alexander, war aufgrund einer Blockade in der Messleitung zwischenzeitlich nicht messbar. Über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs in den hydraulisch eigenständigen älteren Stilllegungsbereichen Carolus Magnus und Carl-Alexander - Nordwestfeld sowie für die Grube Maria liegen dagegen nur wenige Daten vor.

Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz lässt sich grob in sechs Phasen gliedern (Abb. 7.4):

- **Phase O1** - bis Mitte 1978: Zentrale Wasserhaltungen, Teilanstieg in Stilllegungsbereichen
- **Phase O2** – Mitte 1978 bis Mitte 1993: Zentrale Wasserhaltungen, weitgehende Stagnation der Wasserstände in den älteren Stilllegungsbereichen
- **Phase O3** - Mitte 1993 bis 05.1998: Einstellung der Wasserhaltung, Auffüllung der Wasserhaltungsbereiche bis in das Niveau der 610 m-Sohle Anna (-451 mNHN)
- **Phase O4** - 05.1998 bis 12.2004 : Vollflächiger Grubenwasseranstieg in der Östlichen Wasserprovinz; vollständige Flutung der Grubenbaue und Anstieg ins Deckgebirge auf der Baesweiler Scholle (Emil Mayrisch, Carl-Alexander)
- **Phase O5** - 01.2005 bis 02.2009: Flutung von Grubenbauen nur noch auf der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle; Druckanstieg in den übrigen Bereichen
- **Phase O6** - ab 02.2009: Einstau des Deckgebirges im Bereich Herzogenrather und Alsdorfer Scholle

7.2.1 Teilanstieg Maria und Carl-Alexander – Nordwestfeld / Carolus Magnus (Phase O1 und O2)

- Maria

Im Grubenfeld Maria wurde die betriebliche Wasserhaltung 1962 eingestellt. In der ersten Anstiegsphase (Phase O1) erreichte das Standwasser im Jahr 1978 das Niveau von -422 mNHN (KRAHN, 1989). Unter Berücksichtigung einer erreichten Abbauteufe von rd. -770 mNHN ergibt sich für die erste Anstiegsphase eine interpolierte, mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 22 m/a. Danach wurde das Standwasserniveau zunächst bei -422 mNHN kurz gehalten (Wasserzulauf rd. 0,35 m³/min; vgl. Abb. 5.7) und trat ab etwa 1990 nach Anna über (Phase O2; vgl. Kap. B.4.2).

- Carolus Magnus

Über den Grubenwasseranstieg im Bereich der Grube Carolus Magnus liegen keine Angaben vor. Die Wasserhaltung wurde im Jahre 1962 eingestellt. Das Grubengebäude soff danach mindestens bis in das Niveau der Annäherungsstelle zur Grube Carl-Alexander im Flöz D (-410 bis -418 mNHN, vgl. Abb. B.7) ab und trat dann der Wasserhaltung Carl-Alexander zu; Angaben zum genauen Zeitpunkt des Übertritts liegen nicht vor.

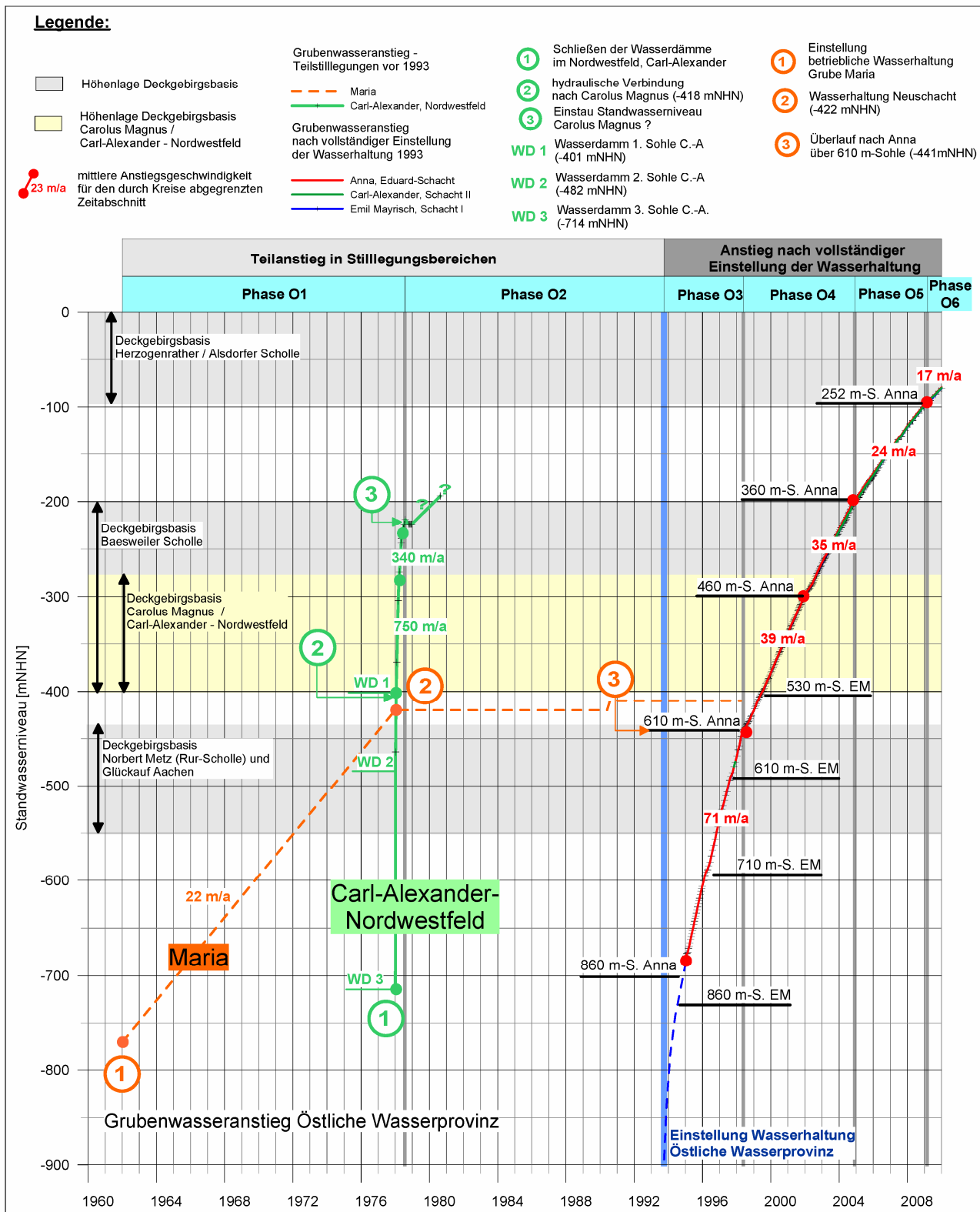


Abb. 7.4: Übersicht über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz

- Carl-Alexander-Nordwestfeld / Carolus Magnus

1978 wurden die Wasserzutritte aus dem Feld Carolus Magnus sowie dem Nordwestfeld der Grube Carl-Alexander durch Setzen von drei Wasserdämmen auf den Verbindungsstrecken zum Schacht im Niveau der 1., 2. und 3. Sohle abgedämmt. Den Verlauf der Druckentwick-

lung hinter dem Wasserdamm auf der 3. Sohle (-714 mNHN) zeigt Abb. 7.4. Nach Schließen der Wasserdämme am 01.01.1978 stieg das Druckniveau sehr schnell innerhalb weniger Tage bis auf das Niveau der 2. Sohle an (-482 mNHN am 07.01.1978, Anstiegsgeschwindigkeit 42 m/d). Danach nahm die Anstiegsgeschwindigkeit deutlich ab. Nach insgesamt drei Wochen war das Niveau der 1. Sohle (-404 mNHN; Anstiegsgeschwindigkeit 4,6 m/d) erreicht und damit auch das Niveau der Übertrittsstellen zum Feld Carolus Magnus (-418 mNHN) eingestaut. Mit dem Überstau der 1. Sohle ging die Anstiegsgeschwindigkeit auf einen immer noch sehr großen Betrag von 750 m/a (rd. 2 m/d) zurück; nach der vollständigen Flutung der Grubenbaue im März 1978 sank die Anstiegsgeschwindigkeit dann sukzessive weiter ab (rd. 340 m/a bis 05.1978, anschließend 100 m/a bis 07.1978). Mit Erreichen eines Anstiegsniveaus von -224 mNHN im Juli 1978 stagnierte das Standwasserniveau dann (Phase O2); bis Ende 1978 wurde ein konstantes Standwasserniveau bei -224 mNHN beobachtet. Eine einzelne Folgemessung aus 08.1980 weist ein Standwasserniveau von -194 mNHN aus; danach wurden die Streckenzugänge zu den Wasserdämmen abgeworfen.

Der Wasserzulauf im Stilllegungsbereich Feld Carolus Magnus / Carl-Alexander, Nordwestfeld kann mit rd. 2,6 m³/min abgeschätzt werden. Nach Schließen der Wasserdämme reduzierten sich die Wasserzutritte zur Wasserhaltung Carl-Alexander um einen entsprechenden Betrag von rd. 4,6 auf 2,0 m³/min (KRAHN, 1989). Die Umläufigkeiten im Bereich des Wasserdämme wurden durch den Betrieb in 08.1980 zu rd. 0,5 m³/min ermittelt.

Die schnelle Flutung des Nordwestfeldes Carl-Alexander und die Stagnation des Standwasserniveaus bei -224 mNHN weist darauf hin, dass die Grubenbaue von Carolus Magnus schon vor dem Schließen der Wasserdämme weitgehend geflutet waren und sich auch in dem basalen, Grundwasser führenden Deckgebirgshorizont (Tertiäre Einheit T1, s. Abb. 6.4) bereits ein entsprechendes Druckniveau aufgebaut hatte. Nach der Flutung des Nordwestfeldes musste es zu einer Anpassung des hydraulischen Gleichgewichtes kommen, mit einem entsprechenden leichten Anstieg der Druckhöhen gegenüber dem Zustand vor der Flutung des Nordwestfeldes, auch im basalen Deckgebirge; darauf deuten die Druckhöhenmessungen an den Wasserdämmen aus 08.1980 hin. Allerdings wurde der Anstieg hier weiterhin begrenzt durch die hydraulischen Wechselwirkungen zwischen den Stilllegungsbereichen und den weiterhin entwässerten Betriebsbereichen im östlichen Teil der Grube Carl-Alexander.

Aufgrund der Umläufigkeiten an den Wasserdämmen und der hydraulischen Verbindung über die Tertiäre Einheit T1 im Niveau der Deckgebirgsbasis ist davon auszugehen, dass sich ein neues hydraulisches Gleichgewicht mit einem konstanten Standwasserniveau nur wenig oberhalb des „alten“ Standwasserniveaus (-224 mNHN), wahrscheinlich zwischen rd. -150 und -190 mNHN eingestellt hat.

7.2.2 Anstieg nach Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung Mitte 1993 in der gesamten Östlichen Wasserprovinz (Phase O3 bis O6)

Zum Zeitpunkt der vollständigen Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung Mitte 1993 lag in den hydraulisch bis zuletzt an die betriebliche Wasserhaltung angeschlossenen Stilllegungsbereichen ein Standwasserniveau von rd. -420 mNHN vor, während im Teilstilllegungsbereich Carolus Magnus / Carl-Alexander, Nordwestfeld, die Grubenbaue vollständig geflutet waren und ein Druckniveau oberhalb -194 mNHN (wahrscheinlich zwischen etwa -150 und -190 mNHN; vgl. Abb. 4.4) anzunehmen ist.

Der Anstiegsverlauf wurde nach dem Überstau der 860 m-Sohle Anna messtechnisch erfasst. In der ersten Anstiegsphase nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung (Phase O3, Abb. 7.4) stieg das Standwasserniveau im Hauptbassin Anna/Emil-Mayrisch (vgl. Abb. 4.4) bis zum Erreichen der Standwasserniveaus in den älteren Stilllegungsbereichen im Niveau der 610 m-Sohle, Anna, mit einer weitgehend konstanten Geschwindigkeit von rd. 71 m/a an. In dieser Phase wurden die im östlichen Randbereich des Reviers, auf der Rur-Scholle gelegenen Grubenbaue im Feld Norbert Metz bereits vollständig geflutet und die Deckgebirgsbasis eingestaut (vgl. Abb. 7.3).

Mit dem Überstau der 610 m-Sohle Anna wurden in der Phase O4 auch die älteren Stilllegungsbereiche in den Grubenwasseranstieg einbezogen. Die deutliche Vergrößerung des zu flutenden Hohlraumvolumens macht sich in der Phase O4 in einer erheblichen Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit auf rd. 50 % des Wertes der Phase O3 bemerkbar. Im Anstiegsniveau zwischen der 610 m-Sohle, Anna, und der 460 m-Sohle, Anna, stellte sich eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 39 m/a ein. In dem sich anschließenden Anstiegsniveau zwischen der 460 m-Sohle, Anna, und der 360 m-Sohle, Anna, reduzierte sich die Anstiegsgeschwindigkeit leicht auf rd. 35 m/a. Die Veränderung der Anstiegsgeschwindigkeiten in der Phase O4 ist offensichtlich geprägt durch unterschiedliche Hohlraumvolumina in den Abbau-niveaus unterhalb und oberhalb der 460 m-Sohle, Anna. Darüber hinaus ist in dieser Phase im Zusammenhang mit dem sukzessiven Einstau des Deckgebirgsniveaus auf der Baesweiler Scholle auch mit einer entsprechenden Abnahme der Wasserzuläufe aus den basalen, Grundwasser führenden Deckgebirgsschichten (Tertiäre Einheit T1) im nördlichen Teil der Baesweiler Scholle (Carl-Alexander) zu rechnen (vgl. Abb. 6.4).

Mit dem Überstau der 360 m-Sohle, Anna, ist eine weitere deutliche Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit zu beobachten. Im Anstiegsniveau zwischen der 360 m-Sohle, Anna, und der 252 m-Sohle, Anna, stellte sich in der Phase O5 eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 24 m/a ein. In dieser Phase sind die Grubenbaue auf der Baesweiler Scholle vollständig geflutet; nur im Bereich der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle erfolgt der Anstieg weiterhin im Abbauniveau (vgl. Abb. 3.5). Während also die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge auf der Baesweiler Scholle weiter abnehmen, bleiben diese auf der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle in dieser Phase noch unverändert. Dies ändert sich mit dem Überstau der 252 m-Sohle, Anna, in der Phase O6. Diese Phase ist gekennzeichnet durch den Beginn des Deckgebirgseinstaus auch im westlichsten Teil der Östlichen Wasserprovinz. Die Anstiegsgeschwin-

digkeit geht nochmals deutlich auf rd. 17 m/a zurück. Im weiteren Anstiegsverlauf und dem damit verbundenen sukzessiven Einstau des Deckgebirges ist mit einer deutlichen Abnahme der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge und damit auch mit einer deutlichen weiteren Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit zu rechnen.

Der Anstiegsverlauf der Östlichen Wasserprovinz nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung Mitte 1993 ist insgesamt gekennzeichnet durch einen flächenhaften Anstieg auf einem einheitlichen Niveau, was eine gute hydraulische Verbindung der Gruben untereinander belegt. Das Standwasser liegt im gesamten Anstiegsverlauf in den drei Beobachtungsschächten der Östlichen Wasserprovinz praktisch auf einem Niveau. Die signifikanten Änderungen im Anstiegsverlauf (Phase O4 bis Phase O6) sind im Wesentlichen verbunden mit dem Einstau der einzelnen Sohlenniveaus der Grube Anna. Der Einstau der Sohlenniveaus der Gruben Emil Mayrisch und Carl-Alexander führte dagegen jeweils nur zu einer geringfügigen zwischenzeitlichen Verlangsamung der Anstiegsgeschwindigkeit, die bei der Darstellung des Anstiegsverlaufs in Abb. 7.4 nicht mehr erkennbar ist. Die Hauptsohlen der Gruben Emil Mayrisch und Carl-Alexander wurden darüber hinaus bereits in der Anfangsphase des Anstiegs nach vollständiger Einstellung der Wasserhaltung geflutet (in Phase O3 bzw. zu Beginn der Phase O4).

Ein weiterer Faktor, der den Anstiegsverlauf bestimmt, sind die unterschiedlichen Zulaufverhältnisse in den zentralen Gruben Anna und Emil Mayrisch. Der Wasserhaltungsbereich der Grube Anna ist mit den zahlreichen, über die verschiedenen Sohlen angeschlossenen älteren Stilllegungsbereichen insgesamt wesentlich komplexer aufgebaut. Die Zuläufe der Wasserhaltung Emil Mayrisch waren auf die unteren beiden, tiefen Sohlen (710 m-Sohle, 860 m-Sohle; s. Abb. 5.7) konzentriert; hier ist mit dem Anstieg aufgrund des Druckaufbaus mit einem sukzessiven kontinuierlichen Rückgang der Tiefenwasserzutritte zu rechnen. Der Wasserhaltung Anna treten dagegen auch über die höheren Sohlen noch signifikante Wasserzutritte aus den älteren Stilllegungsbereichen zu (z.B. über die 360 m-Sohle; s. Abb. 5.6). Der Einstau solcher stärkerer Wasserzuläufe führt zwangsläufig, wie beim Übergang von Phase O3 zu Phase O4, zu einer signifikanten, sprunghaften Änderung des Anstiegsverlaufs. Dies zeigt sich insbesondere mit dem Einstau der aus dem Feld Gemeinschaft über die 360 m-Sohle, Anna, zutretenden Grubenwässer im Übergang von Phase O4 zu Phase O5.

Eine Beeinflussung des Grubenwasseranstiegs durch Wasserübertritte aus der Westlichen Wasserprovinz über die in Abb. 4.2 dargestellten Annäherungsstellen war anhand des Anstiegsverlaufs nicht erkennbar. Es kann daher davon ausgegangen werden, dass trotz des einseitigen Überstaus der Annäherungsstellen von Westen her um bis zu rd. 23 bar keine signifikanten Übertritte erfolgten.

8 Diskussion der Anstiegsgeschwindigkeiten

Die Darstellung der Anstiegsverläufe des Grubenwassers in den vorausgehenden Kapiteln zeigt, dass die Geschwindigkeit des Grubenwasseranstiegs einerseits vom Wasserzulauf und den Hohlraumvolumina der einzelnen Gruben, andererseits auch vom Einstau des Deckgebirges abhängt. Diese Vorgänge werden überlagert durch die Entwicklung der hydraulischen Verbindungen der Gruben untereinander und den sich daraus entwickelnden Strömungssystemen. Auf der Grundlage der in Anh. C dargelegten Detailanalyse des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz sowie den in Kap. 7.2 aufgezeigten Randbedingungen des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz lassen sich für die einzelnen Anstiegsphasen charakteristische Anstiegsgeschwindigkeiten ableiten.

8.1 Westliche Wasserprovinz

Für die Westliche Wasserprovinz lassen sich unter Berücksichtigung der in Anh. C beschriebenen Detailabläufe im Rahmen des Grubenwasseranstiegs generell folgende drei Hauptanstiegsphasen erkennen:

1. Anfangsphase: In der ersten Anstiegsphase, in der die Unterwerksbaue und die tiefsten Sohlen geflutet werden, treten in einzelnen Bassins sehr hohe Anstiegsgeschwindigkeiten von umgerechnet z.T. mehreren 100 Metern pro Jahr auf. Dies ist einerseits bedingt durch den vielfach geringeren Durchbauungsgrad und entsprechend geringere Hohlraumvolumina in den tieferen Sohlen sowie andererseits durch die in der Anfangsphase noch erhöhten Zuläufe an Tiefenwässern, die mit steigendem Standwasserniveau sukzessive zurückgedrängt werden. Entsprechende Verhältnisse zeigen sich anhand der vorliegenden Daten für den Bereich der Grube Maurits (Phase W1 (-800 bis -730 mNHN) - 330 m/a, Abb. C.1) sowie extrem auf Gouley-Laurweg (bis 1.800 m/a unterhalb der 650 m-Sohle (-465 mNHN); s. Abb. C.4). Im Von-Goerschen-Schacht ist der extrem schnelle Anstieg im Schacht selbst zu Beginn auch auf die Abmauerung der Sohlansschläge in der 850 m-Sohle zurückzuführen.

2. Einstau der Hauptabbausohlen: Im Rahmen der Flutung der Hauptabbausohlen betragen die Anstiegsgeschwindigkeiten im Allgemeinen relativ einheitlich zwischen rd. 30 und 50 m/a. Dies zeigt sich im Nördlichen Hauptbassin für die eigenständigen Teilanstiege (Phase W1) in den Bassins Emma-Nord (47 m/a; -600 bis -440 mNHN) und Emma-Mitte (41 m/a; -600 bis -480 mNHN) bis zum Überlauf nach Emma-Süd sowie auch für den gemeinsamen Anstieg des Nördlichen Hauptbassins bis zum Erreichen des Deckgebirgsniveaus (30 m/a, Abb. C.1). Im Mittleren Hauptbassin stellt sich nach Einstellung eines einheitlichen Standwasserniveaus in den zentralen Bassins Laura, Wilhelmina und Willem-Sophia (nördlich der Willem-Störung) oberhalb der 506 m-Sohle, Wilhelmina (-348 mNHN), eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 33 m/a ein. (Abb. C.2). Nach Einbeziehung der Grube Oranje Nassau II in den gemeinsamen Anstieg ab Mitte 1974 bleibt die Anstiegsge-

schwindigkeit bis zum Übertritt in das Südliche Hauptbassin mit 38 m/a in der gleichen Größenordnung.

Besondere Verhältnisse zeigen sich in den durch geringe Deckgebirgsmächtigkeit und starke Wasserzutritte aus dem Deckgebirge gekennzeichneten Bereichen des Südlichen Hauptbassins. Hier taten im Anstiegsverlauf insgesamt deutlich höhere Anstiegsgeschwindigkeiten auf. Für die eigenständigen Teilanstiege in der Phase W1 ergeben sich im Niveau oberhalb der 650 m-Sohle Gouley-Laurweg für den Teufenbereich -465 mNHN bis etwa -214 mNHN in Gouley-Laurweg und Domaniale mittlere Anstiegsgeschwindigkeiten zwischen 133 und 180 m/a. Dies entspricht etwa dem vier- bis fünffachen der charakteristischen mittleren Anstiegsgeschwindigkeit für die unter Punkt 2 beschriebenen „Normalbereiche“ mit größerer Deckgebirgsüberlagerung und geringeren Wasserzutritten aus dem Deckgebirge. Die Wasserzuläufe des Südlichen Hauptbassins sind mit einem flächenbezogenen Betrag von im Mittel rd. 11 l/(s*km²) etwa um den Faktor 2 höher als der Mittlere Wasserzulauf in den „Normalbereichen“ (rd. 6,0 l/(s*km²); vgl. Tab. 5.1).

Eine weitere Besonderheit bilden die Bereiche mit verstärkten Thermalwasserzutritten, wie es insbesondere aus dem Bassin 6a - Oranje Nassau I-Südfeld, bekannt sind. Hier ist aufgrund der starken Tiefenwasserzuläufe, die hier auch in vergleichsweise geringen Teufen von 250 m im Grubengebäude zutreten (vgl. Kap. 6.1.5), auch mit einer erheblich größeren Anstiegsgeschwindigkeit zu rechnen (vgl. Kap. C.1.2).

3. Einstau der Deckgebirgsbasis: Mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis gehen die Anstiegsgeschwindigkeiten sehr stark zurück und stellen sich auf Beträge unter 10 m/a ein. Dies zeigt sich im einzelnen im Bereich der Grube Julia (Bassin 7), wo sich mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis in der Phase W4 zunächst eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von 26 m/a einstellte (Abb. C.5), die dann in der Phase W5 mit dem sukzessiven Zurückdrängen der Deckgebirgswasserzuläufe aufgrund des entsprechenden Druckaufbaus im Steinkohlengebirge innerhalb eines Jahres (1995) auf Beträge unter 10 m/a absank (Abb. C.6).

Für das Nördliche Hauptbassin deutet sich eine vergleichbare Entwicklung in der zweiten Hälfte der Phase W2 ab etwa Mitte 1982 an, wo die Anstiegsgeschwindigkeit im Zuge des Einstaus der Deckgebirgsbasis sukzessive zurück ging, bevor dann der Übertritt der Grubenwässer in das Mittlere Hauptbassin erfolgte (Anl. 7, vgl. Abb. C.1).

In der gesamten Westlichen Wasserprovinz zeigt sich eine deutliche Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeiten mit dem Überstau des Standwasserniveaus in der Nördlichen Wasserprovinz und der damit verbundenen Einbeziehung eines Bereiches in den Grubenwasseranstieg, in dem das Deckgebirge bereits weiträumig eingestaut war (vgl. Abb. 7.3). Damit sinkt die Anstiegsgeschwindigkeit in der Phase W5a in 1996 bereits auf im Mittel 11 m/a; im Bassin Gouley-Laurweg bleibt die Anstiegsgeschwindigkeit aufgrund des deutlich stärkeren Wasserzulaufs und der begrenzten hydraulischen Leistung der Verbindung nach Domaniale mit 18 m/a noch deutlich größer. Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs sinkt die Anstiegsgeschwindigkeit aber in der gesamten Westlichen Wasserprovinz in der Phase W5 auf unter 10 m/a (Abb. C.6).

Der Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeiten in der Phase W5 ist einerseits bedingt durch die Erweiterung des einzustauenden Hohlraumvolumens auf die Bereiche der Gruben Oranje Nassau I, Oranje Nassau III, Oranje Nassau IV und Hendrik im Nördlichen Hauptbassin (vgl. Abb. 7.3). Der zusätzliche Flächenanteil an noch nicht gefluteten Grubenbauen ist aber vergleichsweise gering und kann nicht allein die massive Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeiten erklären. Als weitere wesentliche Ursache für den Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit ist auch hier das Zurückdrängen der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge im Zuge des weiteren Einstaus der Deckgebirgsbasis anzusehen.

Mit dem Anstieg des Standwasserniveaus in den bereits vollständig gefluteten Gruben des Nördlichen Hauptbassins baut sich ein hydraulischer Gegendruck zu den Grundwasservorkommen im Deckgebirge auf. Die Deckgebirgswässer können nicht mehr einfach in die Grubenbaue „abtropfen“. Vielmehr führt die Flutung der Grubenbaue und der Aufbau eines entsprechenden Druckniveaus im Steinkohleengebirge zu einer Reduzierung des hydraulischen Gradienten für die aus dem Deckgebirge zusickernden Wässer. Die Reduzierung der Wasserzutritte in das Grubengebäude bewirkt ein entsprechend größeres Grundwasserdargebot im Deckgebirge. Dies hat einen weiträumigen Anstieg der Druckhöhen in den bereichsweise durch den Steinkohlenbergbau entwässerten, basalen Deckgebirgshorizonten zur Folge (vgl. Kap. 15). Diese Mechanismen laufen grundsätzlich überall dort ab, wo es im Zuge des Grubenwasseranstiegs zu einem Einstau des Deckgebirges in Bereichen kommt, in denen signifikante Wasserzutritte aus dem Deckgebirge erfolgten.

Neben diesen Hauptphasen des Grubenwasseranstiegs gibt es in Abhängigkeit von den speziellen lokalen Verhältnissen und der Entwicklung der Wasserzuläufe zwischen den Gruben Zwischenformen. So treten dort, wo die Flutung eines Bassins durch zusätzliche Übertritte aus benachbarten, bereits gefluteten Bassins beeinflusst werden, entsprechend erhöhte Anstiegsgeschwindigkeiten auf. Sehr unterschiedliche Anstiegsverläufe zeigen sich so aufgrund von Zuläufen aus benachbarten Gruben in der Grube Emma-Süd (Phase W1 - 200 m/a, Abb. C.1), in der ersten Anstiegsphase der Grube Wilhelmina unterhalb der 506 m-Sohle (Phase W1 - bis 320 m/a, Abb. C.2) sowie der Grube Julia (Phase W1 - 80 m/a; Abb. C.2). In der Anstiegsphase W4 stellten sich im Mittleren Hauptbassin, im Vergleich zur der eigenständigen Entwicklung des Grubenwasseranstiegs in der Anstiegsphase W1 (Abb. C.2), aufgrund der starken Wasserzuläufe aus der Grube Gouley-Laurweg, erhöhte Anstiegsgeschwindigkeiten zwischen 42 und 64 m/a ein.

Besonders deutlich wird das hydraulische Wechselspiel zwischen Zu- und Abstrom zwischen Bassins mit unterschiedlichen Standwasserniveaus in der Phase W5b, wo es infolge einer Veränderung der hydraulischen Verbindungen zu einem verstärkten Zustrom zur Grube Julia und gleichzeitig zu einer signifikanten Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeiten in den übrigen Feldern der Westlichen Wasserprovinz kam (vgl. s. Kap. C.1.4). In der Grube Julia stieg die Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 4 m/a auf 7 m/a an. In den übrigen niederländischen Bassins sank die Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 9 m/a bis auf zwischenzeitlich 2 m/a ab (Abb. C.7). Im Feld Gouley-Laurweg stagnierte das Standwasserniveau in 2003 und 2004 auf einem Niveau um 20 mNHN.

8.2 Östliche Wasserprovinz

In der Östlichen Wasserprovinz war der Anstiegsverlauf insbesondere in den Phasen O3 bis O6 nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung in 1993 aufgrund des weitgehend einheitlichen Anstiegsverlaufs in den einzelnen Bassins vergleichsweise einfach strukturiert.

1. Anfangsphase: Daten über den Verlauf der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs im Niveau der Unterwerksbaue unterhalb der 860 m-Sohle liegen für die Östliche Wasserprovinz nicht vor. Nach Einstellung der Wasserhaltung in 1993 wurde im Dezember 1994 das Niveau der 860 m-Sohle, Anna, flächenhaft eingestaut (s. Abb. 7.4). Bezogen auf das tiefste Abbauniveau im Feld Norbert Metz (-1.200 mNHN) lässt sich für diesen Zeitraum eine für die Anfangsphase charakteristische, hohe mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 350 m/a abschätzen.
2. Einstau der Hauptabbausohlen: Der flächenhafte Einstau der Hauptabbausohlen der Östlichen Wasserprovinz erfolgte nach dem Überstau der bereits früher gefluteten Teilstilllegungsbereiche oberhalb der 610 m-Sohle, Anna, mit einer mittleren Geschwindigkeit von zunächst 39 m/a und schließlich 35 m/a (Phase O4, Abb. 7.4); bis zur vollständigen Flutung der Grubenbaue im östlichen Teil der Wasserprovinz (Baesweiler Scholle) blieb die Anstiegsgeschwindigkeit in dieser Größenordnung.

Abweichend von der großräumigen Betrachtung des Anstiegsverlaufs in der gesamten Östlichen Wasserprovinz, bei der lokale Unterschiede in den Zulaufverhältnissen in der Summe ausgeglichen werden, können in einzelnen Bassins in Abhängigkeit von den lokalen hydrogeologischen Verhältnissen abweichende Anstiegsgeschwindigkeiten auftreten. So lag im Feld Maria (Östliche Wasserprovinz) in der Phase O1 eine deutlich geringere, mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von 22 m/a vor (Abb. 7.4); die betriebszeitlichen Wasserzulaufe waren hier aufgrund der geringen Wasserzulaufe aus dem Deckgebirge mit umgerechnet rd. 5,1 l/(s*km²) (vgl. Tab. 5.2) auch entsprechend niedriger als die mittleren Zulaufe der Östlichen Wasserprovinz (6,3 l/(s*km²)).

3. Einstau der Deckgebirgsbasis: In der Östlichen Wasserprovinz sinkt die Anstiegsgeschwindigkeit erst mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis in der am höchsten gelegenen tektonischen Teilscholle (Herzogenrather und Alsdorfer Scholle; vgl. Abb. 3.5) und dem damit verbundenen Einsetzen der vollständigen Flutung der am höchsten gelegenen Grubenbaue der Provinz unter einen Betrag von 20 m/a ab (Phase O6 - 17 m/a, Abb. 7.4). Der vollständige Einstau der Deckgebirgsbasis in dem flächenmäßig vergleichbar großen Bereich der Baesweiler Scholle (Phase O4) macht sich zunächst nur in einer leichten Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 35 m/a auf rd. 24 m/a in Phase O5 bemerkbar. Dies deutet darauf hin, dass die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge im Bereich der Baesweiler Scholle im Vergleich zu den Bereichen der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle von untergeordneter Bedeutung waren. In der Östlichen Wasserprovinz wird es damit voraussichtlich erst mit dem vollständigen Einstau des Grubengebäudes auf der am höchsten gelegenen tektonischen Scholle, insbesondere auch des Feldes Gemeinschaft, zu einem Absinken der Anstiegsgeschwindigkeit unter Beträge von 10 m/a kommen.

Weitere Phasen des Grubenwasseranstiegs in der Östlichen Wasserprovinz sind geprägt durch wechselseitige Zuläufe aus bereits gefluteten Bassins. So traten bei der Flutung des Nordwestfeldes, Carl-Alexander, mit den Zuläufen aus Carolus Magnus Anstiegsgeschwindigkeiten von umgerechnet bis zu 750 m/a auf (Phase O1). In der ersten Anstiegsphase des Hauptbassins Anna/Emil Mayrisch, in der zusätzlich Wasserzuläufe aus den älteren Stilllegungsbereichen um die Grube Anna erfolgten, wurden vergleichsweise erhöhte Anstiegsgeschwindigkeiten von umgerechnet 70 m/a beobachtet (Phase O3; vgl. Abb. 7.4). Demgegenüber ist die Anstiegsgeschwindigkeit im Bereich der Grube Gemeinschaft (Östliche Wasserprovinz) trotz des großen lokalen Wasserzulaufs (betriebszeitlicher, flächenbezogener Wasserzulauf: $16,7 \text{ l/(s*km}^2\text{)}$; s. Tab. 5.1) vergleichsweise langsam, da hier der Anstieg nicht isoliert, sondern zusammen mit den übrigen Gruben der Östlichen Wasserprovinz erfolgt, die durch einen deutlich geringeren Wasserzulauf gekennzeichnet sind.

8.3 Vergleichende Bewertung der Anstiegsverläufe

Die gute Übereinstimmung der Anstiegsgeschwindigkeiten in den Hauptabbauniveaus zwischen Teilbereichen der Westlichen Wasserprovinz und der Östlichen Wasserprovinz wird im Wesentlichen geprägt durch die, großräumig betrachtet, im Mittel vergleichbaren betriebszeitlichen Wasserzuläufe von rd. 6,2 bzw. 6,3 $\text{l/(s*km}^2\text{)}$ (s. Kap. 5) sowie auch durch die vergleichbare Zulaufcharakteristik (hinsichtlich der Wechselwirkung Deckgebirgswasserzuläufe / Tiefenwasserzuläufe). Diese großräumige Betrachtung weist damit zugleich auch auf eine im Mittel vergleichbare Größenordnung der Hohlraumvolumina in den Hauptabbauniveaus der beiden Hauptwasserprovinzen hin (vgl. Kap. 11), die auf die Ähnlichkeit der Lagerstättenverhältnisse zurückzuführen ist. Die hydraulischen Verbindungen innerhalb der Hauptwasserprovinzen bewirken einen weiträumigen Ausgleich der unterschiedlichen Zulaufcharakteristika in den einzelnen Bassins. Während in den Gruben mit vergleichbar geringen Wasserzulaufmengen der Anstieg durch externe Zuläufe vergleichsweise schneller erfolgt, verläuft der Anstieg in den durch starke Wasserzuläufe aus dem Deckgebirge geprägten Gruben aufgrund der Wasserabläufe in die hydraulisch angeschlossenen Bassins mit geringerem Zulauf deutlich langsamer.

Der sich daraus im Mittel für beide Hauptwasserprovinzen ergebende ähnliche Anstiegsverlauf wird besonders deutlich durch die vergleichende Betrachtung zwischen dem weitgehend kontinuierlichen Anstiegsverlauf der Östlichen Wasserprovinz und einer für die gesamte Westliche Wasserprovinz um die Pumpphasen bereinigten mittleren Anstiegskurve (Abb. 8.1). Bei der Konstruktion dieser „bereinigten“ Anstiegskurve für die Westliche Wasserprovinz wurden die oben beschriebenen charakteristischen Anstiegsphasen („Anfangsphase“, „Einstau der Hauptabbausohlen“, „Einstau der Deckgebirgsbasis“) mit ihren charakteristischen Anstiegsgeschwindigkeiten zugrunde gelegt. Diese Anstiegsverläufe kennzeichnen damit in gewisser Weise ein komplex aufgebautes Steinkohlenrevier, in dessen Bereich lokal sehr starke Wasserzutritte aus dem Deckgebirge erfolgen.

Gleichermaßen wurde eine von Pumpversuchsphasen und den Überläufen in die nördlichen Bassins bereinigte Anstiegskurve für das Feld Gouley-Laurweg konstruiert (Abb. 8.1). Der insgesamt sehr schnelle Anstiegsverlauf, auch in den oberflächennahen Hauptabbaubereichen, ist kennzeichnend für ein Bassin, in dem flächenhaft große Zutritte von Oberflächenwasser bzw. Wasserzutritten aus dem Deckgebirge erfolgen. Die Flutung der Grube Gouley-Laurweg, wäre danach, isoliert betrachtet, in einem Zeitraum < 10 Jahren erfolgt. Bei nur geringen oder fehlenden Wasserzutritten aus dem Deckgebirge ist mit einem deutlich langsameren Anstiegsverlauf zu rechnen. Andeutungsweise zeigt dies die Grube Maria, wo sich eine geringere Anstiegsgeschwindigkeit von 22 m/a ergibt (vgl. Abb. 7.4 und Abb. 8.1).

Diese in Abb. 8.1 dargestellte grobe Klassifizierung der Anstiegsverläufe nach der Charakteristik der Wasserzuläufe in drei „Anstiegsklassen“ lässt sich anhand ausgewählter Anstiegsverläufe aus anderen Steinkohlenrevieren Nordrhein-Westfalens grundsätzlich verifizieren (Abb. 8.1). So kennzeichnen die Anstiegsverläufe der im südlichen Ruhrrevier gelegenen Zeche Hamburg in Witten (nach REUTHER, 1993; vgl. Abb. 2.1) sowie des Westfeldes im Ibbenbürener Revier (GOERKE-MALLET, 2000; vgl. Abb. 2.1) zwei Bassins ohne signifikante Deckgebirgsüberlagerung mit starken Oberflächenwasserzuflüssen. Auch der Grubenwasseranstieg im Erkelenzer Revier (HEITFELD et al., 2004; vgl. Abb. 2.1) ist, bei Deckgebirgsmächtigkeiten > 100 m gekennzeichnet durch starke Wasserzuläufe aus dem unmittelbar dem Karbon auflagerndem, stark Grundwasser führenden basalen Deckgebirge, was einen vergleichsweise schnellen Grubenwasseranstieg bewirkt.

Demgegenüber kennzeichnet der Grubenwasseranstieg der im südöstlichen Ruhrrevier gelegenen Grube Königsborn (Quelle: Bezirksregierung Arnsberg) ein Bassin in dem signifikante hydraulische Wechselwirkungen mit dem überlagernden Deckgebirge (hier Oberkreide: klüftige Grundwasser führende Plänerkalke des Turon über geringmächtigen Mergeln des Cenoman) auftreten und Wasserzutritte aus einem mäßig durchlässigen Kluftaquifer erfolgen. Die Anstiegsverläufe der Grube Niederberg am Niederrhein sowie der Grube Westfalen am Ostrand des Ruhrreviers (Quelle: Bezirksregierung Arnsberg) zeigen einen Grubenwasseranstieg, der, ähnlich wie bei der Grube Maria im Aachener Revier, stark durch die Tiefenwasserzutritte geprägt ist. Wasserzuläufe aus dem Deckgebirge fehlen hier weitgehend bzw. treten nur untergeordnet auf. Aufgrund der insgesamt geringen Wasserzutritte dauert der Grubenwasseranstieg hier weitaus länger. Dies lässt auch darauf schließen, dass hier signifikante Einwirkungen auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Deckgebirge nicht zu erwarten sind.

Anhand der graphischen Darstellung in Abb. 8.1 lässt sich ein Grubenwasseranstiegsverlauf in einer Steinkohlengrube Nordrhein-Westfalens grob nach der Zulaufcharakteristik des Anstiegsbereiches klassifizieren und gibt so auch bereits erste Hinweise auf mögliche Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge.

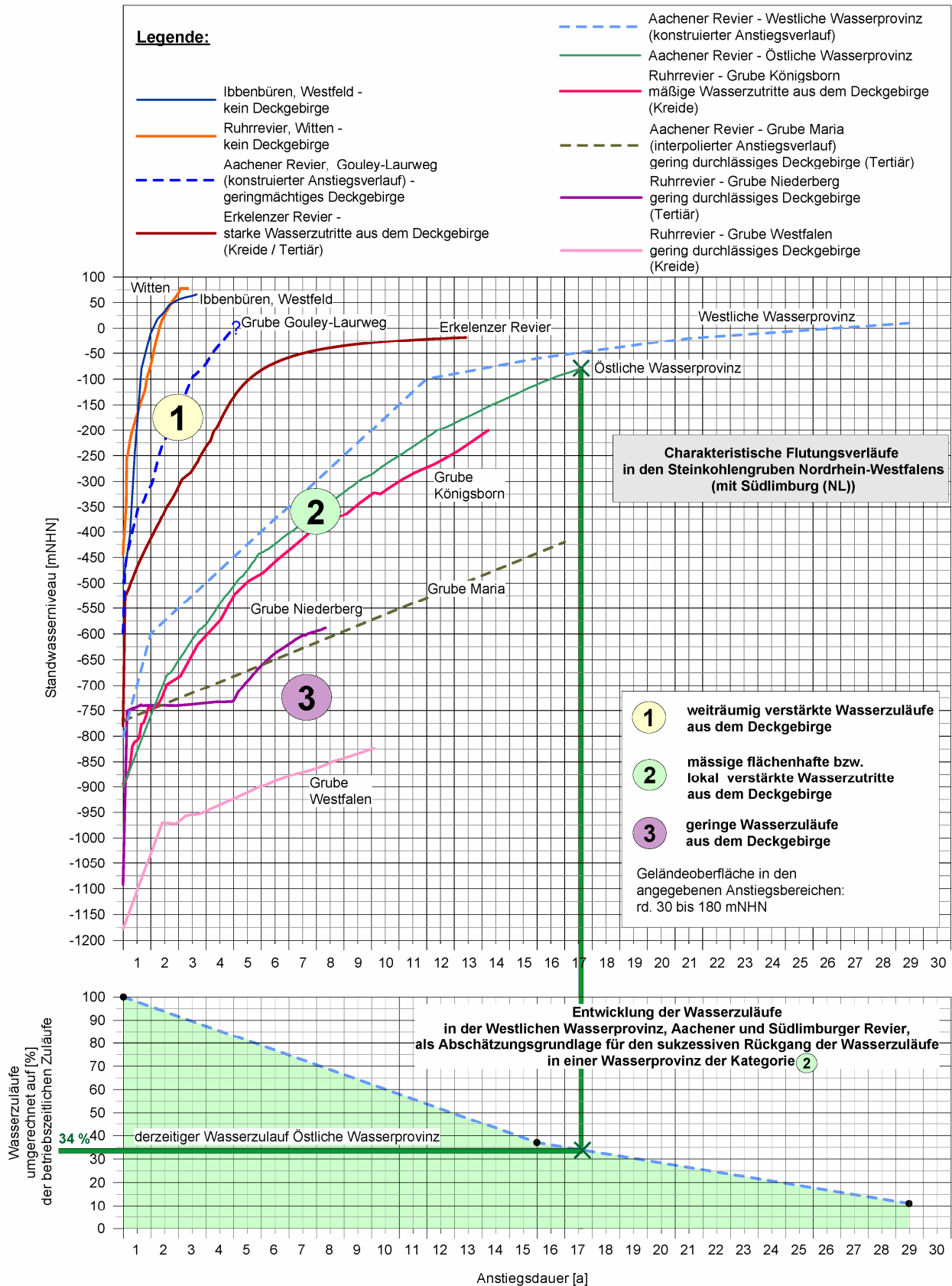


Abb. 8.1: Klassifizierung der Flutungsverläufe im Aachener und Südlimburger Revier nach dem Einfluss von Wasserzuläufen aus dem Deckgebirge mit weiteren charakteristischen Flutungsverläufen aus Steinkohlenrevieren in NRW zum Vergleich

9 Entwicklung der Zulaufmengen beim Grubenwasseranstieg

9.1 Westliche Wasserprovinz

Die Entwicklung der Zulaufmengen in den einzelnen Bassins der Westlichen Wasserprovinz im Rahmen der Teilstilllegung lässt sich anhand der Fördermengen im Schacht Beerenbosch II, Domaniale, und dem Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg, im Zeitraum 1975 bis 1993 (Phase W1 bis W3) sowie der nach vollständiger Einstellung der Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuche (Phase W5) ableiten. Einen differenzierten Überblick über die zeitliche und räumliche Entwicklung der Zulaufmengen mit den wesentlichen hydraulischen Verbindungen zwischen den einzelnen Bassins der Westlichen Wasserprovinz gibt Abb. 9.1.

9.1.1 Wasserzuläufe im Rahmen der Schutzwasserhaltung – Phasen W1 bis W3

In der Betriebsphase der Gruben betrug der Wasserzulauf der Westlichen Wasserprovinz insgesamt rd. 54 m³/min (ohne Maurits und Hendrik-NE). Die Entwicklung der Zulaufmengen zwischen 1974 und 1993 ergibt sich aus der Auswertung der Fördermengen im Schacht Beerenbosch II und Von-Goerschen-Schacht (Abb. 9.2). Dabei sind auch die Wechselwirkungen zwischen diesen beiden Wasserhaltungen zu berücksichtigen, die sich aus der hydraulischen Verbindung der beiden Bassins im Niveau von rd. -260 mNHN ergeben.

Auf der Grundlage einer detaillierten Auswertung der verschiedenen Betriebsphasen der Wasserhaltungen Beerenbosch II und Von-Goerschen-Schacht in den Phasen W1 und W2 ergibt sich die "hydraulische Leistungsfähigkeit" von Flöz Großmühlenbach unter Berücksichtigung unterschiedlicher Strömungsrichtungen und einem Schwankungsbereich der Wasserspiegeldifferenzen zwischen 0 und max. 80 m mit ca. 1 m³/min je 10 m Wasserspiegeldifferenz.

In der Phase W1 betrug die mittlere Fördermenge zwischen 1975 und 1978 in beiden Schächten insgesamt rd. 12,8 m³/min. Die dabei von Gouley-Laurweg nach Domaniale übertretende Wassermenge lässt sich aufgrund der Druckhöhendifferenz von rd. 40 m mit rd. 4 m³/min abschätzen. Es ergibt sich ein Zulauf in Domaniale von rd. 4,7 m³/min und in Gouley-Laurweg von 8,1 m³/min. Der vergleichsweise geringe Zulauf ist auf die niedrigen Jahresniederschläge zurückzuführen (vgl. Abb. 5.4).

Ab 02.1980 erhöhte sich die Druckdifferenz mit der Höherlegung des Wasserhaltungsniveaus in Gouley-Laurweg auf -167 mNHN auf rd. 50 m und damit auch die Übertrittsmenge nach Domaniale auf rd. 5 m³/min. Die Fördermenge im Von-Goerschen-Schacht nahm aufgrund der stärkeren Jahresniederschläge ab 1980 deutlich zu und stellte sich im Weiteren bis 1993 bei Beträgen zwischen rd. 5,0 und 7,0 m³/min (im Mittel rd. 6,1 m³/min) ein. In der Phase W2a traten die Grubenwässer aus dem Mittleren Hauptbassin (ohne Julia) über.

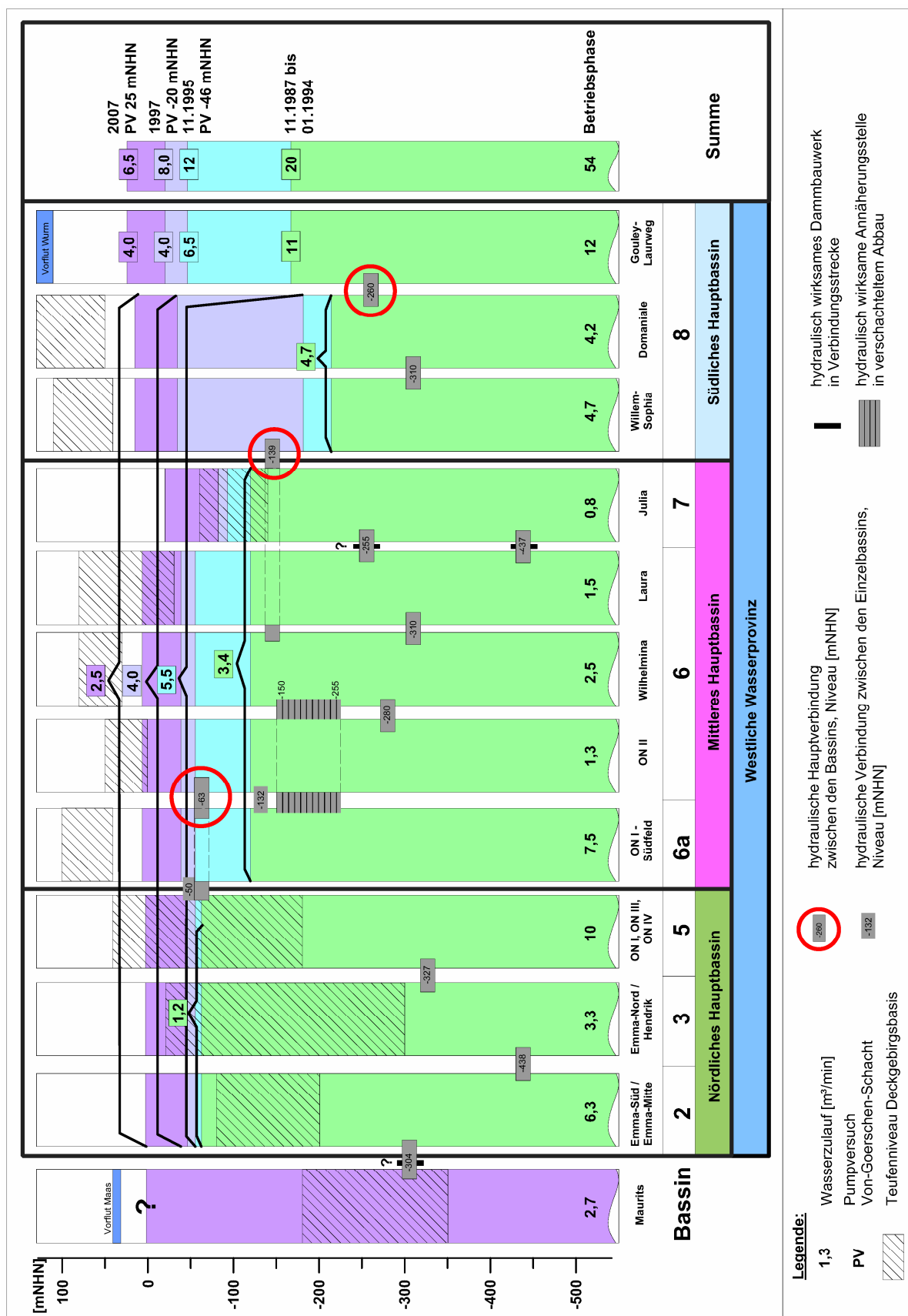


Abb. 9.1: Zeitliche und räumliche Entwicklung der Wasserzuläufe der Westlichen Wasserprovinz im Rahmen des Grubenwasseranstiegs

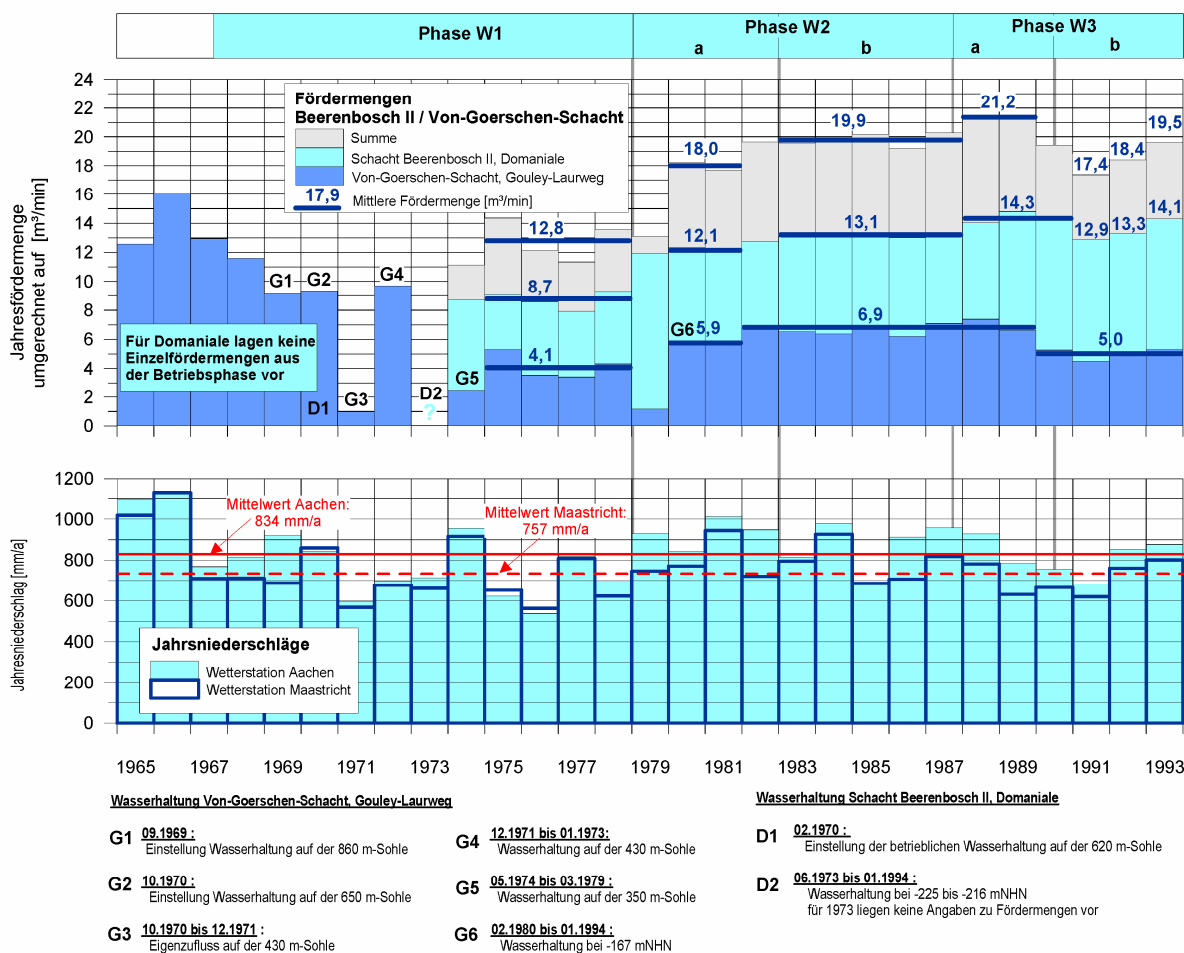


Abb. 9.2: Fördermengen im Schacht Beerenbosch II, Domaniale, und im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg, im Zeitraum 1965 bis 1993

Die Fördermenge im Schacht Beerenbosch II stieg in dieser Phase in den Jahren 1980/81 auf rd. 12,1 m³/min an; abzüglich des Zulaufs aus Gouley-Laurweg ergibt sich für Domaniale ein Zulauf von rd. 7,1 m³/min, rd. 2,4 m³/min höher als in der Phase W1. Erst mit Einstau des Standwasserniveaus des Mittleren Hauptbassins im Feld Julia traten dann in der Phase W2b die Grubenwässer des Mittleren Hauptbassins vollständig der Wasserhaltung Beerenbosch II zu. Die Fördermenge erhöht sich nochmals um rd. 1,0 m³/min. Damit ergibt sich ein Gesamtzufluss aus dem Mittleren Hauptbassin in Höhe von rd. 3,4 m³/min. In der Phase W3a erfolgt mit dem Übertritt der Grubenwässer aus dem Nördlichen Hauptbassin nochmals eine signifikante Zunahme der mittleren Fördermenge um rd. 1,2 m³/min. Ab 1991 treten auch in Domaniale aufgrund der zwischenzeitlich geringen Niederschläge leichte Schwankungen in den jährlichen Wasserzuflüssen auf.

Auf der Grundlage dieser Auswertung ergeben sich für den Zeitpunkt vor Einstellung der Wasserhaltung Anfang 1994 für die einzelnen Bassins die nachfolgend angegebenen mittleren Zuflüsse:

- Nördliches Hauptbassins 1,2 m³/min
- Mittleres Hauptbassin 3,4 m³/min
- Domaniale einschließlich Neu-Prick und Willem-Sophia 4,7 m³/min
- Gouley-Laurweg 11 m³/min

In der Veränderung der Wasserzuläufe gegenüber der Betriebsphase spiegeln sich die unterschiedlichen Zulaufverhältnisse der einzelnen Gruben sowie auch die erreichte Anstiegshöhe wieder. So hat sich in der durch einen geringen Tiefenwasseranteil gekennzeichneten Grube Gouley-Laurweg keine signifikante Veränderung der Zulaufmengen ergeben (vgl. Abb. 5.4). Dagegen traten im Bereich des Nördlichen Hauptbassins nur noch etwa 6 % der betriebszeitlichen Wasserzuläufe auf. Hier wurde in den Phasen W1 bis W3 das Deckgebirge bereits weitgehend eingestaut (s. Abb. 7.3), so dass davon auszugehen ist, dass hier auch die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge bereits deutlich zurückgegangen sind.

Im Mittleren Hauptbassin gingen die Wasserzuläufe auf rd. 25 % der betriebszeitlichen Menge zurück. Hier wurde das Deckgebirge noch nicht eingestaut, so dass noch mit einem höheren Anteil an Deckgebirgswässern zu rechnen ist. Der deutliche Rückgang der Wasserzuläufe ist hier auch auf das Zurückdrängen der starken Tiefenwasserzutritte in Oranje Nassau I-Südfeld, zurückzuführen. Allerdings treten auch in dieser Phase noch Thermalwasserzutritte aus dem Bereich der Grube Oranje Nassau I-Südfeld zu, was sich u.a im Chemismus des der Wasserhaltung Beerenbosch II zutretenden Grubenwassers widerspiegelt (vgl. Kap. 12.1).

Für den Bereich der Gruben Willem-Sophia und Domaniale ergibt sich eine deutlich geringere Reduzierung der Wasserzuläufe auf rd. 50 % der betriebszeitlichen Mengen, was auf den stärkeren Anteil an Wasserzutritten aus dem Deckgebirge zurückgeführt werden kann.

9.1.2 Wasserzuläufe im Rahmen der Pumpversuche im Von-Goerschen-Schacht – Phase W5

In der Phase W5 kehren sich die Strömungsverhältnisse nach der Einstellung der Wasserhaltungen und dem Anstieg der Standwasserniveaus im Südlichen Hauptbassin um. Für den weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs lässt sich die Entwicklung der Wasserzuläufe anhand der Pumpversuche im Von-Goerschen-Schacht abschätzen. Einen Überblick über die Entwicklung der Standwasserniveaus im Verlauf der Pumpversuchsphasen gibt Abb. 7.1. Details zur Entwicklung der Standwasserniveau und der Zulaufmengen im Rahmen der Pumpversuchsphasen sind Anh. C zu entnehmen.

Die Auswertung der Wasserzuläufe zur Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht in den einzelnen Pumpversuchsphasen bei -46 mNHN / -20 mNHN / 0 mNHN / 25 mNHN ergibt eine sukzessive Abnahme der Gesamtwasserzuläufe in der Westlichen Wasserprovinz von 12 m³/min bei -46 mNHN auf 6,5 m³/min bei 25 mNHN (s. Abb. 9.1). Die anteiligen Zuläufe im Grubenfeld Gouley-Laurweg gehen dabei von rd. 6,5 m³/min auf rd. 4,0 m³/min zurück. Dabei sind auch Zulaufschwankungen infolge unterschiedlicher Jahrsniederschläge zur berücksichtigen.

9.1.3 Charakteristika der Entwicklung der Zulaufmengen

Die zeitliche Entwicklung der Wasserzuläufe im Von-Goerschen-Schacht in Abb. 9.3 verdeutlicht, dass in dem durch Zuflüsse aus dem Deckgebirge geprägten Südlichen Hauptbassin, insbesondere im Feld Gouley-Laurweg, im Zuge des Grubenwasseranstiegs bis in ein Niveau von -167 mNHN zunächst keine signifikante Abnahme der Wasserzuläufe erfolgte. Erst mit dem Einstau der obersten Sohle mit Anschlag an den Von-Goerschen-Schacht, der 270 m-Sohle (-97 mNHN) ist ein signifikanter Rückgang der Wasserzuläufe erkennbar (Abb. 9.3). Über die 270 m-Sohle erfolgen auch die Hauptwasserzutritte aus den oberflächennahen Altbergbaubereichen. (vgl. Kap. B.2.1). Mit dem Überstau der 270 m-Sohle und dem Einstau der darüber folgenden 200 m-Sohle, einer weiteren Hauptabbau-sohle des Altbergbaus im 19. Jahrhundert, baut sich ein neues hydraulisches Gleichgewicht auf.

Im Anstiegsniveau zwischen -20 und 25 mNHN hat sich der Zulauf schließlich in einer Größenordnung von rd. 4 m³/min stabilisiert. Dies entspricht einer flächenbezogenen Zulauftrate für das Feld Gouley-Laurweg von rd. 4 l/(s*km²). Dieser Wert liegt in der Größenordnung des den Gruben aus dem Deckgebirge zusickernden Anteils an der Grundwasserneubildung für den Bereich Gouley-Laurweg. Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs bis zum Vorflutniveau ist daher im Feld Gouley-Laurweg nur noch mit einer geringfügigen weiteren Abnahme der Zulaufmengen zu rechnen.

Für den Bereich der Westlichen Wasserprovinz außerhalb des Feldes Gouley-Laurweg zeigt sich großräumig betrachtet eine deutlich stärkere, sukzessive Abnahme der Wasserzuläufe. Hier macht sich einerseits mit dem Anstieg des Standwasserniveaus im Steinkohlengebirge das Zurückdrängen der deutlich größeren Tiefenwasserzutritte (vor allem im Bassin 6a - Oranje Nassau I-Südfeld) bemerkbar. Andererseits kommt es im Nördlichen Hauptbassin mit dem sukzessiven Einstau der Deckgebirgsbasis und dem Aufbau einer entsprechenden Druckhöhe im Steinkohlengebirge zu einem sukzessiven Zurückdrängen der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge. Die Entwicklung der Wasserzuläufe weist hier anders als in Gouley-Laurweg keinen sprunghaften Verlauf auf, sondern ist gekennzeichnet durch eine kontinuierliche Abnahme.

Bis 1987 sanken die Wasserzuläufe der Westlichen Wasserprovinz außerhalb der Grube Gouley-Laurweg (sowie ohne Maurits und Hendrik-Nord) im Zuge des Grubenwasseranstiegs auf rd. 17 % der betriebszeitlichen Wasserzuläufe ab (rd. 9 m³/min). Dabei gingen im Nördlichen Hauptbassin die Wasserzuläufe mit dem Einstau des Deckgebirges bereits auf nur noch rd. 6 % der betriebszeitlichen Wasserzuläufe zurück. Im Mittleren Hauptbassin war der verbliebene Zulauf mit 25 % der betriebszeitlichen Wasserzuläufe noch größer, was vor allem auf den weiterhin noch bedeutsamen Zustrom von Tiefenwässern aus dem Bassin 6a - Oranje Nassau I-Südfeld zurückzuführen ist. Die Wasserzuläufe aus dem Deckgebirge sind hier vergleichsweise geringer, weil das Deckgebirge in der Betriebsphase weitflächig entwässert wurde (vgl. Kap. 6.2). Mit dem weiteren Anstieg ab 1994 bzw. im Nördlichen Hauptbassin ab 1995 sanken die Zulaufmengen in diesen Bereichen bis auf rd. 2 m³/min in 2007 ab; dies entspricht einer sehr geringen flächenbezogenen Zulauftrate von 0,3 l/(s*km²).

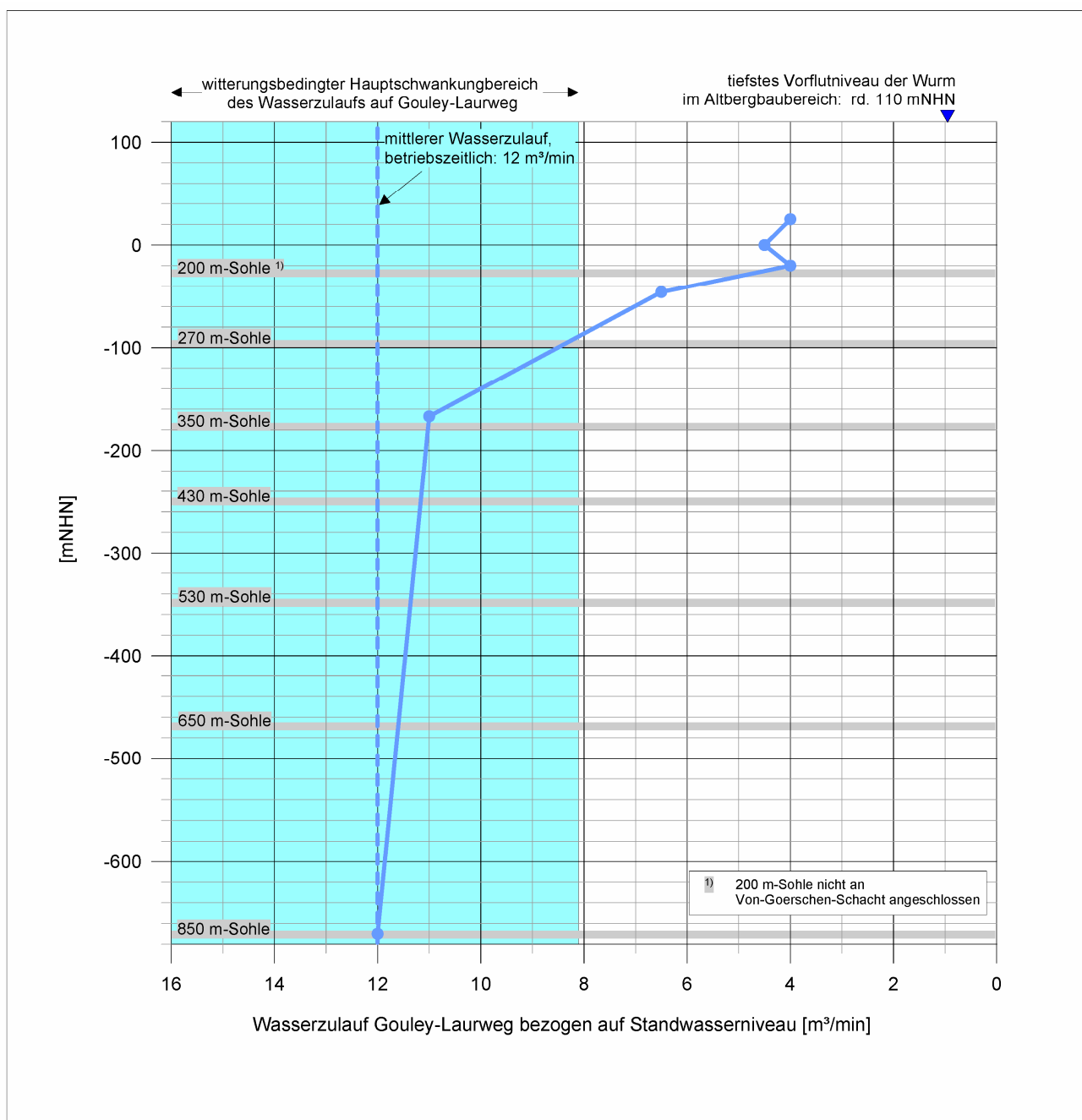


Abb. 9.3: Entwicklung der Wasserzuläufe im Grubenfeld Gouley-Laurweg in Abhängigkeit von der Höhe des Standwasserniveaus im Von-Goerschen-Schacht

Dabei ist zu beachten, dass das Druckniveau im Steinkohlengebirge im Verlauf der Phase W5b mit rd. 10 mNHN im nordwestlichen Teil des Reviers schon nahe an das Vorflutniveau der Maas (rd. 40 mNHN) heran reicht und damit hier keine signifikanten Wasserzutritte aus dem Deckgebirge mehr zu erwarten sind. Vielmehr sind in Abhängigkeit von den lokalen Druckverhältnissen zwischen dem basalen Deckgebirgsaquifer und dem Steinkohlengebirge lokal auch bereits Wasserübertritte aus dem Steinkohlengebirge in das Deckgebirge nicht auszuschließen (s. Kap. 15).

Deutlich wird die sukzessive Abnahme der Wasserzuläufe in der gesamten Westlichen Wasserprovinz anhand der um die Pumpphasen bereinigten mittleren Anstiegskurve (Abb. 8.1). Die entsprechende Entwicklung der Wasserzuläufe ist in Abb. 8.1 dargestellt anhand des verbleibenden, prozentualen Anteils an der Summe der ehemaligen betriebszeitlichen Wasserzuläufe. Für das Diagramm wurden die betriebszeitlichen Wasserzuläufe (100 %), die Wasserzuläufe bei Zusammenschluss der einzelnen Bassins zu einer einheitlichen Wasserprovinz (Anstiegsniveau -63 mNHN) sowie die aktuellen Wasserzuläufe zugrunde gelegt. Insgesamt ergibt sich eine grob lineare Abnahme der Zulaufmengen im Anstiegsverlauf, die geprägt ist durch einen sukzessiven Rückgang der Tiefenwasserzutritte in der Anfangsphase und nachfolgend mit dem Einstau des Deckgebirgsniveaus durch das sukzessive Zurückdrängen der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge. Der weitere Rückgang der Wasserzuläufe in der Westlichen Wasserprovinz wird asymptotisch einem Grenzwert zustreben, der im Wesentlichen durch die verbleibenden Zutritte aus den Deckgebirge im Bereich des südlichen Hauptbassins bestimmt sein wird.

Mit Erreichen des Vorflutniveaus im Wurmatal wird ein Teil der Wasserzutritte in den Feldern Gouley-Laurweg und Domaniale oberflächennah, unter anderem über die alten Entwässerungstollen, der Wurm zutreten. Der verbleibende Wasserzulauf, der dann weiterhin nach Nordwesten in das Mittlere und Nördliche Hauptbassins abströmt wird vergleichsweise gering sein - schätzungsweise $< 2 \text{ m}^3/\text{min}$. Sofern die Druckhöhen des Standwasserniveaus im Nördlichen Hauptbassin langfristig über das natürliche Druckniveau in den dortigen Deckgebirgsgrundwasserleitern steigen könnten und damit eine Umkehr des hydraulischen Gradienten bewirken würden, würde es hier auch zu einem Übertritt der Grubenwässer in das Deckgebirge kommen (s. Kap. 15). Dann könnte sich ein sensibles Gleichgewicht einstellen zwischen dem Standwasserniveau im Wurmatal und den Grundwasserständen im Bereich des Nördlichen Hauptbassins.

In Abhängigkeit von der Wassermenge, die im Nördlichen Hauptbassin dann in das Deckgebirge übertreten kann, könnte sich im Wurmatal gegebenenfalls auch ein Standwasserniveau unterhalb des Wurmtals ($< 110 \text{ mNHN}$) einstellen. Bei Annahme einer verbleibenden Zulaufmenge von insgesamt rd. 3 bis $4 \text{ m}^3/\text{min}$ in das Mittlere und Nördliche Hauptbassin (bei derzeit rd. $4 \text{ m}^3/\text{min}$ Zulauf in Gouley-Laurweg, vgl. Abb. 9.3) und einer Fläche von rd. 100 km^2 insbesondere im Bereich des Nördlichen Hauptbassins, wo die Grundwasserstände im Deckgebirge unterhalb 100 mNHN liegen (vgl. Abb. 7.3), ergibt sich eine erforderliche Infiltrationsrate aus dem Steinkohlengebirge in das Deckgebirge von rd. 0,5 bis $0,7 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{km}^2)$. Diese Menge ist vergleichsweise gering, so dass ein solches Szenario durchaus plausibel ist.

Ein vergleichbares, allerdings nur vorübergehendes Gleichgewicht, bei dem diese Mechanismen sichtbar werden, zeigt sich mit der zwischenzeitlichen Stagnation des Standwasserniveaus im Feld Gouley-Laurweg in 2003 und 2004 (vgl. Kap. 8.1, Abb. 7.1). In dieser Zeit standen die Zulaufmengen im Feld Gouley-Laurweg aufgrund geringer Niederschläge nahezu im Gleichgewicht mit den Wassermengen, die mit einem geringen hydraulischen Gradienten von wenigen Metern in die niederländischen Gruben abgeführt werden konnten.

9.2 Östliche Wasserprovinz

Der gesamte Wasserzulauf der Östlichen Wasserprovinz wurde auf der Grundlage von Betriebsdaten mit rd. 24 m³/min abgeschätzt (s. Kap. 5.2). Im Zuge der Teilstilllegungen ab den 1960'er Jahren gingen die Wasserzuläufe in den noch betriebenen Gruben bereits auf rd. 11 m³/min zurück. Dieser Rückgang ist auf den Anstieg im Stilllegungsbereich Carolus Magnus mit Carl-Alexander, Nordwestfeld, sowie den Rückgang der Tiefenwasserzuläufe in den Teilstilllegungsbereichen Maria, Nordstern, Gemeinschaft, Adolf und auch Anna zurückzuführen.

Für das Feld Maria ergibt sich anhand der vorliegenden Betriebsdaten eine Reduzierung der Wasserzuläufe im Zuge des Teilanstiegs bis -422 mNHN (vgl. Abb. 7.4) auf rd. 0,35 m³/min (s. Abb. 5.7); dies entspricht etwa 30 % der betriebszeitlichen Wasserzuläufe in Maria (vgl. Tab. 5.2) und deutet auf ein deutliches Zurückdrängen der Tiefenwasserzutritte hin.

Konkrete Erkenntnisse über die Entwicklung der Zulaufmengen im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg ab 1993 liegen nicht vor, da hier die Durchführung von Pumpversuchen, wie in der Westlichen Wasserprovinz, nicht erforderlich war. Aufgrund der vergleichbaren Charakteristik der Wasserzuläufe in der Westlichen und Östlichen Wasserprovinz und der vergleichbaren Anstiegscharakteristik lässt sich die Entwicklung der Zulaufmengen allerdings grob anhand der in Abb. 8.1 dargestellten Kurve für die Westliche Wasserprovinz abschätzen. Damit ergibt sich der derzeitige Wasserzulauf zur Östlichen Wasserprovinz im Anstiegsniveau von rd. -80 mNHN grob mit 34 % der Ausgangszulaufmenge zu rd. 4 m³/min, wobei gemäß Abb. 8.1 für diese Betrachtung die Ausgangszulaufmenge (Beginn Grubenwasseranstieg 1993) mit 11 m³/min anzusetzen ist. Dies entspräche einer aktuellen flächenbezogenen Zulauftrate für die Östliche Wasserprovinz von rd. 1,0 l/(s*km²).

Der heutige Wasserzulauf zur Östlichen Wasserprovinz wird im Wesentlichen bestimmt durch die verbleibenden Zuläufe aus dem Deckgebirge im westlichen Teilbereich (Herzogenrather und Alsdorfer Scholle), während die Tiefenwasserzuläufe auf Baesweiler Scholle und Rur-Scholle weitgehend zurückgedrängt sind. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass in den nördlichen Randbereich des Reviers bereits auch eine Wiederauffüllung des entwässerten basalen Deckgebirgsaquifers erfolgt (vgl. Kap. 15).

So wird sich langfristig auch im Bereich der Östlichen Wasserprovinz ein Gleichgewicht einstellen, zwischen den Wasserzutritten aus dem Deckgebirge in den südwestlichen Gruben, vor allem im Bereich des Feldes Gemeinschaft, und den Grubenwasserübertritten aus dem Steinkohlengebirge in das basale Deckgebirge im Bereich der nördlichen Gruben (Adolf, Carl-Alexander, Carolus Magnus). Dies kann auch dazu führen, dass die ursprünglichen natürlichen Grundwasserstände insbesondere im Bereich des Feldes Gemeinschaft nicht wieder erreicht werden (vgl. Kap. 15).

10 Entwicklung der hydraulischen Verbindungen

Die Ausgangslage für den Grubenwasseranstieg im Aachener und Südlimburger Revier ist geprägt durch die im Rahmen des Betriebs geschaffenen weiträumigen hydraulischen Verbindungen der Gruben untereinander (s. Kap. 4.2). Diese führten dazu, dass letztlich der Grubenwasseranstieg innerhalb der beiden Hauptwasserprovinzen, der Westlichen und der Östlichen Wasserprovinz, auf einem weitgehend einheitlichen Niveau erfolgte. Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs ist damit aber auch abhängig von Veränderungen in der hydraulischen Leistungsfähigkeit dieser Verbindungen. Dies ist gerade auch im Hinblick auf die Erstellung von Prognosen für den Grubenwasseranstieg bzw. die Prognosesicherheit von Bedeutung. Neben den hydraulischen Verbindungen im Steinkohlengebirge sind aber auch hydraulische Verbindungen über Grundwasser führende Schichten an der Deckgebirgsbasis bei der Entwicklung des Grubenwasseranstiegs zu berücksichtigen.

10.1 Hydraulische Verbindungen der Westlichen Wasserprovinz

Für die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz war von entscheidender Bedeutung, dass die einst bergbaulich geschaffenen hydraulischen Verbindungen der Gruben in der gesamten Anstiegsphase hydraulisch wirksam blieben und die zulaufenden Wässer mit vergleichsweise geringem Überdruck in der gesamten Westlichen Wasserprovinz verteilt werden konnten. Dabei erstreckt sich dieser Zeitraum in der Westlichen Wasserprovinz bisher über rd. 40 Jahre (seit Ende der 1960'er Jahre). Über die Qualität der einzelnen Verbindungen (z.B. Streckenquerschnitt oder Standfestigkeit des umgebenden Gebirges) liegen keine konkreten Angaben vor.

Die Hauptbassins der Westlichen Wasserprovinz waren durch offene Strecken in verschiedenen Niveaus untereinander verbunden (Abb. 4.3, Abb. B.6). Daneben waren auch Annäherungsstellen in Abbaubereichen bzw. durchschlägige Abbaue für die hydraulischen Wechselwirkungen innerhalb der Westlichen Wasserprovinz von Bedeutung. Die hydraulische Leistungsfähigkeit dieser Verbindungen war teilweise einem zeitlichen Wandel unterworfen.

10.1.1 Hydraulische Verbindungen zwischen den Hauptbassins

Die Verbindung zwischen dem Mittleren und dem Südlichen Hauptbassin war hydraulisch nur eingeschränkt wirksam, obwohl hier in mehreren Niveaus Verbindungsstrecken vorhanden waren. Im Zuge des Einstaus des Mittleren Hauptbassins baute sich vor dem Überlauf zum Südlichen Hauptbassin über die tiefste Verbindungsstrecke bei -139 mNHN ein Überstau von rd. 13 m auf (-126 mNHN); mit den Zuläufen aus dem Feld Julia und der Nördlichen Wasserprovinz erhöhte sich der Überstau um weitere 6 m (auf -120 mNHN; s. Abb. C.3). Die hydrau-

liche Leistungsfähigkeit der Verbindungsstrecke ergibt sich mit den in Abb. 9.1 dargestellten Zulaufmengen für die Phase W2 zu rd. 0,25 m³/min je Meter Überstau.

Nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung in 01.1994 und der Flutung des Südlichen Hauptbassins bis in das Standwasserniveau des Mittleren Hauptbassins (-120 mNHN) wird der Anstieg im Mittleren Hauptbassin offensichtlich zunächst durch die internen Wasserzuläufe sowie die Wasserzuläufe aus dem Nördlichen Hauptbassin bestimmt. Zwischen dem Mittleren und dem Südlichen Hauptbassin ist kein signifikanter Überstau vorhanden, der einen wechselseitigen Wasserübertritt ermöglichen würde. Erst im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs baut sich mit dem Zurückdrängen der Tiefenwasserzutritte im Mittleren Hauptbassin in der Phase W5 ein deutlicher Überstau von im Mittel 5 m auf. Die Wasserübertritte in das Mittlere Hauptbassin lassen sich für diese Überstauhöhe unter Ansatz der für die Phase W2 ermittelten hydraulischen Leistungsfähigkeit mit rd. 1,3 m³/min abschätzen.

Im Zusammenhang mit der Flutung des Nördlichen Hauptbassins (Phase W3) kam es dagegen zu keinem Überstau des Niveaus der Verbindungsstrecke zum Mittleren Hauptbassin (-63mNHN, Abb. C.3); der Wasserzulauf von rd. 1,2 m³/min konnte hier drucklos in das Mittlere Hauptbassin übertreten. Erst mit dem verstärkten Übertritt von Grubenwasser aus dem Feld Gouley-Laurweg in der Phase W5b und dem dadurch erhöhten Grubenwasserdargebot innerhalb des Mittleren Hauptbassin bildete sich auch zwischen dem Mittleren und dem Nördlichen Hauptbassin eine Druckhöhendifferenz von im Mittel 5 m aus. Dies deutet darauf hin, dass die Wasserübertritte in das Nördliche Hauptbassin in dieser Phase anstiegen und einen Betrag > 1,2 m³/min erreichten. Damit war offensichtlich die Grenze der hydraulischen Leistungsfähigkeit dieser Verbindung erreicht. Ob die hydraulische Leistungsfähigkeit schon in der Phase W3 beschränkt war oder sich im Laufe der Zeit verringert hat, lässt sich anhand der vorliegenden Daten nicht abschätzen.

10.1.2 Hydraulische Anbindung Grube Julia

Besondere Verhältnisse liegen im Bereich der durch einen Wasserdamm abgesperrten Verbindung zur Grube Julia vor (vgl. Abb. 4.3). Dieser Wasserdamm war möglicherweise aufgrund verstärkter Auflockerungen in dem umgebenden Gebirge oder dem Vorhandensein klüftiger Sandsteine nur eingeschränkt wirksam. Aufgrund dieser undefinierten hydraulischen Verbindung lag eine sehr wechselhafte hydraulische Anbindung der Grube Julia an das Mittlere Hauptbassin vor. Der Anstiegsverlauf insbesondere nach 01.1994 zeigt, dass bei entsprechendem Überdruck signifikante Wasserübertritte nach Julia erfolgten. Der geringe Überstau im Feld Julia nach Einstau des Standwasserniveaus im Mittleren Hauptbassin in der Phase W2 von rd. 2 bis 3 m zeigt, dass der Wasserzulauf im Bassin 7 (Julia), selbst nur gering war (Abb. C.3). Unter Ansatz des betriebszeitlichen Wasserzulaufs in Julia von rd. 0,8 m³/min (vgl. Tab. 5.1) würde sich eine hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindungsstrecke von 0,25 m³/min je Meter Überstau ergeben; tatsächlich ist in dieser Anstiegsphase bereits eine deutlich geringere Zulaufmenge im Feld Julia anzunehmen.

1995 deutete sich mit der Veränderung der Anstiegsgeschwindigkeiten in allen Bassins der Westlichen Wasserprovinz eine deutliche Reduzierung der hydraulischen Leistungsfähigkeit der Verbindung zwischen Bassin 7 (Julia) und dem Mittleren Hauptbassin an (Abb. C.5; vgl. Kap. C.1.3). Zwischen der Grube Julia und den übrigen Gruben des Mittleren Hauptbassins bildet sich so in der Phase W5a eine Differenz der Standwasserniveaus bis zu 60 m heraus. Eine weitere markante Veränderung der hydraulischen Leistungsfähigkeit dieser Verbindung führte 1999 zu einer gegenläufigen Entwicklung. Die Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Julia nahm zu, während in den übrigen Bassins eine deutliche Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit erfolgte (s. Kap. 8.1, Abb. C.6). Bis 2009 reduzierte sich dadurch die Differenz zum Standwasserniveau des Mittleren Hauptbassins auf rd. 22 m. Diese Entwicklung zeigt, dass durch die unvorhersehbaren Veränderungen der hydraulischen Leistungsfähigkeit dieser einen Verbindung der Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der gesamten Westlichen Wasserprovinz massiv beeinflusst wurde.

10.1.3 Hydraulische Verbindung Gouley-Laurweg - Domaniale

Die für den Verlauf des Grubenwasseranstiegs wichtigste hydraulische Verbindung des Reviers liegt im Bereich der durch durchschlägige Abbaue im Niveau von Flöz Großmühlenbach verbundenen Gruben Gouley-Laurweg und Domaniale. Diese hydraulische Verbindung ist verantwortlich für die grenzüberschreitende Beeinflussung des Grubenwasseranstiegs unterhalb der Abbauniveaus des tagesnahen Bergbaus bzw. der alten Entwässerungstollen zur Wurm.

Die hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindung zwischen Gouley-Laurweg und Domaniale über Flöz Großmühlenbach ist in Kap. 9.1 eingehend diskutiert. Hier können Übertrittsmengen von rd. 0,1 m³/min je Meter Überstau angesetzt werden. Die hydraulische Leistungsfähigkeit dieser Verbindung ist damit deutlich geringer als die oben beschriebenen Hauptverbindungen zwischen den übrigen Bassins, für den gesamten Grubenwasseranstieg aber von entscheidender Bedeutung. Im Verlauf des Grubenwasseranstiegs war keine signifikante Veränderung der hydraulischen Leistungsfähigkeit erkennbar. In der Phase W5 stellte sich außerhalb der Pumpversuchsphasen ein weitgehend konstanter Überstau zum Feld Domaniale von rd. 10 bis 15 m ein; die entsprechenden Wasserzuläufe nach Domaniale können mit 1,0 bis 1,5 m³/min angenommen werden.

10.1.4 Hydraulische Wechselwirkungen im Rahmen von Pumpversuchen des Minewater Projects, 2007

Konkrete Erkenntnisse über die Wirksamkeit der hydraulischen Verbindungen innerhalb der Westlichen Wasserprovinz konnten insbesondere im Rahmen der im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuche gewonnen werden. Bei allen Pumpversuchen konnten eindeu-

tige Reaktionen auch in den niederländischen Gruben erreicht werden, die eine hydraulische Verbindung belegten (IHS, 2008).

Besonders eindrucksvoll waren dabei die Reaktionen bei dem zuletzt in 2007 durchgeführten Pumpversuch. Im Rahmen dieses Pumpversuchs konnten zwei neue Tiefbohrungen im Bereich Heerlen (Heerlerheide 1 - HH 1 und Heerlerheide 2 – HH 2) in das Beobachtungsnetz einbezogen werden. Dabei handelt es sich um zwei von insgesamt fünf Tiefbrunnen, die im Rahmen des Minewater Projects der Stadt Heerlen zur Gewinnung von Erdwärme aus den gefluteten Grubenbauen der Grube Oranje Nassau (Oranje Nassau I, Oranje Nassau III) hergestellt wurden (ROSNER ET AL., 2008). Die Tiefbrunnen sind in offenen Strecken der ehemaligen Gruben Oranje Nassau I und Oranje Nassau III verfiltert. Die Lage dieser Tiefbrunnen ist in Abb. 7.3 dargestellt; die wesentlichen Kenndaten sind in Tab. 10.1 zusammengestellt. Die weiteren Bohrungen (HLN 1 bis HLN 3) standen zum Zeitpunkt dieses Pumpversuchs noch nicht für Messungen zur Verfügung.

Tab. 10.1: Kenndaten der Tiefbrunnen des Minewater Projects in Heerlen

		Heerlerheide 1 HH1	Heerlerheide 2 HH2	"IKEA" HLN 1	HLN 2	HLN 3
Lage		Heerlerheide, de Dem	Heerlerheide, Ganzeweide	Heerlen	Heerlen	Heerlen
GOK	[mNHN]	77,0	93,4	93,0	100,0	89,5
OK Deckgebirge	[mNHN]	-86,6	-54,6	-47,0	22,0	-58,5
Mächtigkeit Deckgebirge	[m]	163,6	148,0	140,0	78,0	148,0
Teufe	[m]	692,2	696,0	229,8	249,0	412,8
Filterstrecke	[m]	692,0	691,0	228,7	246,8	309 / 410

Die beiden Brunnen HH 1 und HH 2 sind in verschiedenen Bereichen der Grube Oranje Nassau III in unterschiedlichen Niveaus jeweils in einer Teufe von rd. 691 m bzw. 692 m in einer offenen Strecke verfiltert. Die Ergebnisse der Standwassermessungen im Zusammenhang mit dem Pumpversuch im Von-Goerschen-Schacht in 2007 zeigt Abb. 10.1.

Die Entwicklung der Standwasserniveaus im Verlauf des etwa viermonatigen Pumpversuchs im Von-Goerschen-Schacht zeigt sehr deutlich, dass im Zuge der Absenkung des Standwasserniveaus in Gouley-Laurweg um nur rd. 13 m auf ein Niveau von rd. 12 mNHN in allen Messstellen eine eindeutige Reaktion erfolgte. Auch die beiden Tiefbrunnen HH 1 und HH 2 zeigten eine deutliche zwischenzeitliche Stagnation des Grubenwasseranstiegs. Das Standwasser steht in allen drei Messstellen im Bereich der Gruben Oranje Nassau I und III auf einem einheitlichen Niveau; der Verlauf des Grubenwasseranstiegs erfolgt in allen drei Messstellen praktisch synchron. Dies belegt die gute hydraulische Anbindung des Grubengebäudes innerhalb der Westlichen Wasserprovinz bis in die Randbereiche der einzelnen Gruben hinein.

Bestätigt wurden diese Erkenntnisse auch durch die im Rahmen des Minewater Projects in Heerlen in 2008 durchgeführten Pumpversuche. Hier wurden zwei Pumpversuche in den Bohrungen HLN 1 und HLN 2 ausgeführt, bei denen das gehobene Grubenwasser in die Bohrung HLN 3 wieder eingeleitet wurde. Die Entwicklung der Standwasserniveaus in den Tiefbohrungen des Minewater Projects sowie im Schacht II, Oranje Nassau I, ist für den Zeitraum der Pumpversuche im Mai und Juni 2008 in Abb. 10.2 in Diagrammform dargestellt.

Im Rahmen der beiden Pumpversuche in HLN 1 und HLN 2 wurden deutliche Reaktionen auf die Aufhöhung der Standwasserniveaus im Reinfiltrationsbrunnen HLN 3 in den beiden nördlich von HLN 3 gelegenen Tiefbrunnen HH 1 und HH 2 beobachtet, wo das Standwasserniveau zwischenzeitlich um mehrere Dezimeter gegenüber dem unbeeinflussten Niveau anstieg.

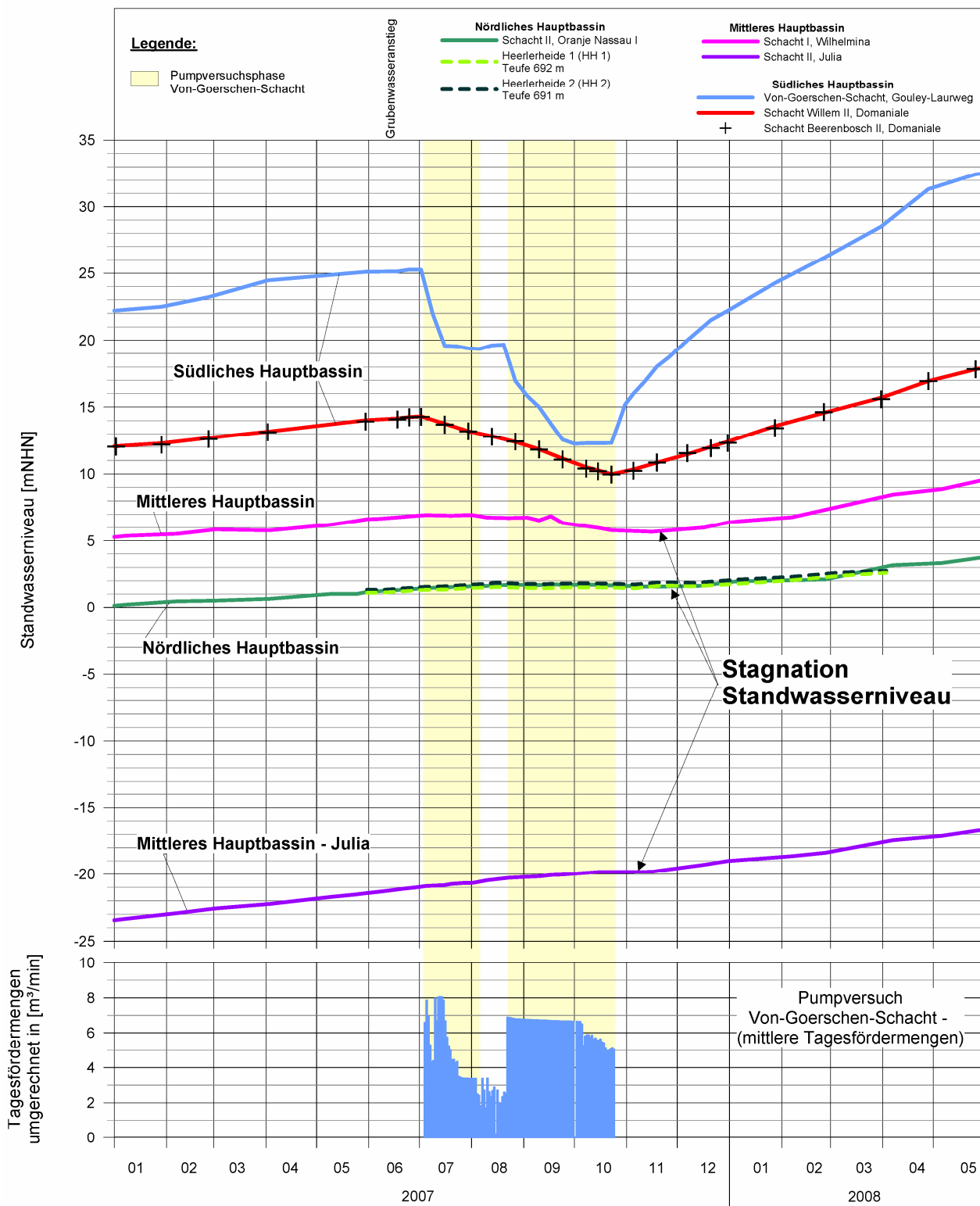


Abb. 10.1: Entwicklung der Standwasserniveaus in der Westlichen Wasserprovinz im Rahmen des Pumpversuchs im Von-Goerschen-Schacht 07.2007 bis 10.2007

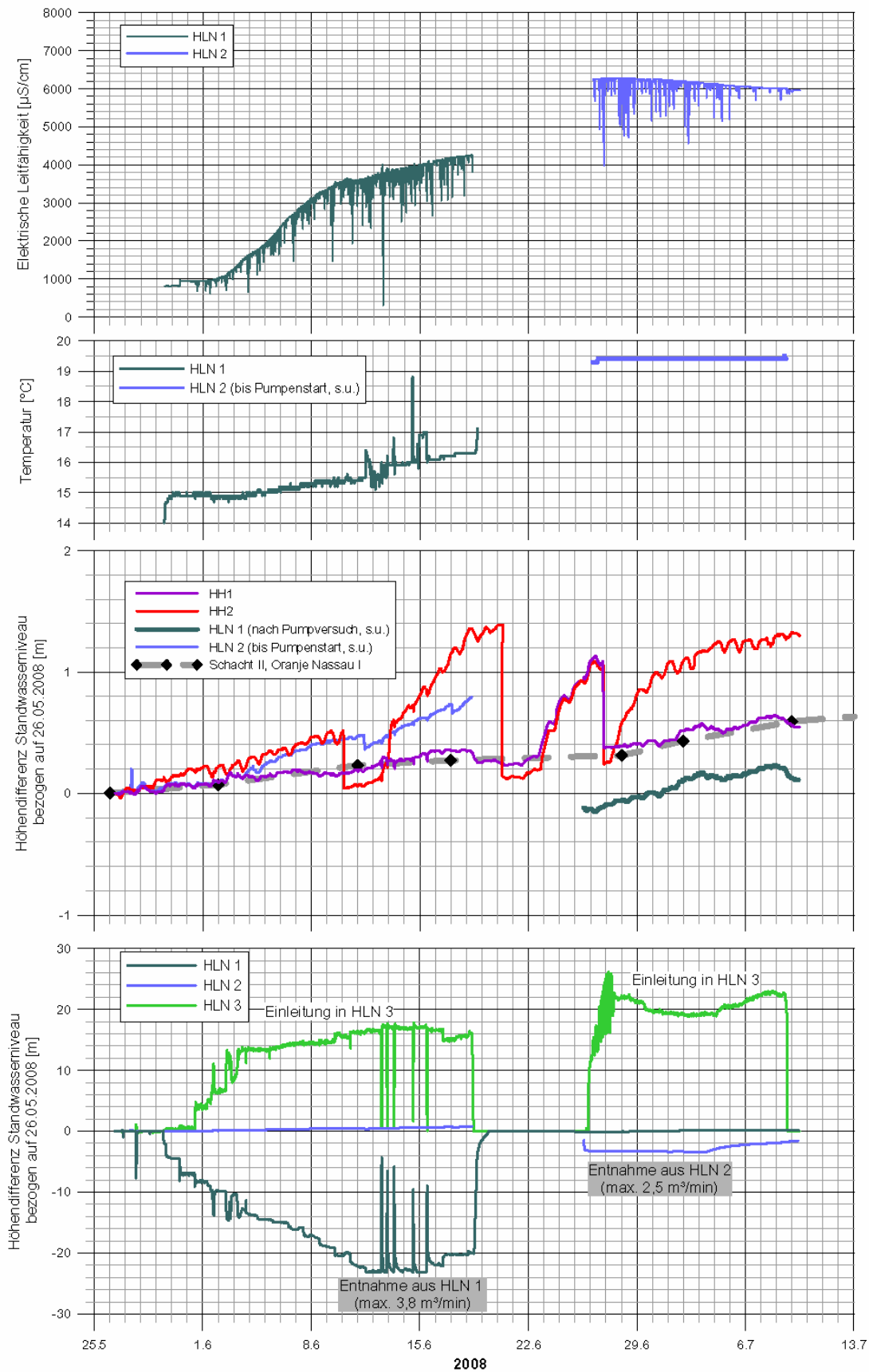


Abb. 10.2: Hydraulische und hydrochemische Verhältnisse in den Bohrungen des Minewater Projektes im Rahmen von Pumpversuchen in HLN 1 und HLN 2, Mai bis Juni 2008 (nach VAN TONGEREN et al., 2008 und Daten des Minewater Projects)

Die Reinfiltration in das Grubengebäude über den Tiefbrunnen HLN 3 erfolgte in Teufen von 309 bzw. 410 m; die Tiefpegel HH 1 und HH 2 sind deutlich tiefer, in rd. 690 m Teufe verfiltriert. Auch der Pegel HLN 2 zeigte im Rahmen des Pumpversuchs in HLN 1 einen zwischenzeitlich verstärkten Anstieg, analog HH 2. Der von den Pumpversuchen weitgehend unbeeinflusste Verlauf des Grubenwasseranstiegs in dieser Phase wird durch die Anstiegskurve für den Schacht II, Oranje Nassau I, wiedergegeben. Für diesen Pegel liegen aber nur wenige Messwerte vor, so dass zwischenzeitliche Schwankungen nicht erfasst wurden. Demgegenüber zeigt sich weder eine Reaktion der Absenkung im Tiefbrunnen HLN 1 auf die anderen Tiefbrunnen, noch zeigt der Tiefbrunnen HLN 1 eine signifikante Reaktion auf den Pumpversuch in HLN 2. Dies deutet darauf hin, dass dieser Tiefbrunnen nur einen begrenzten Bereich des Grubengebäudes hydraulisch erfasst.

Eine detaillierte Bewertung der z.T. komplexen Reaktionen des Standwasserspiegels in den einzelnen Tiefbrunnen ist auf der Grundlage der vorliegenden Daten nicht möglich. Die Daten zeigen aber, dass innerhalb des Grubengebäudes auch rd. 40 Jahre nach der Stilllegung zu meist noch eine gute hydraulische Verbindung auch über die unterschiedlichen Sohlniveaus hinweg vorhanden ist. Gerade auch der Erfolg der Tiefbohrungen des Minewater Projects, die in verschiedenen Niveaus offene Strecken angetroffen haben, belegt, dass die ehemaligen Strecken der Grubengebäude auch heute noch soweit offen sind, dass sie eine weiträumige Zirkulation des Grubenwassers ermöglichen. Dies bedeutet zugleich für die geplante Erdwärmegewinnung, dass die Gefahr eines hydraulischen/thermischen Kurzschlusses zwischen Entnahme- und Re-Infiltrationsbohrung groß ist.

10.2 Hydraulische Verbindungen der Östlichen Wasserprovinz

Für die Östliche Wasserprovinz des Aachener Steinkohlenreviers lässt sich nur festhalten, dass die Standwasserniveaus in den drei Beobachtungsschächten (s. Abb. 7.3) über die gesamte Anstiegsphase im Rahmen der Messgenauigkeit auf einem einheitlichen Niveau lagen. Die Hauptverbindung zwischen den Bassins Anna und Emil Mayrisch erfolgt dabei über die Verbindungsstrecke auf der 860 m-Sohle (Abb. 4.4). Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs deutet darauf hin, dass auch diese tief gelegene Strecke weiterhin hydraulisch wirksam ist. Auch hier ist allerdings das auszutauschende Wasservolumen unter Ansatz eines derzeitigen Gesamtwasserzulaufs von 4 m³/min (s. Kap. 9.2) insgesamt begrenzt, so dass auch über Restquerschnitte der ehemaligen Strecken die erforderliche Wasserzirkulation möglich wäre.

10.3 Hydraulische Verbindungen über das Deckgebirge

Grundwasser führende Schichten an der Deckgebirgsbasis können im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nach Einstau der Deckgebirgsbasis eine hydraulische Verbindung auch zwischen Bassins herstellen, die im Niveau des Steinkohlengebirges nicht hydraulisch verbunden sind.

Entsprechende Verhältnisse wurden im Rahmen des Grubenwasseranstiegs im Bereich des Hauptbassins Carolus Magnus nach der Abdämmung des Nordwestfeldes der Grube Carl-Alexander, beobachtet (vgl. Kap. 7.2.1). Nach dem Erreichen des Deckgebirgsniveaus ging die Anstiegsgeschwindigkeit hier abrupt zurück; es stellte sich ein Standwasserniveau wahrscheinlich um -190 mNHN im Niveau der basalen Deckgebirgsschichten ein (Abb. 7.4).

Die Entwicklung der durch den Grubenwasseranstieg induzierten Bodenhebungen im Feld Carolus Magnus verdeutlicht, dass hier erst nach der vollständigen Flutung der Grubenbaue auf der Baesweiler Scholle in der Phase O4 ab etwa 2001 Bodenhebungen einsetzten (s. Kap. 16). Dies weist ebenfalls darauf hin, dass das Standwasserniveau im Feld Carolus Magnus nach Erreichen des Deckgebirgsniveaus in der Anstiegsphase O1 stagnierte und sich erst mit dem Einstau des Deckgebirges in den östlich angrenzenden Abbaufeldern der Grube Carl-Alexander mittels des hydraulischen Kontaktes über die Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1; vgl. Anl. 6.7, Profil 4) der Anstieg der Druckhöhen auch im Grubengebäude Carolus Magnus fortsetzte.

Vergleichbare hydraulische Kontakte sind für den nordwestlichen Bereich des Südlimburger Reviers im Hydrogeologischen Homogenbereich I zwischen den Gruben Emma und Maurits anzunehmen. Hier liegt eine hydraulische Verbindung über die Kalksteine der Maastricht-Formation und sandigere Partien der basalen Vaals Formation vor (vgl. Kap. 15, s. Anl. 6.1, Profil 1). Die hydraulische Anbindung der Grube Maurits an das Nördliche Hauptbassin über das Grubengebäude ist unsicher (s. Kap. 4.2). Die in den beiden Gruben vergleichbare Entwicklung der Bodenbewegungen (s. Kap. 16) sowie der Grundwasserstände in den basalen Deckgebirgshorizonten (s. Kap. 15) weist darauf hin, dass der Grubenwasseranstieg im Feld Maurits parallel zur Entwicklung im Nördlichen Hauptbassin erfolgt. Dies könnte auch über die hydraulische Verbindung im Deckgebirge bewirkt sein.

10.4 Zusammenfassende Bewertung

Die Wassermengen, die im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nach 1994 zwischen den einzelnen Hauptbassins der Westlichen Wasserprovinz über die maßgeblichen hydraulischen Verbindungen zirkulierten, waren mit Beträgen von zumeist $< 2 \text{ m}^3/\text{min}$ vergleichsweise gering (vgl. Kap. 9.1). Dies erklärt, dass sowohl die definierten Streckenverbindungen als auch die Verbindung zwischen Gouley-Laurweg und Domaniale über durchschlägige Baue in Flöz Großmühlenbach über den gesamten Verlauf des Grubenwasseranstiegs auch bei starker Konvergenz der Verbindungsstrecken oder lokalen Einbrüchen in ausreichendem Maße wirksam sein konnten. Tatsächlich zeigen die Tiefbohrungen des Minewater Projects in Heerlen, dass die Hauptstrecken auch in Teufen von rd. 700 m noch heute offen stehen und so langfristig eine gute hydraulische Verbindung innerhalb der Gruben bewirken können.

Lediglich die abgedämmte Strecke zur Grube Julia zeigte eine deutlich veränderliche hydraulische Leistungsfähigkeit, die den Verlauf des Grubenwasseranstiegs in der Westlichen Wasserprovinz insgesamt maßgeblich beeinflusste. Gerade dieses Beispiel verdeutlicht aber, wie

kurzfristig und unerwartet sich die hydraulischen Eigenschaften einer solchen, undefinierten Verbindung ändern können und welche Auswirkungen dies auf den Gesamtverlauf des Grubenwasseranstiegs der angeschlossenen Bassins haben kann. Zugleich zeigt sich damit auch, dass die Prognosesicherheit in einem solch komplex aufgebauten Anstiegsbereich wie der Westlichen Wasserprovinz stark eingeschränkt ist.

Die weiträumigen hydraulischen Verbindungen bewirken auch langfristig einen hydraulischen Kurzschluss innerhalb des Steinkohlengebirges. Im bisherigen Verlauf des Grubenwasseranstiegs haben sich nur geringe Druckhöhendifferenzen innerhalb der Westlichen Wasserprovinz ausgebildet (rd. 20 bis 30 m zwischen Gouley-Laurweg im Südosten und dem Nördlichen Hauptbassin im Nordwesten in der Phase W5). Diese Verhältnisse entsprechen nicht der natürlichen Druckhöhenentwicklung im Steinkohlengebirge. So wurde das natürliche Druckniveau im Steinkohlengebirge bei Tiefbohrungen im Bereich Maastricht etwa im Niveau der Geländeoberfläche (rd. 55 mNHN) angetroffen (vgl. Kap. 6.4), während die natürlichen Druckhöhen im Bereich der Hochflächen zu beiden Seiten des Wurmtals mit rd. 130 bis 160 mNHN anzunehmen sind. Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs bis in das Vorflutniveau der Wurm (110 mNHN) können daher die Druckhöhen in den nordwestlichen Gruben des Reviers (Emma, Maurits) deutlich über das natürlicherweise in diesem Bereich herrschende Druckniveau ansteigen.

Auch die weiträumigen hydraulischen Verbindungen innerhalb der Östlichen Wasserprovinz bewirken einen hydraulischen Kurzschluss zwischen den tektonisch und morphologisch höher gelegenen Gruben im Südwesten (Feld Gemeinschaft und Maria) und den tektonisch und morphologisch tiefer gelegenen Gruben im Norden des Reviers (vor allem Carl-Alexander). Dementsprechend ist auch hier im Rahmen des weiteren Grubenwasseranstiegs damit zu rechnen, dass die Standwasserniveaus in den nördlichen Gruben des Reviers über das ursprüngliche, natürliche Niveau ansteigen, mit entsprechenden Auswirkungen auch auf die Grundwasserverhältnisse im überlagernden Deckgebirge (vgl. Kap 15.2).

Mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis können darüber hinaus auch durchlässige Basisschichten einen Druckausgleich zwischen Gruben bewirken, die im Niveau des Steinkohlengebirges nicht hydraulisch verbunden sind. Dies hat entsprechende Auswirkungen auch auf den Verlauf des Grubenwasseranstiegs. Für eine sichere Prognose solcher Entwicklungen ist die Erfassung und Bewertung der hydrogeologischen Verhältnisse in den basalen Deckgebirgsschichten daher unerlässlich.

11 Ableitung von Hohlraumvolumina

Aus der Kenntnis der Anstiegsgeschwindigkeiten und der zugehörigen Wasserzuläufe in einzelnen Anstiegsphasen lassen sich überschlägig Abschätzungen über das geflutete Hohlraumvolumen innerhalb der einzelnen Flutungsbereiche machen. Solche Informationen sind einerseits von Interesse für die Prognose von Anstiegsgeschwindigkeiten sowie andererseits auch zur Abschätzung der verfügbaren Grubenwassermengen im Rahmen von Nachnutzungen (z.B. Erdwärmegewinnung aus gefluteten Gruben; vgl. ROSNER et al., 2008).

Eine entsprechende Zusammenstellung von definierten Flutungsabschnitten im Rahmen der Flutung der Hauptabbauniveaus der Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers mit den zugehörigen Anstiegsgeschwindigkeiten und Zulaufmengen ist auf der Grundlage der Beschreibungen in Anh. C, Kap. 7 und Kap. 8 in Tab. 11.1 zusammengetragen.

Tab. 11.1: Ermittlung von Hohlraumvolumina für die Hauptabbauniveaus der Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers anhand der flächenbezogenen Wasserzuläufe und Anstiegsgeschwindigkeiten

Flutungsbereiche		Bassin	Anstiegsphase		Anstiegs- geschwindig- keit	Fläche	mittlerer Zulauf	Hohlraumvolumen			
					[m/a]			[km²]	[m³/min]	[m³/m]	[m³/(m²km²)]
Westliche wasserprovinz	NW	Emma-Mitte mit Hendrik (SW von Feldbiß)	3	W1	-600 bis -438	47	20,3	3,3	36.904	1.818	0,18
		Emma-Süd	3	W1	-580 bis -480	200	13,8	9,6	25.229	1.828	0,18
	MW	Wilhelmina/Laura	6	W1	-350 bis -260	33	10,8	2,0	31.855	2.949	0,29
		Julia	7	W1	-400 bis -250	80	5,7	2,0	13.140	2.305	0,23
		Mittlere Wasserprovinz (ohne Julia)	6, 6a	W1	-260 bis -150	38	21,3	3,5	48.411	2.273	0,23
	SW	Willem-Sophia / Domaniale	8	W1	-310 bis -270	133	11,0	4,7	18.574	1.689	0,17
		Gouley	8	W1	-465 bis -245	160	17,0	9,5	31.208	1.836	0,18
		Gouley	8	W1	-245 bis -214	180	17,0	12,9	37.668	2.216	0,22
		Willem-Sophia / Domaniale	8	W4	-214 bis -137	470	11,0	12,0	13.420	1.220	0,12
		Willem-Sophia / Domaniale	8	W4	-137 bis -120	156	11,0	9,3	31.334	2.849	0,28
		Gouley	8	W4	-167 bis -120	143	17,0	9,0	33.080	1.946	0,19
Östliche Wasserprovinz	Anna, Emil Mayrisch, Carl-Alexander	I, II	O3	-680 bis -440	75	37,9	9,5	66.576	1.757	0,18	
	Anna, Emil Mayrisch, Adolf, Nordstern, Gemeinschaft, Maria	I, II	O4	-440 bis -300	39	50,0	7,7	103.772	2.075	0,21	
	Anna, Nordstern, Adolf, Gemeinschaft, Maria	I	O5	-200 bis -100	24	28,0	3,7	81.030	2.894	0,29	

NW Nördliche Wasserprovinz
 MW Mittlere Wasserprovinz
 SW Südliche Wasserprovinz

Danach ergeben sich für die Hauptabbauniveaus der Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers mittlere Hohlraumvolumina zwischen 0,12 und 0,29 % bei einem Mittelwert von rd. 0,2 %. Die meisten Beträge liegen in einem Bereich zwischen 0,18 und 0,23 %. Zwischen den Hauptwasserprovinzen ergeben sich keine signifikanten Unterschiede.

Zur Ermittlung der Hohlraumvolumina für die Westliche Wasserprovinz wurden Flutungsabschnitte gewählt, in deren Verlauf das Deckgebirge in den betrachteten Bassins noch nicht er-

reicht war. Im Rahmen der Ermittlung der Hohlraumvolumina für die Östliche Wasserprovinz wurden die Zulaufmengen für die betrachteten Flutungsphasen als Mittelwerte anhand des Diagramms in Abb. 8.1 abgeschätzt. Weiterhin war im Hinblick auf die Bemessung der flutungsrelevanten Abbaufäche zu berücksichtigen, dass in Teilbereichen der in der Flutung befindlichen Bassins schon das Deckgebirgsniveau erreicht war. Für die Anstiegsphase O4 wurde daher bei der Ermittlung der maßgeblichen Flutungsfläche das bereits geflutete Abbaufeld Norbert Metz nicht mit berücksichtigt. Da in diesem Bereich keine signifikante Wechselwirkung mit dem Deckgebirge zu erwarten ist, kann die Wasseraufnahme dieses Abbaufeldes in der Anstiegsphase O4 vernachlässigt werden.

Für die Anstiegsphase O5 wurden als maßgebliche Flutungsflächen nur die noch nicht vollständig gefluteten Bassins auf der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle berücksichtigt. Dabei ergibt sich ein vergleichsweise hohes Hohlraumvolumen von 0,29 %. Dies lässt sich dadurch erklären, dass tatsächlich auch in den bereits gefluteten Anstiegsbereichen auf der Baesweiler Scholle noch eine signifikante Wasseraufnahme erfolgt. Anders als im Abbaufeld Norbert Metz tritt das Grubenwasser hier im nördlichen Teil des Reviers in das Deckgebirge über und füllt den basalen Grundwasserhorizont (Tertiäre Einheit T1 – Walsum-Schichten [02]) auf. Unter Ansatz eines effektiven Hohlraumvolumens von 0,20 % für die noch nicht gefluteten Gruben auf der Herzogenrather und Alsdorfer Scholle lässt sich die anteilige Wasserübertrittsmenge in das Deckgebirge im Bereich der Baesweiler Scholle in der Anstiegsphase O5 grob mit rd. 1,0 m³/min abschätzen.

Die Kenntnis solcher effektiver Hohlraumvolumina im Rahmen der Flutung eines Grubengebäudes ist einerseits von Bedeutung für die Prognose von Flutungsvorgängen in vergleichbaren Steinkohlenrevieren sowie andererseits auch für die Abschätzung von Wasserzuläufen und thermischen Potenzialen im Rahmen einer Erdwärmegewinnung aus gefluteten Steinkohlenruben (s. CLAUSER ET AL., 2005).

Insbesondere für die Nutzung eines solchen Reservoirs zur Erdwärmegewinnung ist zu berücksichtigen, dass das Grubenwassers im Wesentlichen auf den Hauptstrecken des Grubengebäudes zirkuliert. Gegenüber einem natürlichen Aquifer mit vergleichbaren Porenvolumen ist daher im Grubengebäude über eine geeignete Entnahmestelle eine wesentlich größere Reichweite der Entnahme mit entsprechend größerem Wasserzulauf gegeben.

12 Entwicklung des Grubenwasserchemismus

Daten zur Entwicklung des Grubenwasserchemismus liegen aus den verschiedenen Anstiegsphasen für folgende Schächte vor:

- Westliche Wasserprovinz, Anstiegsphasen W1 bis W3 ab 1974:
Wasserhaltungsschächte Beerenbosch II, Domaniale und Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg
- Westliche Wasserprovinz, Anstiegsphasen W4 bis W5:
Beobachtungsschächte Beerenbosch II / Willem II, Domaniale und Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg
- Östliche Wasserprovinz, Anstiegsphasen O3 bis O6:
Beobachtungsschächte Eduard-Schacht, Anna, Schacht I, Emil Mayrisch und Schacht II, Carl-Alexander (zeitweise)

Während der ständigen Wasserhaltungsmaßnahmen (Phasen W1 bis W3) bzw. im Verlauf von Pumpversuchen (Von-Goerschen-Schacht, Phasen W4 bis W5) wurden die Wasserproben aus dem Förderstrom, ansonsten als Schöpfproben aus den oberen Metern der Wassersäule entnommen.

Den Beobachtungsschächten des Südlimburger Reviers in den Grubenfeldern Oranje Nassau I, Wilhelmina und Julia (vgl. Abb. 7.2) wurde aufgrund des begrenzten Durchmessers der verfügbaren Peilrohre keine Grubenwasserproben zur Erfassung der Qualitäten entnommen.

12.1 Wasserzuläufe zur Schutzwasserhaltung in der Westlichen Wasserprovinz

- Phasen W1 bis W3

Als Grundlage für eine Bewertung der Entwicklung des Grubenwasserchemismus in den Wasserhaltungsschächten Beerenbosch II, Domaniale und Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg in den Anstiegsphasen W1 bis W3 lagen für den Schacht Beerenbosch II Daten ab 1974 vor, während für den Von-Goerschen-Schacht erst ab 1989 detaillierte Daten verfügbar waren; für einzelne Ionen liegen nur sporadisch Daten vor.

12.1.1 Schacht Beerenbosch II, Domaniale

Die Entwicklung des Chemismus der dem Wasserhaltungsschacht Beerenbosch II in den Phasen W1 bis W3 zulaufenden Grubenwässer ist vor allem geprägt durch die Grubenwasserübertritte aus den benachbarten Gruben (vgl. Kap. 9.1). In den Jahren 1974 bis 1978 (Phase W1) traten der Wasserhaltung im Schacht Beerenbosch II zunächst nur Zuläufe aus dem Feld Domaniale sowie Übertritte aus dem Feld Gouley-Laurweg zu. Dabei handelte es sich um Natri-

um-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Wässer mit elektrischen Leitfähigkeiten um 2.000 bis 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und pH-Werten um 7,4 bis 8,6. Die Chlorid-Gehalte waren mit rd. 100 bis 150 mg/l gegenüber der Betriebsphase (rd. 510 mg/l, vgl. Tab. 5.1) deutlich gesunken, was einerseits auf ein Zurückdrängen von Tiefenwässern im Feld Domaniale im Zuge des ersten Teilanstiegs hinweist sowie andererseits auch auf die Zutritte gering mineralisierter Grubenwässer aus der Grube Gouley-Laurweg zurückgeführt werden kann. Die deutlichen Sulfat-Gehalte zwischen 320 und 420 mg/l kennzeichnen den Altbergbaubereich mit geringer Deckgebirgsüberlagerung und Zutritten sauerstoffreicher Niederschlagswässer (vgl. Kap. 5).

Mit dem Übertritt der Grubenwässer aus dem Mittleren Hauptbassin in der Anstiegsphase W2 nahm die Mineralisation der Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II kontinuierlich und sehr deutlich zu. Die Chlorid-Gehalte stiegen in der Phase W2a innerhalb von etwa 5 Jahren bis auf rd. 2.800 mg/l an; die elektrischen Leitfähigkeiten erreichten dabei Beträge bis 8.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

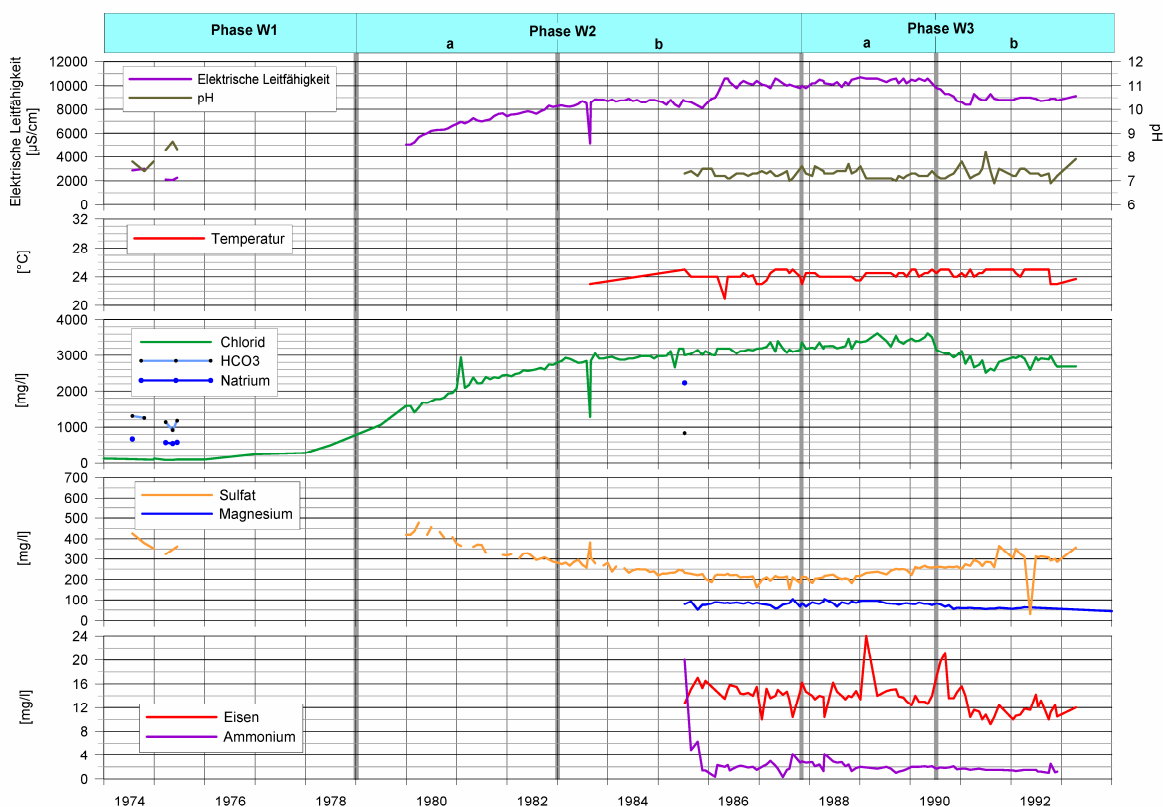


Abb. 12.1: Entwicklung des Chemismus der Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II, Domaniale - Anstiegsphasen W1 bis W3 (bis 1993)

Mit der weiteren Zunahme der Wasserzuläufe aus dem Mittleren Hauptbassin im Zuge des Einstaus von Bassin 7, Julia (Phase W2b), und dem Nördlichen Hauptbassin (Phase W3a) stiegen die Chlorid-Gehalte im Schacht Beerenbosch II weiter bis auf rd. 3.600 mg/l an, während die elektrischen Leitfähigkeiten maximale Beträge um rd. 10.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ erreichten. Das zwischenzeitliche leichte Absinken der elektrischen Leitfähigkeiten in 1985 lässt sich anhand der vorliegenden Daten nicht erklären. Die Hydrogenkarbonat-Gehalte blieben nach der aus

1985 vorliegenden Einzelanalyse gegenüber der Phase W1 etwa konstant. Der Wassertypus änderte sich entsprechend zu einem Natrium-Chlorid-Wasser.

Setzt man die Veränderung der Chlorid-Konzentration und den Anteil der zulaufenden Tiefenwässer aus dem Mittleren Hauptbassin (rd. 4,6 m³/min Phase W3a) am Gesamtwasserzulauf im Schacht Beerenbosch II (rd. 14,3 m³/min in Phase W3a) auf der Grundlage der in Kap. 9.1 ermittelten Zulaufmengen ins Verhältnis, so ergeben sich für die Wasserzutritte aus dem Mittleren Hauptbassin Chlorid-Gehalte in einer Größenordnung von rd. 12 g/l. Dies zeigt, dass diese Wasserzuläufe sehr stark geprägt sind durch die Tiefenwasserzutritte aus dem Bassin 6a, Oranje Nassau I-Südfeld (vgl. Kap. 5), und verdeutlicht den nachhaltigen weiträumigen Einfluss, den solche hoch mineralisierten Wasserzutritte auch im Rahmen des Grubenwasseranstiegs haben können.

Mit der Zunahme des Tiefenwasseranteils gingen die Sulfat-Gehalte deutlich zurück und erreichten vor Beginn der Phase W3a mit rd. 200 mg/l ein Minimum. Dies ist im Wesentlichen auf die mit den Tiefenwasserzutritten verbundene Abnahme der Sauerstoff-Gehalte und einem daraus resultierenden geringeren Oxidationspotenzial zurückzuführen.

Die Phase W3 ist gekennzeichnet durch eine Veränderung der hydraulischen Verhältnisse im Mittleren Hauptbassin (vgl. Kap. C.1.2). In diesem Zusammenhang nahmen offensichtlich die Tiefenwasserzutritte aus dem Bassin 6a (Oranje Nassau I-Südfeld) leicht ab, so dass in der Folge die Gesamtmineralisation der Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II wieder zurückging. In dieser Phase stellten sich elektrische Leitfähigkeiten um 8.400 µS/cm bei Chlorid-Gehalten um 2.800 mg/l ein. Die Sulfat-Gehalte stiegen wieder deutlich an und erreichten Beträge zwischen rd. 300 und 360 mg/l; auch dies ist als deutliches Anzeichen für die Abnahme der Tiefenwasserzutritte zu werten.

Die Temperaturen der dem Schacht Beerenbosch II in den Phasen W2b bis W3b zutretenden, stark mineralisierten Grubenwässer lagen relativ konstant bei Werten um 24 °C bei mittleren pH-Werten um 7,4. Zugleich waren die Wässer gekennzeichnet durch hohe Eisen-Gehalte um 14 mg/l, die insbesondere im Hinblick auf die Instandhaltung der Rohrleitungen und die Einleitung des Wassers in die Wurm problematisch waren. Auch diese stark erhöhten Eisen-Gehalte waren offensichtlich bedingt durch die Tiefenwasserzutritte über das Mittlere Hauptbassin, denn in der Phase W3b gingen die Eisen-Gehalte mit der Abnahme der Tiefenwasserzuläufe ebenfalls leicht auf rd. 10 bis 12 mg/l zurück.

Die Entwicklung der Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II verdeutlicht, dass die Qualität des im Mittleren Hauptbassin zulaufenden Mischwassers sehr stark geprägt war durch die Thermalwasserzutritte im Feld Oranje Nassau I-Südfeld. Eine frühzeitige Abdämmung dieses durch starke Tiefenwasserzutritte geprägten Bassin hätte die Qualität der dem Schacht Beerenbosch zulaufenden Grubenwässer nachhaltig verbessert. Dadurch hätten die Einwirkungen der Ableitung des gehobenen Wassers in den Vorfluter (die Wurm) erheblich reduziert werden können. Für ein nachhaltiges Wasserhaltungs- bzw. Wassermanagementkonzept sind solche hydraulischen und hydrochemischen Aspekte bei der Planung von Stilllegungsmaßnahmen frühzeitig zu berücksichtigen, insbesondere auch im Hinblick auf die Anforderungen der Europäischen Wasser-Rahmenrichtlinie (WRRL).

12.1.2 Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg

Die Wasserzuläufe zum Von-Goerschen-Schacht entstammten in den Phasen W1 bis W3 allein der Grube Gouley-Laurweg. Dementsprechend war die Wasserqualität im gesamten Wasserhaltungszeitraum weitgehend konstant. Bei den zulaufenden Grubenwässern handelte es sich um vergleichsweise gering mineralisierte Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer. In der Phase W3 lagen elektrische Leitfähigkeiten um $1.600 \mu\text{S/cm}$ bei mittleren Chlorid-Gehalten um 80 bis 100 mg/l vor.

Die aus der Phase W2 vorliegenden Daten deuten auf eine kontinuierliche Abnahme der elektrischen Leitfähigkeiten seit 1980 hin. Im Jahr 1980 lagen deutlich höhere elektrische Leitfähigkeiten von bis zu $2.500 \mu\text{S/cm}$ bei entsprechend höheren Chlorid-Gehalten um 160 mg/l vor. Die erhöhte Mineralisation Anfang der 1980'er Jahre ist unter Berücksichtigung der natürlichen Charakteristik der Wasserzuläufe im Feld Gouley-Laurweg (vgl. Kap. 5) wahrscheinlich auf die geringen Jahresniederschläge in den 1970'er Jahren zurückzuführen (vgl. Abb. 9.2). Hinweise auf die von ANTONOW (1941) beschriebene Beeinflussung der Grubenwasserqualität auf Gouley durch die auf der Königsgrube verpumpten Abwässer der Sodawerke Solvay in Würselen ergeben sich anhand der vorliegenden Daten nicht (vgl. Kap. 5.1); hier dürfte zwischenzeitlich eine entsprechende Verdünnung erfolgt sein.

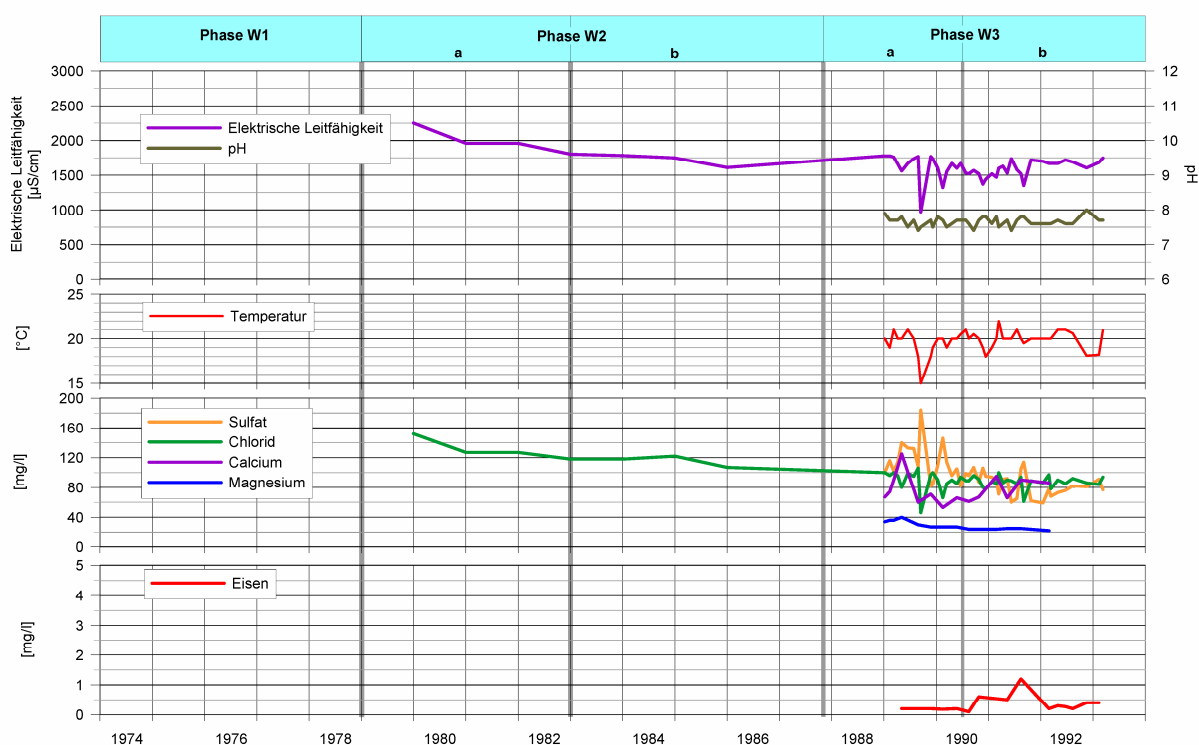


Abb. 12.2: Entwicklung des Chemismus der Wasserzuläufe im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg - Anstiegsphasen W1 bis W3 (bis 1993)

Die Wasserzuläufe im Von-Goerschen-Schacht waren in der Phase W3 gegenüber den Verhältnissen im Schacht Beerenbosch II auch geprägt durch vergleichsweise geringe Sulfat-Gehalte zwischen 60 und 120 mg/l und Eisen-Gehalte unter 1 mg/l bei Wassertemperaturen

um 20 °C; die pH-Werte lagen mit einem mittleren Betrag um rd. 7,7 in der gleichen Größenordnung wie im Schacht Beerenbosch II.

Die Sulfat-Konzentrationen des gehobenen Grubenwassers waren damit auch deutlich niedriger als in den oberflächennah den Entwässerungsstollen zulaufenden Grubenwässern, wo Sulfat-Gehalte zwischen 400 und 600 mg/l auftreten (vgl. Abb. 6.3). Dies ist auf die geringe Verweilzeit des im Von-Goerschen-Schacht gehobenen Grubenwassers sowie die hohen Zulaufe von zusickernden Niederschlagswässern zurückzuführen. Zwischen 1989 und 1991 deutet sich eine Abnahme der Sulfat-Gehalte an, die wahrscheinlich auf die Abnahme der Niederschlagsmengen (vgl. Abb. 9.2) und die damit verbundene Abnahme des Anteils der zusickernden Niederschlagswässer zurückzuführen ist.

Gegenüber Schacht Beerenbosch II war die Grubenwasserqualität im Von-Goerschen-Schacht aufgrund der weitgehend konstanten Zustromverhältnisse während der Phasen W1 bis W3 und dem auf das Grubenfeld Gouley-Laurweg begrenzten Einzugsgebiet weitgehend konstant und von vergleichsweise „guter“ Qualität.

12.2 Grubenwasseranstieg Westliche Wasserprovinz - Phasen W4 und W5

Nach Einstellung der Wasserhaltungen im Schacht Beerenbosch II und im Von-Goerschen-Schacht im Januar 1994 wurden im Feld Domaniale bis 01.1996 zunächst nur Grubenwasserproben aus dem Schacht Willem II untersucht. Aus der Zeit der Wasserhaltung liegen für den Schacht Willem II, Domaniale, keine Daten zur Grubenwasserqualität vor. Allerdings ist davon auszugehen, dass die Qualität der Grubenwässer im Schacht Willem II im Wesentlichen derjenigen im Schacht Beerenbosch II entsprach, da die Wasserübertritte aus den angrenzenden Gruben (Mittleres Hauptbassin, Gouley-Laurweg) im Wesentlichen über den Schacht Willem II der Wasserhaltung im Schacht Beerenbosch II zugeführt wurden.

Die Entwicklung des Grubenwasserchemismus in den Feldern Domaniale und Gouley-Laurweg für die Phasen W4 und W5 nach Einstellung der Wasserhaltungen zeigt für die Haptionen die Abb. 12.3. Detailinformationen zur Entwicklung einzelner Nebenionen (Eisen, Sulfat, Ammonium) mit pH-Werten und Temperaturen sowie Hinweisen zur Entwicklung anthropogener Verunreinigungen sind in Anh. D zusammengestellt.

In den Feldern Domaniale und Gouley-Laurweg lässt sich die Entwicklung des Chemismus im Zuge des Grubenwasseranstiegs grob in drei Phasen gliedern:

1. Abnahme der Mineralisation infolge Zurückdrängen der Tiefenwasserzutritte während der Auffüllung der einzelnen Bassins (Phase W4)
2. Erneute Zunahme der Mineralisation infolge der Einstellung eines neuen, von den lokalen Zulaufbedingungen im Schachtumfeld dominierten Strömungssystems (Phase W5a) sowie verstärkter Sulfat-Austrag aus den gefluteten Grubenbauen
3. Sukzessive Abnahme der Mineralisation infolge Aussüßung durch nachsickerndes Niederschlagswasser bei stark reduzierter Anstiegsgeschwindigkeit (Phase W5a/W5b)

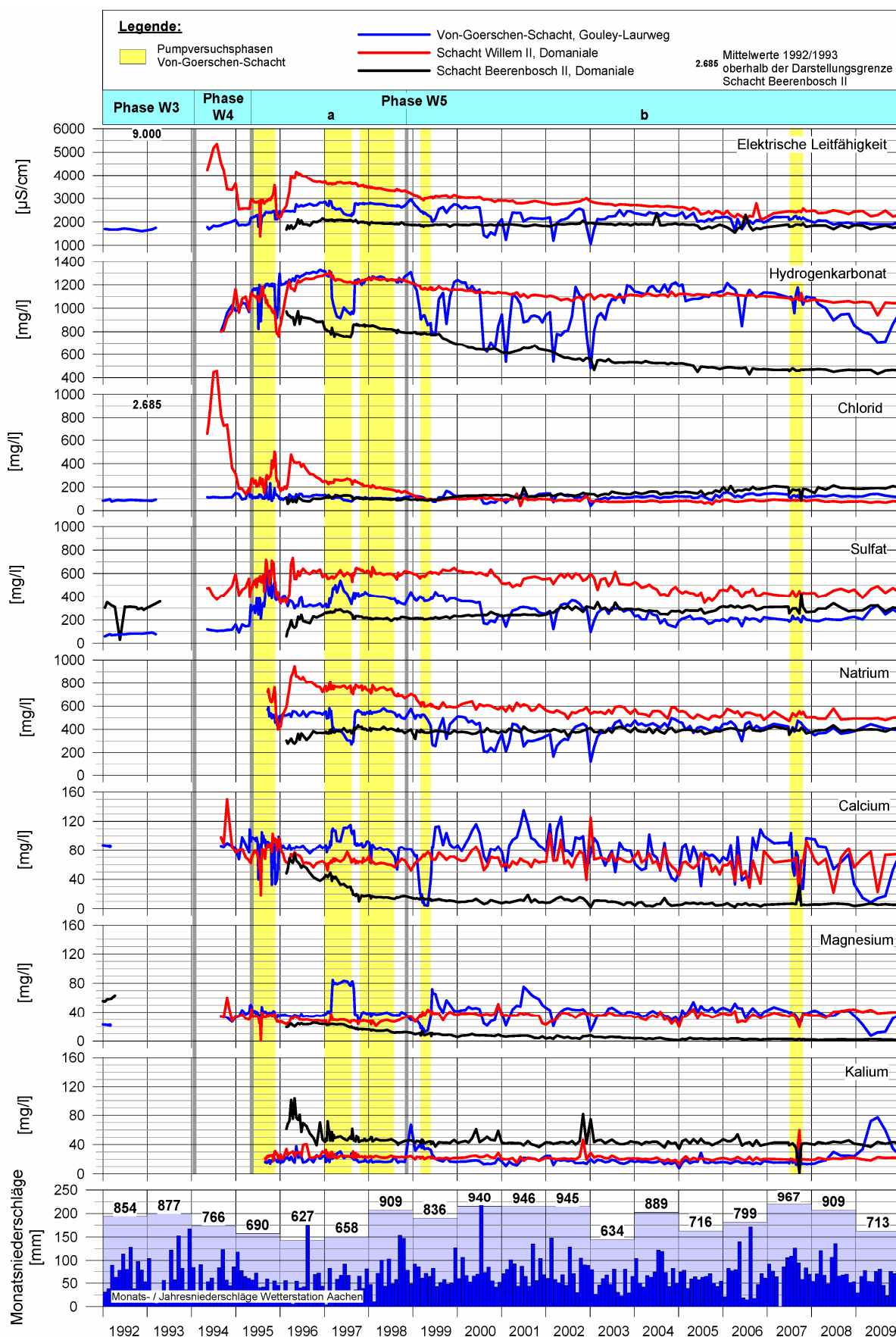


Abb. 12.3: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Westlichen Wasserprovinz (Phase W4 /W5) - Hauptionen

Einen Überblick über die zeitliche Entwicklung der Grubenwassertypen im Rahmen des Grubenwasseranstiegs gibt die Darstellung repräsentativer Grubenwasserproben in einem Piper-Diagramm in Abb. 12.4.

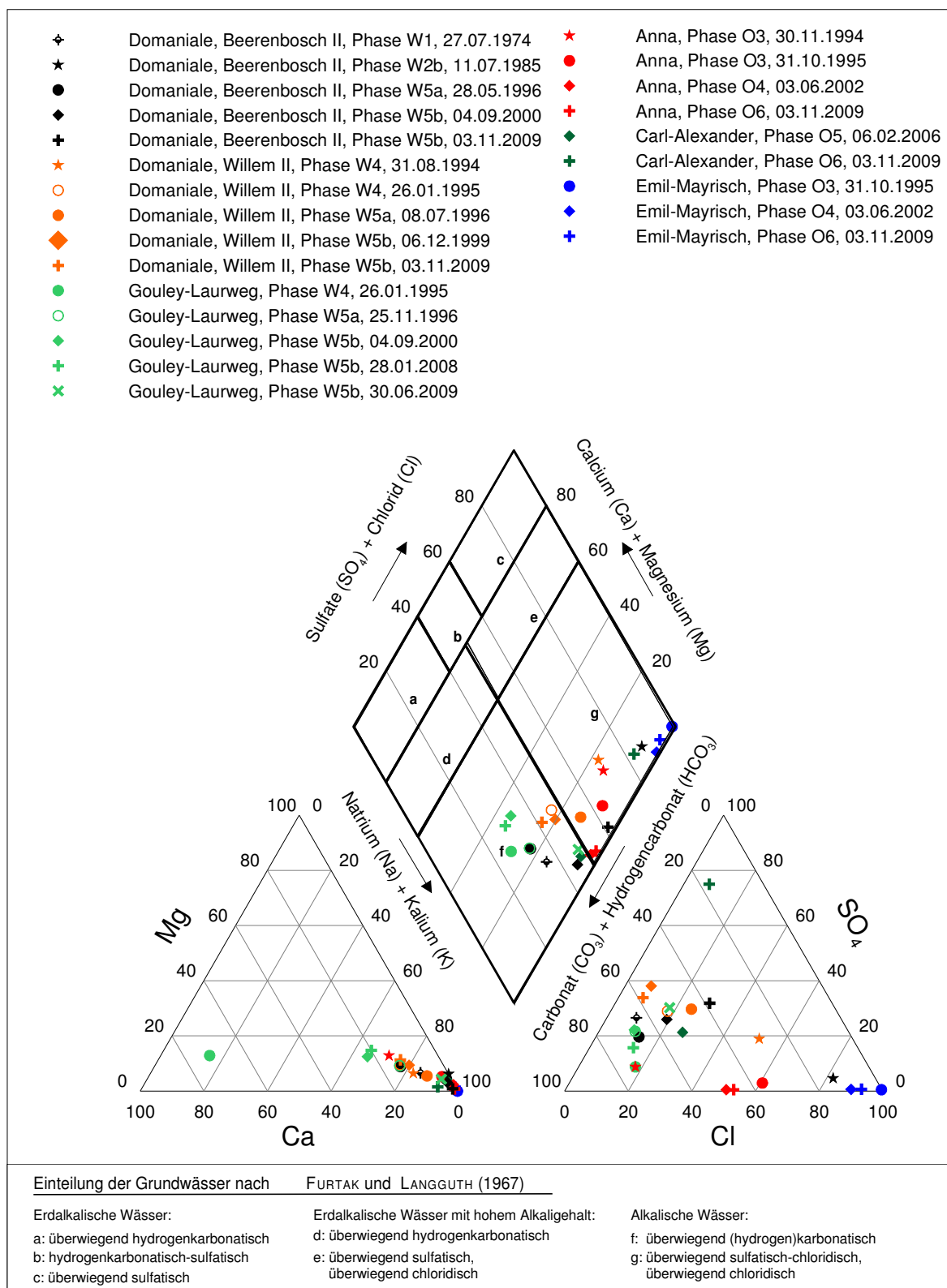


Abb. 12.4: Piper-Diagramm mit Darstellung repräsentativer Grubenwasserproben aus den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Reviers im Rahmen des Grubenwasseranstiegs

12.2.1 Zurückdrängen der stärker mineralisierten Tiefenwasserzutritte

Die Anstiegsphase W4 war geprägt durch den schnellen Anstieg des Standwasserniveaus und das damit verbundene Zurückdrängen der hoch mineralisierten Wasserzutritte aus dem Mittleren Hauptbassin im Feld Domaniale. Mit dem Einstau des Standwasserniveaus des Mittleren Hauptbassins stellte sich im Feld Domaniale ein neues Strömungsregime mit entgegen gesetzter Strömungsrichtung ein. Zugleich kommt es Anfang 1995 infolge eines Anstiegs der Druckhöhendifferenz zwischen beiden Grubenfeldern auch noch zu einer Zunahme der Übertritte von gering mineralisierten Grubenwässern aus Gouley-Laurweg.

Die elektrische Leitfähigkeit der im Schacht Willem II zusitzenden Grubenwässer sank dadurch bis auf 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab. Dies ist vor allem bedingt durch den Rückgang der NaCl-Gehalte; die Chlorid-Gehalte sanken bis auf 160 mg/l ab. Der Rückgang der Tiefenwasserzutritte äußert sich auch in einer deutlichen Temperaturabnahme von zuvor rd. 24 °C auf Beträge zwischen 18 und 20 °C. Für den Bereich Schacht Beerenbosch II ist eine entsprechende Entwicklung anzunehmen. Die ab Februar 1996 vorliegenden Analysendaten weisen darauf hin, dass auch hier die elektrische Leitfähigkeit in der ersten Anstiegsphase unter 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ abgesunken ist. Der Wassertypus wechselte damit im Feld Domaniale vom Natrium-Chlorid-Wasser zum Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser (Abb. 12.4). Damit stellte sich in etwa wieder der Chemismus ein, den die Wasserzuläufe im Schacht Beerenbosch II in der Anstiegsphase W1 vor Übertritt der Grubenwässer aus dem Mittleren Hauptbassin aufwiesen.

Im Von-Goerschen-Schacht war in dieser Phase keine signifikante Veränderung der Mineralisation zu beobachten, da hier keine höher mineralisierten Tiefenwässer zutreten und das grundsätzliche Strömungsregime erhalten blieb; der Wassertypus blieb unverändert (Abb. 12.4). Allerdings stellte sich eine gegenüber der letzten Betriebsphase der Wasserhaltung insgesamt leicht erhöhte elektrische Leitfähigkeit mit Beträgen zwischen etwa 1.600 und 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ein. Dieser Anstieg muss vor allem auf die Zunahme der NaHCO_3 -Gehalte zurückgeführt werden; die vorliegenden Analysendaten belegen eine Zunahme der HCO_3^- -Gehalte von rd. 800 bis auf maximal rd. 1.050 mg/l bei weitgehend konstanten Chlorid-, Calcium und Magnesium-Gehalten. Als Ursache hierfür sind die auch innerhalb des Feldes Gouley-Laurweg lokal verschiedenen Qualitäten der zulaufenden Grubenwässer zu sehen. So traten im Feld Gouley schon in der Betriebsphase insgesamt stärker mineralisierte Wässer zu als in der Grube Laurweg (s. Kap. 5.1).

Im Zuge des Grubenwasseranstiegs und der Auffüllung des Absenkungstrichters um den Wasserhaltungsschacht stellen sich hier innerhalb des Grubenfeldes Gouley-Laurweg, wie auch im Feld Domaniale, in Abhängigkeit von den lokalen Zustromverhältnissen unterschiedliche Grubenwasserqualitäten ein.

12.2.2 Anstieg der Mineralisation

Mit Beginn der Anstiegsphase W5a kommt es ab Mai 1995 in den Beobachtungsschächten der Felder Domaniale und Gouley-Laurweg zu einem erneuten signifikanten Anstieg der Mineralisation; in 1996 erreicht die Mineralisation in den einzelnen Schächten ihr Maximum. Dabei zeigten die in den beiden Beobachtungsschächten im Feld Domaniale zusitzenden Grubenwässer eine deutlich unterschiedliche hydrochemische Charakteristik. Die Ursache für den erneuten Anstieg der Mineralisation beruht auf einer Überlagerung von zwei Effekten:

- einerseits stellt sich mit der Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit (Phase 5a) und der mit dem Einstau des Nördlichen Hauptbassins verbundenen Änderung der Strömungsverhältnisse an den einzelnen Schachtstandorten ein neues hydrochemisches Gleichgewicht ein; die Qualität der Wasserzuläufe in den einzelnen Schächten wird nunmehr wesentlich geprägt durch die lokalen Zulaufverhältnisse im unmittelbaren Schachtbereich; im Feld Domaniale macht sich dabei auch der Rückgang der Süßwasserübertritte aus Gouley-Laurweg infolge der Reduzierung der Druckhöhendifferenz zwischen beiden Gruben bemerkbar.
- andererseits tritt in dieser Phase eine mit der Flutung der Grubenbaue verbundene verstärkte Sulfat-Ausspülung auf, die wiederum in Abhängigkeit von den lokalen Zulaufverhältnissen in unterschiedlichem Maße zu einem Anstieg der Sulfat-Gehalte führt.

Im Schacht Willem II stellte sich aufgrund des verstärkten „Resteinflusses“ der betriebszeitlichen Tiefenwasserzutritte aus dem Mittleren Hauptbassin mit elektrischen Leitfähigkeiten bis zu 4.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ die höchste Mineralisation ein. Dieser Einfluss wird offensichtlich verstärkt durch den in 1995 im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuch, bei dem es zwischenzeitlich zu einer Veränderung des Strömungssystems mit Auswirkungen bis in das Nördliche Hauptbassin hinein kam (Kap. C.1.4).

In dieser Phase kam es zu einem nachhaltigen „Wiederanstieg“ der NaHCO_3 -Gehalte und einem nur kurzzeitigen „Wiederanstieg“ der NaCl -Gehalte, was den verstärkten Einfluss von Tiefenwasserzutritten belegt. Die HCO_3 -Gehalte stiegen dabei bis auf rd. 1.300 mg/l, die Na-Gehalte bis auf rd. 950 mg/l und die Cl-Gehalte bis auf rd. 480 mg/l an. Gleichzeitig stiegen aber auch die Sulfat-Gehalte infolge der verstärkten Sulfat-Ausspülung in den gefluteten Grubenbauen deutlich auf Beträge um 600 mg/l an und lagen damit auch deutlich höher als in der Betriebsphase der Wasserhaltung (Phasen W1 bis W3; vgl. Abb. B.2). Hierin macht sich die Lage des Schachtes Willem II im Kernbereich des tagesnahen Altbergbaus bemerkbar (vgl. Abb. B.2); der verstärkte Zulauf sauerstoffreicher Wässer über das oberflächennah stark aufgelockerte Gebirge bewirkt ein erhöhtes Oxidations- und Ausspülungspotenzial. Der Wassertypus änderte sich in dieser Phase zwischenzeitlich zu einem Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Chlorid-Wasser (Abb. 12.4).

Im Schacht Beerenbosch II war demgegenüber nur eine leichte Zunahme der Gesamtmineralisation festzustellen, die insbesondere auch auf die Zunahme der Sulfat-Gehalte zurückging. Die elektrische Leitfähigkeit erreichte maximale Beträge um 2.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$; die Sulfat-Gehalte stiegen von Beträgen unter 100 mg/l auf Beträge um 200 mg/l an. Nur im Rahmen des 1997

im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuchs stiegen die Sulfat-Gehalte kurzzeitig bis auf 300 mg/l an; dies deutet auf eine verstärkte Ausspülung von Sulfaten infolge der kurzzeitigen Absenkung des Standwasserniveaus hin (vgl. Abb. C.6). Daneben war die Entwicklung des Grubenwasserchemismus im Schacht Beerenbosch II in dieser Phase geprägt durch einen Rückgang der $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Gehalte bei einem leichtem Anstieg der Na-Gehalte bis auf rd. 400 mg/l.

Für den Bereich um den Schacht Beerenbosch II zeigt sich damit, anders als im Umfeld des Schachtes Willem II, keine nachhaltige Beeinflussung durch die betriebszeitlichen Tiefenwasserzutritte aus dem Mittleren Hauptbassin. Dies weist darauf hin, dass die Tiefenwasserzutritte aufgrund der randlichen Lage des Schachtes Beerenbosch II im Grubenfeld Domaniale und der begrenzten Teufe von 502 m (gegenüber 804 m Teufe des Schachtes Willem II) in den Phasen W1 bis W3 über konzentrierte Fließwege direkt über den Schacht Willem II zuliefen und sich nicht weiträumig in den Grubenbauen um den Schacht Beerenbosch III verteilt haben. Auch der Anstieg der Sulfat-Gehalte fiel aufgrund der Lage außerhalb des Altbergbaubereichs (vgl. Abb. B.2) und des damit verbundenen, geringeren Zulaufs sauerstoffreicher Oberflächenwässer im Schacht Beerenbosch II deutlich geringer aus.

Im Von-Goerschen-Schacht setzt sich der bereits in der Phase W4 begonnene Anstieg der Mineralisation in der Phase 5a zunächst weiter fort. Dabei kommt es zu einem weiteren Anstieg der NaHCO_3 -Gehalte; die HCO_3 -Gehalte erreichen Beträge bis zu 1.300 mg/l, Na-Gehalte stellen sich bei 550 mg/l ein. Der deutliche Rückgang der NaHCO_3 -Gehalte im Zuge der zwischenzeitlichen Absenkung des Standwasserniveaus im Rahmen des 1997 im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuchs (Abb. C.6) verdeutlicht, dass der Mischwasserchemismus im Feld Gouley-Laurweg, wie in der Betriebsphase der Wasserhaltung vor 1994 (Abb. 12.2), weiterhin zu einer geringeren Mineralisation führte und der Anstieg der Mineralisation des im Von-Goerschen-Schacht zusitzenden Grubenwassers ein lokales Phänomen darstellt. Die Sulfat-Gehalte stiegen in dieser Phase im Von-Goerschen-Schacht ebenfalls deutlich auf Beträge um 400 mg/l bei Maximalbeträgen bis rd. 500 mg/l an. Die Erhöhung der Sulfat-Gehalte fiel damit hier geringer aus als im Schacht Willem II, Domaniale, was im Wesentlichen auf die stärkere Verdünnung durch die Zusickerung von Niederschlagswasser im Feld Gouley-Laurweg zurückgeführt werden kann. Der Wassertypus ändert sich in dieser Phase zu einem Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser (Abb. 12.4).

12.2.3 Aussüßungsphase

Die Mineralisation der in den Feldern Gouley-Laurweg und Domaniale zusitzenden Grubenwässer erreichte ein Maximum etwa 2 bis 3 Jahre nach Einstellung der Wasserhaltungen. Danach schloss sich eine „Aussüßungsphase“ an.

Im Schacht Willem II ging die elektrische Leitfähigkeit im Verlauf des weiteren Grubenwasseranstiegs von Werten über 4.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis auf Beträge zwischen 2.200 und 2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in 2009 zurück. Dabei zeigte sich mit dem weiteren Anstieg des Standwasserniveaus vor allem

ein Rückgang des Einflusses stärker mineralisierter Tiefenwässer. Dies äußerte sich zunächst in einem markanten Rückgang der NaCl-Gehalte (bis 1999) und anschließend einer sukzessiven Abnahme der NaHCO_3 -Gehalte. Die übrigen Hauptionen (Calcium, Magnesium, Kalium) blieben dabei mit Konzentrationen von im Allgemeinen $< 100 \text{ mg/l}$ praktisch unverändert. Damit stellte sich hier wieder eine Grubenwasserqualität vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser ein.

Die Sulfat-Gehalte blieben im Schacht Willem II über etwa 5 Jahre auf einem hohen Niveau und sanken erst mit dem deutlichen Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit in der Phase W5b ab 2000/2001 schrittweise bis auf Beträge zwischen 400 und 500 mg/l ab. Deutliche Sprünge im Rückgang der Sulfat-Gehalte traten dabei insbesondere in den niederschlagsreichen Jahren 2001 und 2004 auf, was auf die Bedeutung der zusickernden Niederschlagswässer für die sukzessive Aussüßung hinweist. Darüber hinaus muss davon ausgegangen werden, dass auch der deutliche Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit in der Phase W5b ab 1999 und nochmals ab 2003 (vgl. Abb. C.7) und die damit verbundene Verlangsamung der Flutung von Grubenbauen zu einer Verringerung der Sulfat-Konzentrationen beigetragen hat.

Eine vergleichbare Entwicklung zeigte sich in dieser „Aussüßungsphase“ auch im Von-Goerschen-Schacht. Die elektrische Leitfähigkeit sank sukzessive bis auf rd. $2.000 \mu\text{S/cm}$ in 2009 ab. Der Wassertypus änderte sich dabei in ein Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Wasser (Abb. 12.4). Auch hier zeigte sich mit der Abnahme der NaHCO_3 -Gehalte eine Erhöhung des Niederschlagswasseranteils an den Gesamtwasserzutritten in der Grube. Die Sulfat-Gehalte gingen wie im Schacht Willem II ab etwa 2000 in mehreren Sprüngen, bedingt durch verstärkte Niederschläge, bis auf vergleichsweise geringe Beträge zwischen rd. 100 und 200 mg/l in 2009 zurück. Die Sulfat-Gehalte stellen sich damit hier unterhalb der in den Entwässerungsstollen des Altbergbaus zur Wurm ermittelten Gehalte ein (rd. 200 bis 300 mg/l; Abb. 6.3). Die übrigen Hauptionen (Chlorid, Calcium, Natrium, Magnesium, Kalium) blieben dabei mit Konzentrationen $< 150 \text{ mg/l}$ abgesehen von Niederschlags- bedingten Schwankungen weitgehend konstant.

Die zwischenzeitlich starken Schwankungen insbesondere der Ca- und HCO_3 -Gehalte des im Von-Goerschen-Schacht zusitzenden Grubenwassers sind auf den Einfluss zusickernder Niederschlagswässer im Schacht selbst zurückzuführen. Dies stellt einen „Oberflächeneffekt“ dar, der auf die Probennahme im Niveau des Standwasserspiegels zurückzuführen ist und nicht die Entwicklung des Chemismus der Wassersäule im Schacht widerspiegelt; das belegen insbesondere auch die im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Tiefenlogs (s. Kap. 13.1.1). Entsprechend ist auch die zwischenzeitliche markante Zunahme der Cl-, K- und SO_4 -Gehalte bei gleichzeitiger Abnahme der $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ -Gehalte in 2009 auf einen reduzierten Zulauf infolge geringer Niederschläge zurückzuführen (713 mm in 2009); der Wassertypus ändert sich dabei nicht grundsätzlich (Abb. 12.4).

Im Schacht Beerenbosch II zeigte sich demgegenüber in der „Aussüßungsphase“ aufgrund der insgesamt geringen Ausgangsmineralisation keine signifikante Abnahme der Gesamtmineralisation. Die elektrische Leitfähigkeit nahm bis 2009 nur noch leicht auf Beträge um $1.800 \mu\text{S/cm}$ ab. Dies war im Wesentlichen bedingt durch einen Rückgang der Ca-, Mg- und

HCO₃-Gehalte, während die NaCl-Gehalte parallel dazu sogar leicht zunahmen. Die Sulfat-Gehalte nahmen hier entgegen der Tendenz in den beiden anderen Schächten mit der Verlangsamung des Grubenwasseranstiegs ab 2000 leicht zu und stellten sich auf Beträge um 300 mg/l ein. Bis 2009 stellte sich hier so ein Grubenwasser vom Typ Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Chlorid ein. Diese Entwicklung kennzeichnet einen Bereich, in dem sich die Zulaufverhältnisse im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nur geringfügig ändern. Das Verhältnis von Tiefenwasser und Zutritten aus dem Deckgebirge blieb weitgehend konstant. Die zusickernden Deckgebirgswässer weisen im Vergleich zu den Bereichen des tagesnahen Altbergbaus aufgrund der größeren Verweildauer bei der Durchsickerung des Deckgebirges geringere Sauerstoffgehalte auf, was zugleich den Anstieg der Sulfat-Gehalte begrenzt.

Die generelle hydrochemische Entwicklung wird überlagert durch den Einfluss der Pumpversuchsphasen im Von-Goerschen-Schacht, die zu einer zwischenzeitlichen Änderung der Strömungsverhältnisse und damit z.T. auch der Zulaufcharakteristik sowie der Qualität der Grubenwässer in den einzelnen Schächten bewirkten. Da die Standwasserniveaus im Feld Domaniale während der Pumpversuche aber grundsätzlich oberhalb der Standwasserniveaus des Mittleren Hauptbassins gehalten wurden, kam es zu keiner grundsätzlichen Änderung des von Südosten nach Nordwesten gerichteten Strömungsregimes, insbesondere nicht zu einem erneuten Einbruch hoch mineralisierter Grubenwässer aus dem Mittleren Hauptbassin.

Insgesamt glich sich der Chemismus der Grubenwässer in den Feldern Domaniale und Gouley-Laurweg im Verlauf des Grubenwasseranstiegs stark an. In 2009 lagen in allen drei Beobachtungsschächten Grubenwässer vom Grundtyp Natrium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Wasser mit elektrischen Leitfähigkeit zwischen 1.800 und 2.500 µS/cm vor. Dabei kennzeichnen die erhöhten Calcium-Gehalte im Feld Gouley-Laurweg einen Bereich mit verstärkten Zutritten von Niederschlagswasser. Demgegenüber weisen die leicht erhöhten Chlorid-Gehalte im Bereich Schacht Beerenbosch II einen Bereich mit geringerem Niederschlagsanteil. Der Grubenwassertypus blieb damit nach dem Zurückdrängen der „Fremdwasserzuläufe“ aus den benachbarten Bassins im Verlauf des Grubenwasseranstiegs weitgehend konstant. Im Schacht Willem II wurde die Wasserqualität im Verlauf des Grubenwasseranstiegs am nachhaltigsten durch die betriebszeitlichen Wasserübertritte aus dem Mittleren Hauptbassin beeinflusst.

12.3 Grubenwasseranstieg Östliche Wasserprovinz - Phasen O3 bis O6

Nach der Schließung des Bergwerks Emil Mayrisch in 1992 wurden der Eduard-Schacht, Anna, der Schacht I, Emil-Mayrisch, und der Schacht II, Carl-Alexander, mit Rohrleitungen für die Überwachung des Grubenwasseranstiegs vorgehalten. Im Zuge der Schachtsicherungsmaßnahmen wurde der Eduard-Schacht durch Teilverfüllung oberhalb der 153 m-Sohle, die beiden anderen Überwachungsschächte durch Vollverfüllung gesichert. Die Peilrohre sind jeweils an unterschiedliche Sohlniveaus angeschlossen (vgl. Abb. 13.3 bis Abb. 13.5). Bei der Bewertung der Ergebnisse der hydrochemischen Analysen ist daher auch die hydraulische Anbindung der Peilrohre zu berücksichtigen.

Die Entwicklung des Grubenwasserchemismus in den Beobachtungsschächten der Östlichen Wasserprovinz für die Phasen O3 bis O6 nach Einstellung der Wasserhaltungen zeigt Abb. 12.5 für die Hauptionen. Detailinformationen zur Entwicklung einzelner Nebenionen (Eisen, Sulfat, Ammonium) mit pH-Werten und Temperaturen sowie Hinweisen zur Entwicklung anthropogener Verunreinigungen sind in Anh. D zusammengestellt.

Probennahmen im Eduard-Schacht und im Schacht I, Emil Mayrisch, waren erst mit dem Einstau der 860 m-Sohle möglich. Für den Schacht II, Carl-Alexander, stehen aufgrund von Problemen mit der Gängigkeit des Peilrohrs hydrochemische Daten erst ab 2006 zur Verfügung.

In den Beobachtungsschächten der Östlichen Wasserprovinz findet sich die für die Westliche Wasserprovinz aufgezeigte phasenweise Entwicklung des Grubenwasserchemismus im Anstiegsverlauf aufgrund der unterschiedlichen Zulaufcharakteristik nur in Ansätzen wider.

Im **Eduard-Schacht** blieb der Grubenwasserchemismus in der ersten Phase nach Einstellung der Wasserhaltung (Phase O3) zunächst weitgehend unverändert (vgl. Abb. 7.4), da sich offensichtlich die Zulaufverhältnisse im Eduard-Schacht nicht grundsätzlich änderten. Vom Wassertypus handelte es sich um ein Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Wasser. Der Anteil der über die 860 m-Sohle zulaufenden stärker mineralisierten Tiefenwässer war offenbar vergleichsweise gering. Signifikant ist allerdings ein deutlicher Anstieg der Sulfat-Gehalte, dessen Verlauf aber erst in der abklingenden Phase dokumentiert ist. Mit dem Einstau der Unterwerksbaue, unterhalb der 860 m-Sohle, kam es offensichtlich kurzzeitig zu einem verstärkten Ausspülen von Sulfaten; es wurde ein maximaler Sulfat-Gehalt von rd. 400 mg/l ermittelt. Der Wassertypus änderte sich zwischenzeitlich zu einem Natrium-Hydrogencarbonat-Chlorid-Sulfat-Wasser. Diese Entwicklung kann auf den Zustrom von geringer mineralisierten, stärker sauerstoffhaltigen Grubenwässern, u.a. aus dem Feld Gemeinschaft, über die 610 m-Sohle (vgl. Abb. 5.6) in die unterhalb der 860 m-Sohle bis zuletzt abgebauten Unterwerksbaue zurückgeführt werden. Unmittelbar nach Flutung der Unterwerksbaue sanken die Sulfat-Gehalte wieder auf die Beträge ab, wie sie schon während der Wasserhaltung vorlagen.

Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs sanken die Sulfat-Gehalte deutlich ab und stellten sich bereits ab 1996 dauerhaft auf Werte unter 10 mg/l ein. Im Rahmen der Flutung der schon länger stillgelegten Baue oberhalb der 860 m-Sohle hat somit keine verstärkte Sulfat-Ausspülung mehr stattgefunden. Die Sulfat-Gehalte stellten sich im weiteren Anstiegsverlauf niedriger ein als in der Betriebsphase der Wasserhaltung. Im Zusammenhang mit dem Rückgang der Sulfat-Gehalte sank auch die Gesamtmineralisation im Verlauf der Anstiegsphase O3 sukzessive ab. Die elektrische Leitfähigkeit ging so im Rahmen der Auffüllung des zentralen Bassins der Grube Anna in dem Zeitraum bis 5 Jahre nach Einstellung der Wasserhaltung auf Beträge um 2.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zurück.

Dies war im Wesentlichen bedingt durch den Rückgang der Na- und Cl-Gehalte von Beträgen zwischen jeweils rd. 600 und 800 mg/l auf Werte von jeweils rd. 400 bis 500 mg/l sowie der HCO_3 -Gehalte von rd. 700 bis 800 mg/l auf Beträge knapp unter 700 mg/l. Parallel zeigte sich auch eine signifikante Konzentrationsabnahme bei den übrigen Kationen, bei allerdings insgesamt untergeordneten Gehalten unter 80 mg/l.

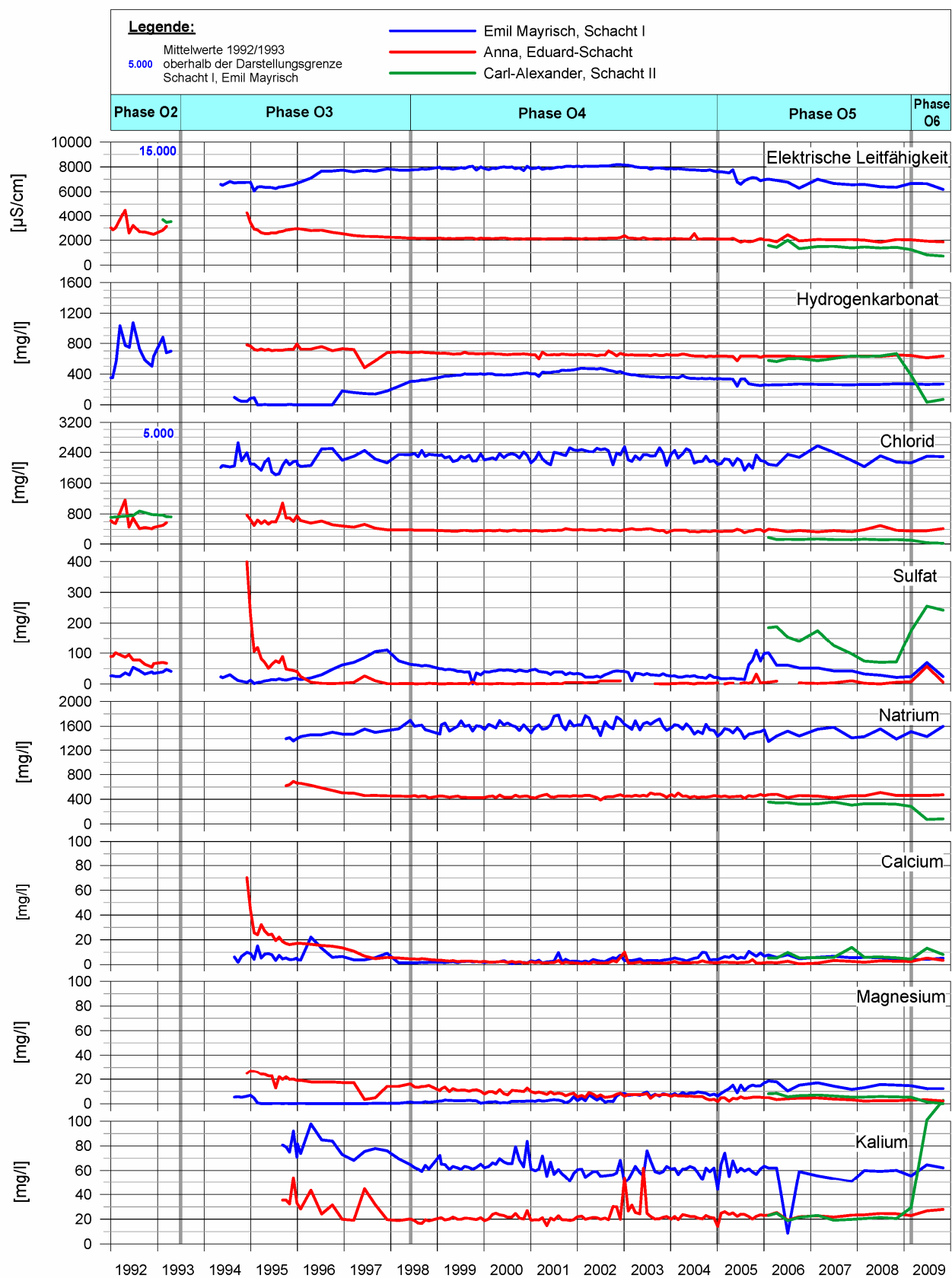


Abb. 12.5: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Östlichen Wasserprovinz (Phase O3 bis O6) - Hauptionen

Dieser Rückgang der Mineralisation ist als ein Zurückdrängen stärker mineralisierter Tiefenwässer zu bewerten, deren Anteil am Gesamtzulauf aber insgesamt gering ist (vgl. Kap. 5).

In den Anstiegsphasen O4 bis O6, in deren Verlauf die Anstiegsgeschwindigkeit aufgrund des Einstaus früherer Stilllegungsbereiche insgesamt deutlich geringer war, setzte sich der Aus-süßungstrend aufgrund der veränderten Strömungsverhältnisse leicht weiter fort. Dies kann u.a auf ein Zurückdrängen der Süßwasserzuläufe aus dem Feld Gemeinschaft über die 610 m-Sohle zurückgeführt werden. Die elektrische Leitfähigkeit sank bis 2009 auf Beträge um $1.900 \mu\text{S/cm}$ ab. Dabei sanken die HCO_3^- -Gehalte leicht bis auf rd. 630 mg/l ab, während die Gehalte an Calcium, Magnesium und Kalium auf geringe Beträge unter bzw. um 20 mg/l zurückgingen. Auch die pH-Werte sanken in der Phase O5 wieder leicht auf Beträge um pH 8,5 ab. Dagegen blieben die Natrium- und Chlorid-Gehalte weitgehend konstant.

Die Entwicklung im **Schacht II, Carl-Alexander**, ist nach den ab 2006 vorliegenden Analysendaten etwa mit den Verhältnissen im Eduard-Schacht, Anna, vergleichbar, wie ja auch in der Betriebsphase der Wasserhaltung ein vergleichbarer Grubenwasserchemismus vorlag (vgl. Abb. 5.5). Die elektrische Leitfähigkeit lag hier mit rd. $1.500 \mu\text{S/cm}$ etwas niedriger, mit entsprechend niedrigeren Natrium-Gehalten um 320 mg/l und Chlorid-Gehalten um 120 mg/l . Die Sulfat-Gehalte zeigen bis 2008 eine absinkende Tendenz bei insgesamt höheren Gehalten als im Eduard-Schacht (max. 190 mg/l in 2006 in Carl-Alexander). Insgesamt zeigt sich in den Zuläufen zu Schacht II, Carl-Alexander, ein deutlich stärkerer Anteil an Zuläufen aus dem Deckgebirge, die über die Grundwasser erfüllten basalen Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1) erfolgen. Dies deutet sich auch in den niedrigeren Grubenwassertemperaturen (vgl. Kap. 13.1) und dem stärker Sulfat-lastigen Wassertyp an ($\text{Na-HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$, s. Abb. 12.4).

In 2009 deutet sich eine markante hydrochemische Veränderung der oberflächennah zulaufenden Grubenwässer an (vgl. Abb. 12.4); das Grubenwasser wird stark Sulfat-lastig. Die Sulfat-Gehalte steigen deutlich auf rd. 250 mg/l an; auch bei den Kalium-Gehalten zeigt sich ein markanter Anstieg bis auf rd. 117 mg/l . Die Mineralisation des Grubenwassers geht dabei insgesamt zurück, bei deutlich sinkenden Na^+ , Cl^- und HCO_3^- -Gehalten; die elektrische Leitfähigkeit sinkt bis auf $715 \mu\text{S/cm}$ ab. In dieser Entwicklung deutet sich eine markante Aus-süßung des Grubenwassers an, die vor allem im Hinblick auf die Ausbildung einer Schichtung innerhalb der Wassersäule von Bedeutung ist. Die Erhöhung der Kalium-Gehalte lässt sich allerdings in diesem Zusammenhang derzeit noch nicht erklären.

Im **Schacht II, Emil Mayrisch**, ist anders als im Eduard-Schacht, in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs ein deutliches Zurückdrängen von Tiefenwasserzutritten zu beobachten. Dies ist insbesondere auf einen Rückgang der stark mineralisierten Wasserzuläufe aus den tiefsten Grubenbauen im Feld Norbert Metz zurückzuführen. Die elektrische Leitfähigkeit des Grubenwassers sank von rd. $15.000 \mu\text{S/cm}$ in der Betriebsphase zunächst auf Beträge zwischen 6.000 und $7.000 \mu\text{S/cm}$ zu Beginn der ersten Anstiegsphase O3 ab. Dabei ist ein Rückgang der Cl^- -Gehalte auf rd. 2.000 mg/l zu verzeichnen; die HCO_3^- -Gehalte verschwinden dabei zwischenzeitlich ganz. Auch Sulfat- und Magnesium-Gehalte verschwinden in dieser Phase kurzzeitig völlig.

Im Gegensatz dazu lagen in dieser Phase vergleichsweise hohe Kalium-Gehalte mit Werten bis zu rd. 100 mg/l vor. Dies deutet noch auf einen erheblichen Einfluss von Tiefenwasserzutritten hin.

Im Rahmen der weiteren Neuausrichtung des hydraulischen Systems und der Zulaufverhältnisse zum Schacht steigt die Mineralisation nach dem Einstau der 710 m-Sohle noch in der Phase O3 wieder deutlich an. Die elektrische Leitfähigkeit stellt sich bei rd. 8.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ein; die HCO_3^- -Gehalte steigen auf Werte um 400 mg/l an. Auch die NaCl-Gehalte steigen in dieser Phase wieder leicht an. Der Charakter des Na-Cl-Wassers bleibt dabei insgesamt erhalten. Während die Kalium-Gehalte deutlich zurückgehen, ist ein markanter kurzzeitiger Anstieg der Sulfat-Gehalte auf Werte bis zu rd. 100 mg/l zu beobachten. Auch hier stellt sich somit keine nachhaltige Sulfat-Ausspülung im Rahmen des Grubenwasseranstiegs ein.

Nach der Einstellung eines einheitlichen Standwasserniveaus in der gesamten Östlichen Wasserprovinz verändert sich das Strömungssystem erneut und die Anstiegsgeschwindigkeit geht deutlich zurück. Damit stabilisieren sich in der Phase O4 schließlich die hydrochemischen Verhältnisse. Lediglich die Sulfat-Gehalte gehen sukzessive zurück. Einen signifikanten Sprung in der hydrochemischen Entwicklung gibt es noch mal beim Übergang in die Phase O5. Die NaHCO_3 -Gehalte gehen leicht zurück, was insgesamt einen Rückgang der elektrischen Leitfähigkeit auf Beträge zwischen 6.000 und 7.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bis 2009 bewirkt.

Im Zuge des Überstaus der 360 m-Sohle auf Anna kommt es zu einer leichten Veränderung des Strömungssystems, was sich offensichtlich bis nach Emil Mayrisch hinein deutlich auswirkt und möglicherweise zu verstärkten Wasserübertritten von Anna nach Emil Mayrisch führt. Auch dies belegt die weiterhin enge hydraulische Verbindung zwischen den beiden Hauptbassins der Östlichen Wasserprovinz.

Eine signifikante Aussüßung des Grubenwassers ist dagegen im Schacht I, Emil Mayrisch, bisher nicht festzustellen. Dies ist vor allem auch darauf zurückzuführen, dass die natürlichen Zuläufe innerhalb der Grube Emil Mayrisch keine signifikante vertikale Zonierung aufweisen und die Zutritte aus dem Deckgebirge vernachlässigbar sind (vgl. Kap. 5). Insgesamt hat sich deshalb auch der Charakter des im Schacht I, Emil Mayrisch zusitzenden Grubenwassers im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nicht signifikant verändert (s. Abb. 12.4).

12.4 Zusammenfassende Bewertung

Vom Grundsatz her war die hydrochemische Entwicklung der Wasserzutritte in den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Reviers im Rahmen des Grubenwasseranstiegs geprägt von drei Vorgängen:

1. Zurückdrängen von „Fremdwasserzutritten“ aus benachbarten Bassins und Einstellung einer Wasserqualität entsprechend den lokalen Zuflussverhältnissen in der ersten Anstiegsphase; die Veränderung der Wasserqualitäten wird dabei vor allem durch eine Veränderung

des Strömungssystems im Grubengebäude bewirkt. In dieser Phase kommt es auch zu einem verstärkten Zurückdrängen von stärker mineralisierten Tiefenwasserzutritten, die zu meist über die tiefsten Abbaubereiche zulaufen.

2. Zwischenzeitlicher Anstieg der Sulfat-Gehalte; Höhe und Dauer der Sulfat-Ausspülung sind dabei abhängig vom Anteil der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge.

In dem durch geringe Zutritte von Grundwässern aus dem Deckgebirge geprägten Grubenfeld Emil Mayrisch war keine signifikante Sulfat-Ausspülung zu beobachten. In den durch oberflächennahe Auflockerungszonen geprägten Bereichen des Altbergbaus mit starken Wasserzutritten aus dem Deckgebirge wurden zwischenzeitlich maximale Sulfat-Gehalte von rd. 600 mg/l ermittelt. Eine deutlicher Rückgang der Sulfat-Gehalte war im Feld Gouley-Laurweg nach etwa 10 Jahren zu beobachten.

3. Sukzessive Aussüßung durch ansteigenden Anteil von Deckgebirgswässern; das Ausmaß der Aussüßung ist letztlich abhängig von dem Ausmaß der Verdrängung höher mineralisierter Wasserzutritte aus dem Steinkohlengebirge durch die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge. Die Sulfat-Gehalte gingen dabei in den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Reviers überwiegend auf Beträge unter 300 mg/l zurück.

In Bereichen ohne signifikante Deckgebirgswasserzutritte kann keine signifikante Aussüßung stattfinden (Emil Mayrisch). Entsprechend findet aber auch in Bereichen ohne signifikante Zutritte von höher mineralisierten Tiefenwässern keine signifikante Veränderung des Grubenwasserchemismus im Anstiegsverlauf statt (Gouley-Laurweg, Anna).

Für den Grubenwasseranstieg bis in das Vorflutniveau ist vor allem die sukzessive Aussüßung von Bedeutung. Nach derzeitigem Kenntnisstand ist bei einem Anstieg des Grubenwassers bis in das Niveau der Wurm nicht mit dem Austritt von stärker mineralisierten Wässern im Wurmatal zu rechnen. Dies ist unter Anderem im Hinblick auf eine mögliche Beeinträchtigung des Vorfluters wichtig.

Die differenzierte Entwicklung der Grubenwasserqualitäten in den unterschiedlichen Bassins zeigt, dass eine Prognose über die Entwicklung der Grubenwasserqualitäten im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nur auf der Grundlage einer detaillierten Analyse der Wechselwirkungen zwischen Tiefenwasserzutritten und Wasserzutritten aus dem Deckgebirge möglich ist.

Dabei zeigt sich auch, dass sich sowohl innerhalb einer Wasserprovinz (z.B. Östliche Wasserprovinz) als auch innerhalb eines Bassins (z.B. Domaniale) trotz guter hydraulischer Verbindungen lokal sehr unterschiedliche Wasserqualitäten ausbilden können. Bei der Interpretation von Grubenwasseranalysen ist daher immer die spezielle hydraulische Situation des Beobachtungsschachtes innerhalb des Grubengebäudes zu berücksichtigen. Eine Übertragung der Ergebnisse auf ein größeres Umfeld des Schachtes ist in Abhängigkeit von den lokalen hydrogeologischen Verhältnissen nur bedingt möglich.

13 Teufendifferenzierte Entwicklung des Grubenwasserchemismus

Von besonderer Bedeutung für den möglichen Einfluss des Grubenwasseranstiegs auf wasserwirtschaftlich relevante Deckgebirgshorizonte oder Vorfluter ist die Frage nach der Ausbildung einer „Süßwasserkappe“. Daneben spielt die teufendifferenzierte Betrachtung der Grubenwasserqualitäten auch eine Rolle im Hinblick auf die Bewertung der Aussagekraft der zumeist im Niveau der Standwasseroberfläche entnommenen Grubenwasserproben.

Für die Bewertung einer teufendifferenzierten Entwicklung des Grubenwasserchemismus wurden einerseits Ergebnisse von Tiefenlogs aus den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Reviers sowie andererseits die Ergebnisse der Pumpversuche in den Tiefbohrungen des Minewater Projects herangezogen.

13.1 Tiefenlogs in den Beobachtungsschächten

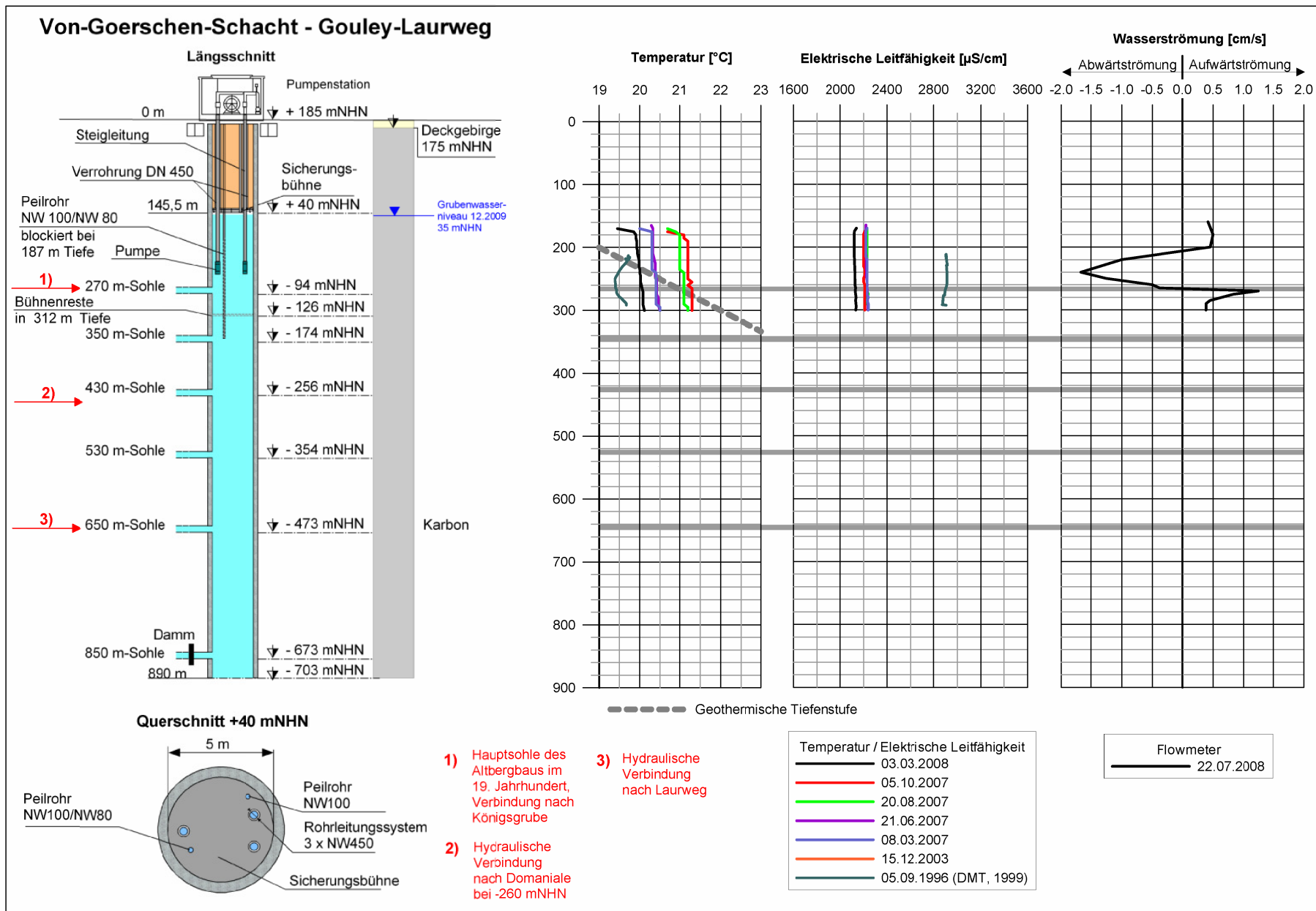
Für die Beobachtungsschächte des Aachener und Südlimburger Reviers liegen Tiefenlogs mit Angaben zu Temperatur und elektrischer Leitfähigkeit für den Zeitraum ab 1996 vor; Tiefenlogs aus dem Zeitraum 1996 bis 1998 sind für einige Schächte in DMT (1999) dokumentiert. Darüber hinaus wurden im Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg sowie im Schacht Willem II, Domaniale Flowmeter-Messungen zur Erfassung der Strömungsverhältnisse im Schacht durchgeführt.

13.1.1 Von-Goerschen-Schacht

Im Von-Goerschen-Schacht wurden Tiefenlogs an insgesamt sieben Terminen zwischen 1996 und 2008 durchgeführt (Abb. 13.1). Die Tiefenlogs wurden aus Sicherheitsgründen wegen der bei -312 m Teufe festgestellten Einbauten auf eine Teufe von 300 m begrenzt. Dadurch wurde nur der obere Teil der Wassersäule bis zur 270 m-Sohle, erfasst. Im Jahre 2007 wurden zwei Tiefenlogs (am 20.08.2007 und am 05.10.2007) während eines im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuchs (Pumpversuchsdauer: 04.07. bis 24.10.2007) ausgeführt.

Die **Wassertemperaturen** lagen bei allen Tiefenlogs zwischen rd. 19 und 21 °C. Eine signifikante Temperaturzunahme zur Tiefe hin war nicht festzustellen. Die niedrigsten Temperaturen mit Werten zwischen 19,4 und 19,8 °C wurden bei dem Tiefenlog im Jahre 1996 gemessen. Die höchsten Wassertemperaturen lagen am 05.10.2007 mit bis zu 21,3 °C vor. Diese Temperaturänderungen spiegeln im Wesentlichen jahreszeitlich bedingte Schwankungen wider und verdeutlichen den starken Einfluss zusickernder Niederschlagswässer. Die während des Pumpversuchs ermittelten Wassertemperaturen (20.08. und 05.10.2007) lagen um rd. 1 °C über den ansonsten ermittelten Beträgen. Dies weist auf einen verstärkten Zustrom aus größeren Teufen im Pumpversuchsverlauf hin.

Abb. 13.1: Tiefenlogs Von-Goerschen-Schacht, Gouley-Laurweg



Auffällig ist die signifikante Zunahme der Wassertemperaturen um bis zu 0,5 °C in den oberen 10 bis 20 m der Wassersäule. Am Top der Wassersäule sind die Temperaturen offensichtlich durch niedrigere Lufttemperaturen im offenen Schacht und Zusickerungen geringer temperierter Wässer durch den oberhalb des Standwasserniveaus gelegenen Schachtausbau beeinflusst. Dementsprechend zeigen sich in diesem Teufenabschnitt auch verstärkt die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen (vgl. Anh. D.2).

Auch die **elektrische Leitfähigkeit** zeigt im untersuchten Schachtabschnitt keine Veränderung mit der Teufe. In der Phase der Aufmineralisation (s. Kap. 12.2) wurde 1996 eine deutlich erhöhte elektrische Leitfähigkeit von 2.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ermittelt. Die in den Jahren 2003, 2007 und 2008 durchgeführten Tiefenlogs zeigen weitgehend konstante elektrische Leitfähigkeiten um 2.100 bis 2.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Im Rahmen des 2007 durchgeführten Pumpversuchs (Messungen vom 20.08.2007 und 05.10.2007) zeigt sich keine signifikante Veränderung der elektrischen Leitfähigkeit. Dies belegt, dass auch in den messtechnisch nicht erfassten tieferen Schachtabschnitten keine höher mineralisierten Grubenwässer zusitzen.

In dem untersuchten Teufenabschnitt des Von-Goerschen-Schachtes ist nach den vorliegenden Messergebnissen bisher keine signifikante teufenabhängige Differentiation des Grubenwasserchemismus erkennbar. Dies ist im Wesentlichen auf die anhaltende Grubenwasserzirkulation über den Schacht im Rahmen der Flutung der Grubenbaue zurückzuführen.

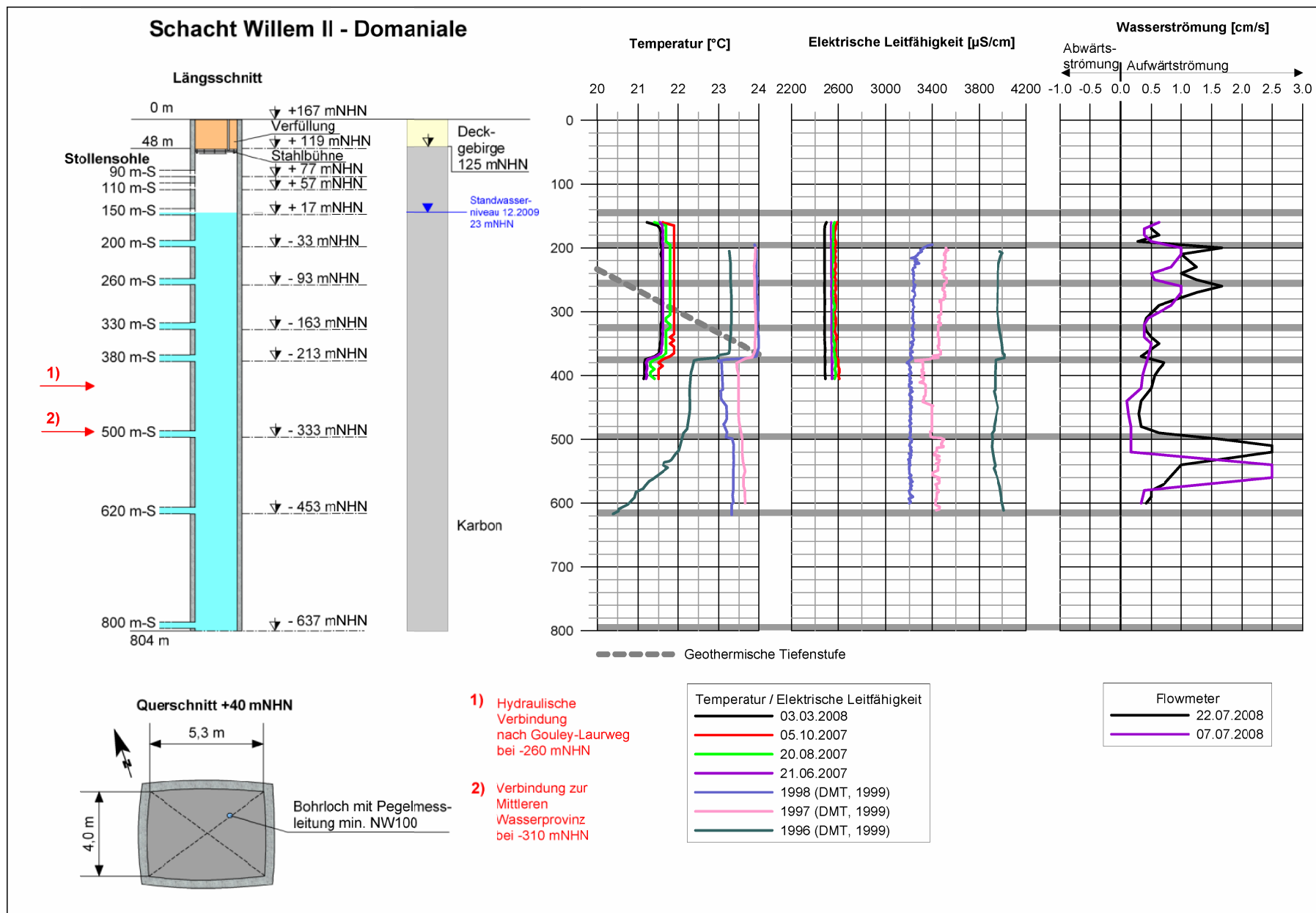
Nähere Informationen über die Strömungsverhältnisse im Schacht konnten durch eine am 22.07.2008 durchgeführte Flowmeter-Messung gewonnen werden. Die Messung ergab oberhalb etwa 200 m Teufe eine aufwärts gerichtete Strömung von etwa 0,5 cm/s. Darunter wurde bis in rd. 265 m Teufe eine abwärts gerichtete Strömung von maximal etwa 1,7 cm/s festgestellt. Im unteren befahrenen Schachtbereich bis 300 m Teufe war die Strömung im Schacht aufwärts gerichtet und stellte sich bei einem Wert von rd. 0,5 cm/s ein.

Das Ergebnis der Flowmeter-Messung deutet auf einen Zulauf aus dem tieferen Schachtbereich in die 270 m-Sohle. Das Grubenwasser steigt im Schacht auf und wird über die oberste an den Schacht angeschlagene Sohle, die 270 m-Sohle, in die noch nicht gefluteten oberen Grubenbaue verteilt. In dem oberhalb der 270 m-Sohle liegenden „Totraum“ bilden sich innerhalb des Schachtes Wirbelströmungen mit wechselnden Richtungen. Für eine Absicherung dieser Interpretation des Strömungsbildes wären allerdings weitere Flowmeter-Messungen erforderlich.

13.1.2 Schacht Willem II, Domaniale

Im Schacht Willem II wurden Tiefenlogs zwischen 1996 und 2008 an sieben Terminen durchgeführt (Abb. 13.2). Darüber hinaus liegen die Ergebnisse von zwei Flowmeter-Messungen aus 2008 vor. Die in 2007 und 2008 durchgeführten Tiefenlogs wurden nur bis rd. 400 m Tiefe geführt.

Abb. 13.2: Tiefenlogs Schacht Willem II, Domaniale



Die **Wassertemperaturen** aller durchgeführten Tiefenlogs schwanken zwischen minimal 21 °C und maximal 24 °C. Die Tiefenlogs der Jahre 1996 bis 1998 zeigen dabei um bis zu 1,3 °C höhere Werte als die Tiefenlogs aus den Jahren 2007 und 2008. Unter Berücksichtigung des Einflusses von jahreszeitlichen Schwankungen ist insgesamt zwischen Ende der 1990er Jahre und 2007 eine leichte Abnahme der Wassertemperaturen festzustellen, die im Zusammenhang mit der sukzessiven Aussüßung des Grubenwassers zu sehen ist.

Eine signifikante Veränderung der Wassertemperaturen zur Teufe ist nicht zu beobachten. Alle Tiefenlogs zeigen im oberen Abschnitt bis in eine Tiefe von rd. 380 m einen konstanten Temperaturverlauf. Ein deutlich erkennbarer Sprung lag im Bereich der 380 m-Sohle vor. Hier sanken die Temperaturen bei allen Tiefenlogs leicht um maximal rd. 1 °C ab. Anschließend blieben die Wassertemperaturen bis zur Endtiefe des jeweiligen Tiefenlogs weitgehend konstant. Nur das Tiefenlog des Jahres 1996 zeigt unterhalb der 500 m-Sohle noch eine weitere deutliche Abnahme der Wassertemperaturen um rd. 2 °C auf rd. 20,5 °C bis zur Endteufe von rd. 610 m. Auch im Schacht Willem II zeigt sich in den oberen 5 bis 10 m der Wassersäule ein leichte Abnahme der Wassertemperaturen zur Oberfläche der Wassersäule hin um rd. 0,5 °C, die wie im Von-Goerschen-Schacht als „Oberflächeneffekt“ zu bewerten ist.

Die **elektrische Leitfähigkeit** des Grubenwassers weist bei allen Tiefenlogs keine signifikante Veränderung mit der Teufe auf. Nur bei der Messung aus 1997 zeichnet sich im Niveau zwischen der 380 m-Sohle und der 500 m-Sohle eine lokale Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit um rd. 150 µS/cm ab.

Im Schacht Willem II wurde am 07.07.2008 und am 22.07.2008 jeweils eine Flowmeter-Messung durchgeführt; die Messungen erfolgten bis in eine Teufe von 600 m u GOK. Beide Messungen zeigen einen ähnlichen Verlauf, was die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse belegt. Im Schacht wurde dabei eine durchweg aufwärts gerichtete Strömung mit Geschwindigkeiten zwischen 0,28 cm/s und 2,50 cm/s gemessen. Dies deutet auf eine Strömung aus dem gesamten Schacht und seinen Sohlansschlägen in die oberste, erst seit Mitte 2008 geflutete 150 m-Sohle hin. Dieses Strömungssystem entspricht damit den Verhältnissen im Von-Goerschen-Schacht.

Die Grubenwasserzirkulation im Feld Domaniale wird stark beeinflusst durch die Wasserzuflüsse aus Gouley-Laurweg über die Annäherungsstelle im Niveau -260 mNHN sowie die Abläufe in das Mittlere Hauptbassin über eine Verbindungsstrecke zum Feld Willem-Sophia im Niveau -310 mNHN. Der Schacht Willem II stellt einen wichtigen Verteiler innerhalb dieses Strömungssystems dar. Die Verteilung dieser Grubenwässer erfolgt dabei offensichtlich über die Schachtansschläge in der 500 m- und 620 m-Sohle; in diesem Teufenabschnitt treten die stärksten Strömungsgeschwindigkeiten auf. Auch die signifikante Abnahme der Wassertemperaturen unterhalb der 500 m-Sohle bei der Messung 1996 deutet auf den Zustrom von Grubenwässern aus Gouley-Laurweg in diesem Niveau. Aufgrund dieses übergeordneten Strömungssystems und der Verteilungsfunktion des Schachtes kann sich hier keine Schichtung unterschiedlicher Wasserqualitäten ausbilden.

13.1.3 Eduard-Schacht, Anna

Für den Eduard-Schacht liegen Tiefenlogs von zwei Terminen 03.09.1996 sowie am 04.12.2003 mit entsprechend unterschiedlichen Standwasserniveaus vor.

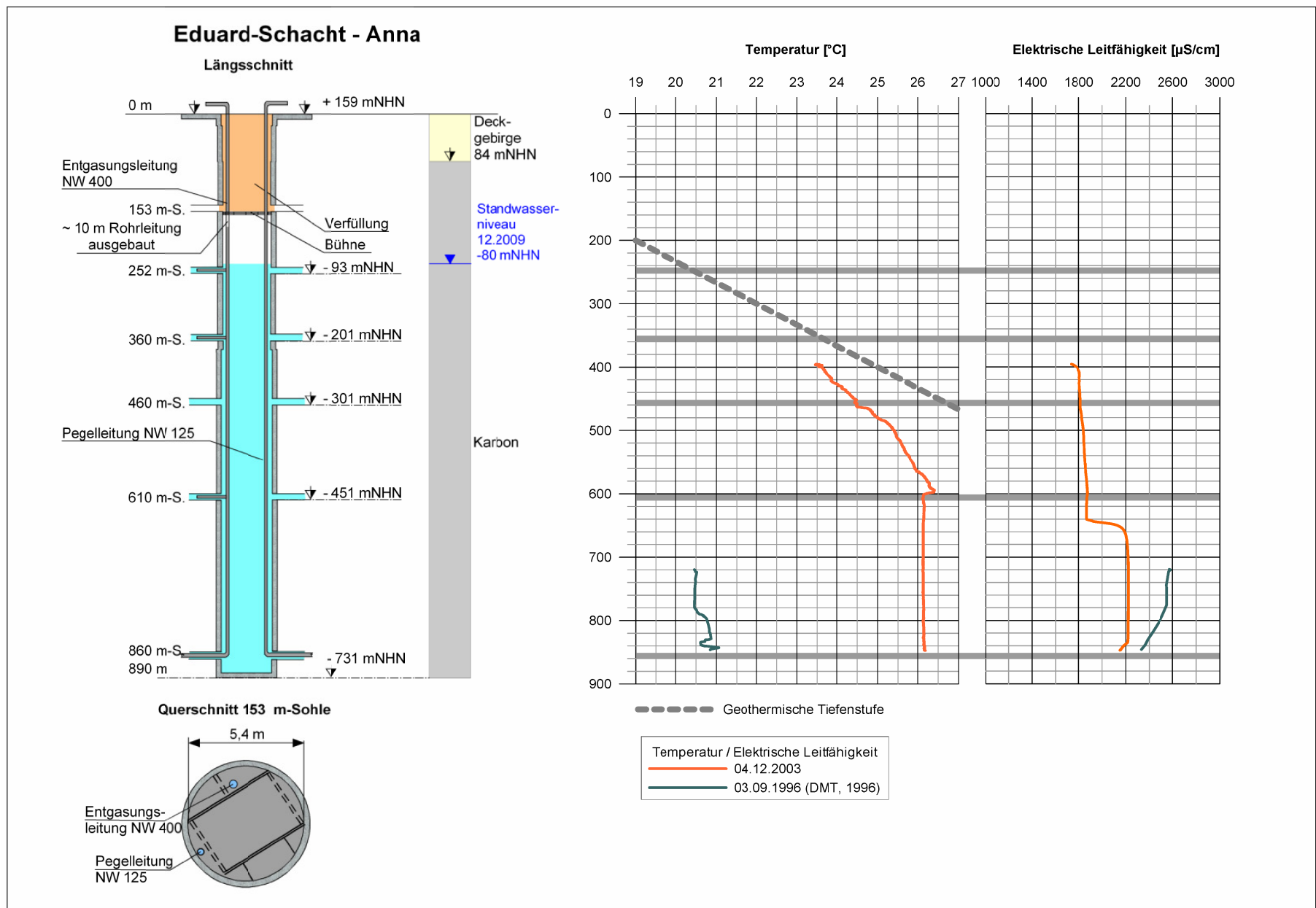
Die **Wassertemperaturen** zeigen zwischen den beiden Tiefenlogs im Teufenbereich zwischen der 610 m-Sohle und der 860 m-Sohle eine deutliche Zunahme von rd. 20,7 °C auf 26,2 °C. Dies belegt die mit dem Einstau der 610 m-Sohle verbundene Veränderung des hydraulischen Systems im Übergang von der Phase O3 zur Phase O4. Die weitere Grubenwasserzirkulation konzentriert sich danach offensichtlich auf das Niveau zwischen der 610 m-Sohle und der 860 m-Sohle. Dies ist auf die zentrale Bedeutung der 610 m-Sohle für die hydraulische Verbindung innerhalb des Wasserbassins I der Östlichen Wasserprovinz sowie die Bedeutung der 860 m-Sohle für die hydraulische Verbindung der Wasserbassins I und II zurückzuführen (s. Abb. B.7).

Oberhalb der 610 m-Sohle kann sich die Wassersäule stabilisieren und die Wassertemperatur an die Gebirgstemperatur anpassen. Das Tiefenlog im Dezember 2003 zeigt im oberen Abschnitt von 390 bis rd. 600 m Tiefe, etwa bis zur 610 m-Sohle eine kontinuierliche Zunahme der Wassertemperatur von 22,7 auf 26,3 °C (1,5 °C/100 m). Der Temperaturverlauf nähert sich hier bereits an die natürliche geothermische Tiefenstufe an (rd. 3,0 °C/100 m). Unterhalb der 610 m-Sohle blieb die Temperatur dann bis zur Endteufe von rd. 850 m konstant.

Die **elektrische Leitfähigkeit** des Grubenwassers zeigte dabei nur geringe teufenabhängige Schwankungen. Das im Jahre 1996 durchgeführte Tiefenlog wies elektrische Leitfähigkeiten zwischen minimal 2.333 und maximal 2.584 µS/cm auf; dabei zeigte sich eine geringe Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit mit der Teufe. Das Tiefenlog im Dezember 2003 erbrachte im oberen Abschnitt bis rd. 640 m Tiefe elektrische Leitfähigkeiten von im Mittel 1.800 µS/cm mit einer nur geringfügigen Zunahme zur Tiefe hin. In einer Teufe zwischen 640 und 650 m lag ein leichter Sprung vor; die elektrische Leitfähigkeit stieg hier auf rd. 2.200 µS/cm an. Unterhalb 650 m blieb die elektrische Leitfähigkeit dann bis zur Endteufe wieder konstant.

Der Sprung der elektrischen Leitfähigkeit im Niveau der 610 m-Sohle kennzeichnet die beiden unterschiedlichen Strömungsbereiche innerhalb des Schachtes. Anders als beim Temperaturverlauf hat sich bei der Gesamtmineralisation oberhalb der 610 m-Sohle noch keine teufenabhängige Differenziation ergeben. Dies zeigt, dass auch in diesem Niveau die Grubenwasserzirkulation noch nicht soweit zur Ruhe gekommen ist, dass eine entsprechende Schichtung ermöglicht wird. Dabei ist zu berücksichtigen, dass auch im Schachtabschnitt oberhalb der 610 m-Sohle der Temperaturgradient noch geringer ist als die geothermische Tiefenstufe und damit noch keinen natürlichen stationären Zustand widerspiegelt.

Abb. 13.3: Tiefenlogs Eduard-Schacht, Anna



13.1.4 Schacht II, Carl-Alexander

Im Schacht II, Carl-Alexander wurden Tiefenlogs an drei Terminen in 2003, 2005 und 2007 durchgeführt (Abb. 13.4).

Die **Wassertemperaturen** zeigen bei allen Tiefenlogs vergleichbare Werte mit einem kontinuierlichen Anstieg zur Tiefe hin. Im oberen Abschnitt lagen die Wassertemperaturen bei rd. 15 °C. Bis zur Endteufe von max. 535 m stiegen die Wassertemperaturen bis auf maximal 21,5 °C an; dies entspricht einem Temperaturgradienten von rd. 2,2 °C/100 m.

Die **elektrische Leitfähigkeit** des Grubenwassers zeigt dagegen keine signifikante Abhängigkeit von der Teufe. In allen Tiefenlogs blieben die Werte bis zur Endteufe weitgehend konstant. Tendenziell deutet sich eher eine leichte Abnahme der elektrischen Leitfähigkeit mit der Teufe an. Dies ist aber eher ein Ausdruck der Strömungsverhältnisse in der Messleitung, da der eigentliche Grubenwasserzustrom in die Messleitung unterhalb des mit dem Tiefenlog erfassten Teufenbereichs erfolgt.

Deutlich zeichnet sich die sukzessive Aussüßung des Grubenwassers oberhalb der 545 m-Sohle ab. Im Dezember 2003 wurden noch elektrische Leitfähigkeiten zwischen 2.076 und 2.405 µS/cm gemessen; bis März 2007 sanken die Beträge auf 1.334 bis 1.468 µS/cm ab.

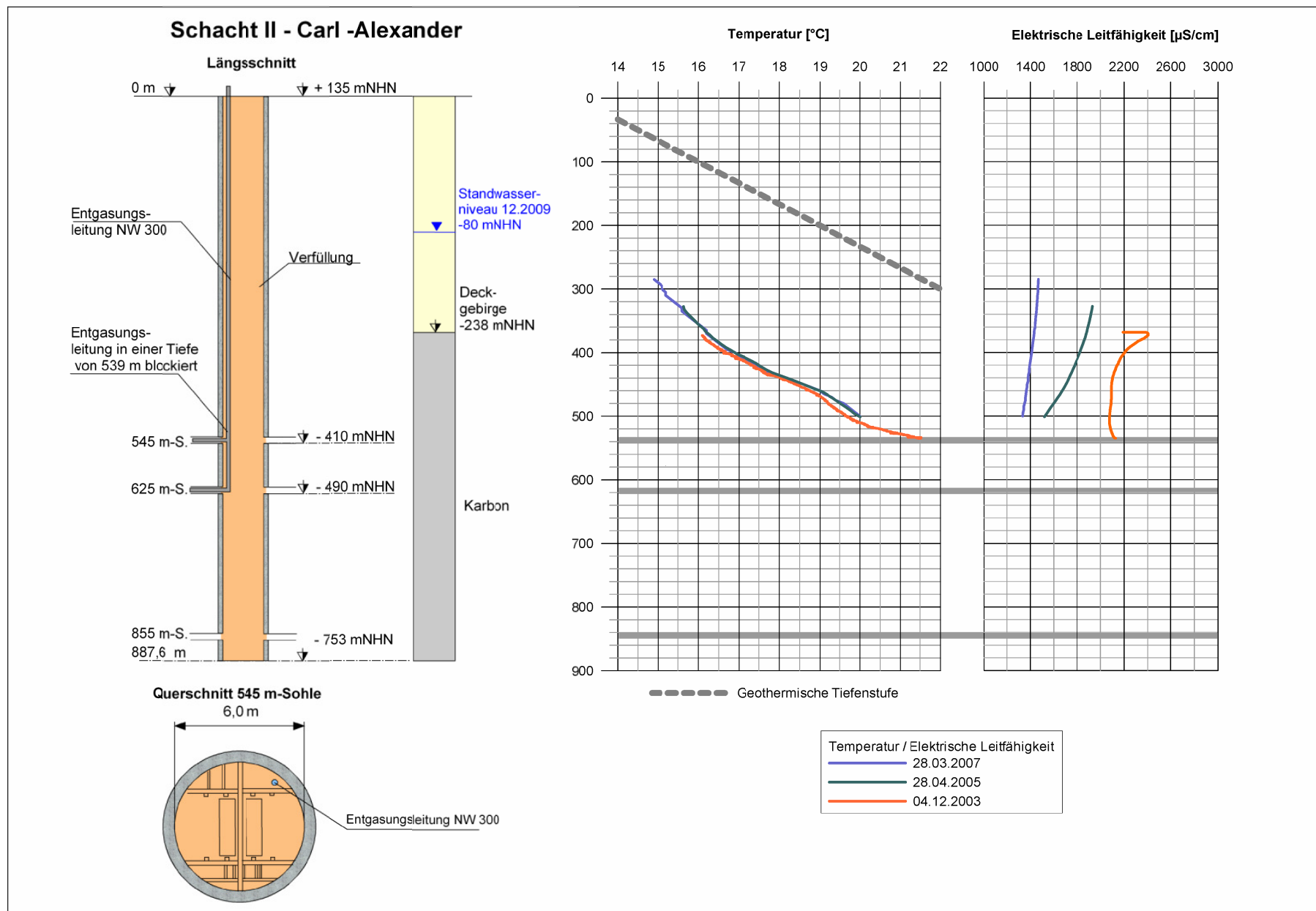
Die Messungen erfolgten zu einem Zeitpunkt, als die Grube Carl-Alexander bereits weitgehend geflutet und somit die Grubenwasserströmungen innerhalb des Grubengebäudes bereits stark zurückgegangen waren. Der im Pegelrohr ermittelte Temperaturgradient nähert sich trotz tieferem Temperaturniveau bereits deutlich der natürlichen geothermischen Tiefenstufe an, was auf die Ausbildung einer stabilen Wassersäule hindeutet.

Die Wasserqualitäten werden im Wesentlichen durch die auf der oberen Sohle, der 545 m-Sohle, zulaufenden Wässer bestimmt, an die die Messleitung angeschlossen ist. Die aus der Messleitung entnommenen Wasserproben zeigen, dass die elektrische Leitfähigkeit des Grubenwassers 2009 unter 1.000 µS/cm abgesunken ist (Abb. 12.5).

Damit deutet sich nach der vollständigen Flutung der Grube und der damit verbundenen Verringerung der Strömungen innerhalb des Grubengebäudes eine Aussüßung des auf der obersten, der 545 m-Sohle zusitzenden Wassers an. Dieses stammt aus dem Deckgebirge.

Aufgrund der begrenzten Messteufe ist eine entsprechende Schichtung hier nicht nachweisbar. Eine vergleichbare Entwicklung wurde aber an den Beobachtungsschächten des Erkelenzer Reviers festgestellt (IHS, 09.07.2010). Auch hier kam es erst nach dem Einstau des Deckgebirges zu einer signifikanten Übersichtung des Grubenwassers mit geringer mineralisiertem Deckgebirgswasser. Für das Erkelenzer Revier sind starke Zuläufe aus dem Deckgebirge charakteristisch.

Abb. 13.4: Tiefenlogs Schacht II, Carl-Alexander



13.1.5 Schacht I, Emil Mayrisch

Im Schacht I, Emil Mayrisch, wurden Tiefenlogs im Zeitraum zwischen 1996 und 2007 durchgeführt (Abb. 13.5). Hier stehen eine in der 860 m-Sohle angeschlossene Pegelleitung sowie eine bis zur 411 m-Sohle mit Messgeräten befahrbare Entgasungsleitung für die Messungen zur Verfügung.

Die **Wassertemperaturen** zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Tiefe. Anhand des in 2004 in der Pegelleitung durchgeführten Tiefenlogs ergibt sich über die Wassersäule im Teufenbereich zwischen 350 und 840 m eine Temperaturzunahme von rd. 19 °C auf rd. 33 °C; dies entspricht einem Temperaturgradienten von rd. 2,9 °C/100m. Dabei erfolgt im Übergangsbereich zum Deckgebirge eine deutliche Abnahme der Temperaturen, was wahrscheinlich auf die unterschiedliche Wärmeleitfähigkeit zwischen Deckgebirge und Grundgebirge zurückzuführen ist.

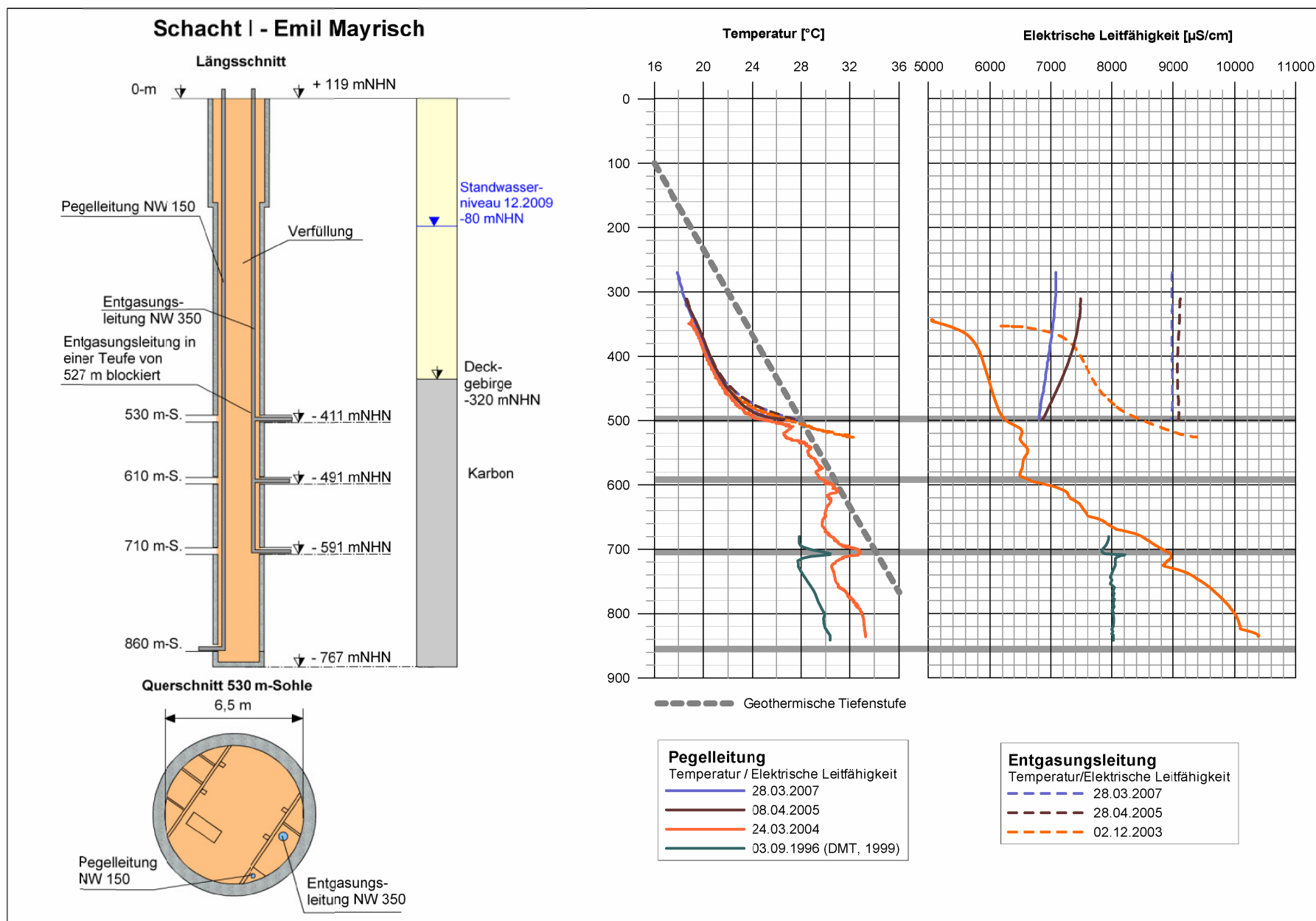
In der Entgasungsleitung waren 2003 aber schon im Niveau der 530 m-Sohle Temperaturen bis zu 32 °C ermittelt worden, was auf Zutritte höher temperierter Tiefenwässer über die 530 m-Sohle hindeutet. Ein markanter Temperatursprung ist auch im Niveau der 710 m-Sohle zu beobachten, über die offensichtlich ebenfalls deutlich höher temperierte Wässer zutreten (aus Norbert Metz). Während zwischen 1996 und 2004 im Teufenbereich unterhalb der 710 m-Sohle eine deutliche Zunahme der Temperatur um 3 °C festzustellen war, sind die Temperaturen nach 2004 im Teufenbereich bis zur 530 m-Sohle praktisch konstant geblieben; über die weitere Entwicklung der Temperaturen unterhalb der 530 m-Sohle liegen keine Erkenntnisse vor.

Bei der **elektrischen Leitfähigkeit** des Grubenwassers zeigt das in 2004 über die gesamte Wassersäule in der Pegelleitung geführte Tiefenlog einen leichten Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit bis zur 530 m-Sohle von rd. 5.000 auf 6.500 µS/cm; zwischen der 530 m- und der 610 m-Sohle wurden konstante elektrische Leitfähigkeiten gemessen, während unterhalb der 610 m-Sohle ein kontinuierlicher Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit bis auf rd. 10.400 µS/cm im Niveau der 860 m-Sohle festzustellen ist.

Gegenüber 1996, wo unterhalb der 710 m-Sohle konstant rd. 8.000 µS/cm vorlagen, hatte sich bis 2004 eine deutliche teufenabhängige Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit eingestellt. Dagegen lagen sich im Niveau oberhalb der 530 m-Sohle in 2005 und 2007 weitgehend konstante elektrische Leitfähigkeiten, mit einer tendenziellen Abnahme zur Teufe bei Werten um 7.000 bis 7.500 µS/cm vor. Wahrscheinlich haben sich in Fortsetzung der 2004 begonnenen Entwicklung oberhalb der 610 m-Sohle konstante elektrische Leitfähigkeiten eingestellt, während unterhalb eine sukzessive Zunahme erfolgt.

In der Entgasungsleitung zeigt sich eine vergleichbare Tendenz. Auch hier lag 2003 noch eine deutliche Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit mit der Teufe vor; bis 2005 haben sich auch hier konstante Werte von rd. 9.100 µS/cm eingestellt. Die hohen Werte weisen wie auch die Temperaturen auf Zutritte stärker mineralisierter Wässer über die 530 m-Sohle hin.

Abb. 13.5: Tiefenlogs Schacht I, Emil Mayrisch



Die Ausbildung einer Süßwasserkappe, so wie sie sich z.B. im Schacht II, Carl-Alexander, andeutet, ist im Schacht I, Emil Mayrisch, nicht erkennbar. Auch nach der vollständigen Flutung des Grubengebäudes im Karbon liegt hier im Niveau der Standwasseroberfläche noch eine hohe Mineralisation des Grubenwassers vor, was auf die besonderen Zulaufverhältnisse der Grube Emil Mayrisch zurückzuführen ist (vgl. Kap. 5.2).

13.1.6 Zusammenfassende Bewertung

Die Randbedingungen für die Ausbildung einer „Süßwasserkappe“ können nach den Ergebnissen der Tiefenlogs aus dem Aachener Reviers wie folgt zusammengefasst werden:

- Im Rahmen der Flutung der Grubenbaue treten in den Beobachtungsschächten deutliche vertikale Strömungen auf, wodurch die Ausbildung einer Schichtung verhindert wird. Beim Einstau der Deckgebirgsbasis treten daher zunächst stärker mineralisierte Mischwässer an der Deckgebirgsbasis auf. In Abhängigkeit von den hydraulischen Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge kann es dabei auch zu einer Beeinträchtigung der Wasserqualität in den basalen Deckgebirgsschichten kommen
- Eine wichtige Voraussetzung für die Ausbildung einer vertikalen Differenziation der Grubenwasserqualitäten, insbesondere einer „Süßwasserkappe“ ist die deutliche Abnahme der Strömungsgeschwindigkeiten nach der vollständigen Flutung des Grubengebäudes.
- Die Ausbildung einer „Süßwasserkappe“ ist darüber hinaus vom Grundsatz her natürlich abhängig von entsprechenden „Süßwasserzutritten“ aus dem Deckgebirge. In denjenigen Gruben, in denen entsprechende hydraulische Verbindungen zwischen Deckgebirge und Grubengebäude bestehen, kann es insbesondere auf der oberen Sohle durch die nachdrängenden Deckgebirgswässer sukzessive zu einer Verdrängung höher mineralisierter Wässer kommen. Dadurch kann sich dann auch im Schacht, eine „Süßwasserkappe“ ausbilden (Schacht II, Carl-Alexander).

Dort, wo natürlicherweise keine signifikanten Zutritte von geringer mineralisierten Wässern aus dem Deckgebirge auftreten, kann sich durchaus in Abhängigkeit von der Charakteristik der Wasserzuläufe aus dem Steinkohlengebirge innerhalb des Grubengebäudes ein teufendifferenzierter Chemismus einstellen, eine „Süßwasserkappe“ kann aber nicht entstehen (Emil Mayrisch). In solchen Bereichen könnte es lediglich im Schacht selbst zu einer oberflächlichen Ansammlung von Süßwasser kommen, wenn durch den Schachtausbau signifikante Wassermengen aus dem Deckgebirge zutreten.

Bei der Bewertung der vorliegenden Tiefenlogs ist zu berücksichtigen, dass es sich teilweise um Messungen in Messleitungen handelt, deren hydraulischer Anschluss an die Schachtfüllsäule nicht klar definiert ist. Inwieweit die Messergebnisse mit dem Aufbau der Wassersäule im Grubengebäude korrespondieren, ist daher unsicher. Während hinsichtlich der Temperaturentwicklung von einer guten Anbindung der Messleitung an die Füllsäule ausgegangen werden kann, muss hinsichtlich der hydrochemischen Verhältnisse mit Abweichungen gegenüber der Ausbildung einer offenen Wassersäule im Schacht ausgegangen werden.

Unabhängig davon sind aber die oben aufgeführten Randbedingungen für die Ausbildung einer „Süßwasserkappe“ im Rahmen des Grubenwasseranstiegs auch aus der grundsätzlichen Betrachtung der Strömungsverhältnisse innerhalb eines Grubengebäudes plausibel. Nähere Erkenntnisse hierzu wird man mit der vollständigen Flutung der durch eine Teilverfüllung gesicherten Schächte des Aachener Reviers gewinnen können (z.B. Eduard-Schacht, Anna).

13.2 Tiefbohrungen im Rahmen des Minewater Projects

Erkenntnisse über die in unterschiedlichen Teufen des Grubengebäudes zusitzenden Wasserqualitäten liegen für die Bereiche der Gruben Oranje Nassau I und III u.a. aus VAN TONGEREN et al. (2008) für die im Rahmen des Minewater Projects in Heerlen hergestellten Tiefbohrungen vor (s. Kap. 10, Tab. 10.1).

Bei einem in der „flachen“ Bohrung HLN 1 (Teufe rd. 230 m; Filterstrecke rd. 90 m unterhalb Karbonoberfläche) ausgeführten Pumpversuch wurden anfänglich gering mineralisierte Grubenwässer mit elektrischen Leitfähigkeiten um $1.000 \mu\text{S}/\text{cm}$ und Temperaturen um 15°C gefördert (Abb. 10.2). Nach drei Tagen Pumpversuchsdauer stieg die elektrische Leitfähigkeit deutlich an und erreichte nach insgesamt 20 Tagen Beträge um $4.000 \mu\text{S}/\text{cm}$. Die Deckgebirgsbasis war in diesem Bereich bereits eingestaut (Phase W5b). In den deckgebirgsnahen Strecken haben sich hier gering mineralisierte Wässer in Form einer „Süßwasserkappe“ in begrenztem Umfang angesammelt; bei längerer Pumpdauer und entsprechender Absenkung dominierten aber wieder die höher mineralisierten Zuläufe. Die „Süßwasserkappe“ wurde dadurch zerstört.

Bei einer weiteren „flachen“ Bohrung (HLN 2, Teufe rd. 250 m; Filterstrecke rd. 170 m unterhalb Karbonoberfläche) wurden im Rahmen eines Pumpversuchs von Beginn an stark mineralisierte Grubenwässer mit einer Temperatur von $19,5^\circ\text{C}$ und elektrischen Leitfähigkeiten um $6.000 \mu\text{S}/\text{cm}$ gefördert. Das Deckgebirge war in diesem Bereich noch nicht eingestaut. Die Flutung des Grubengebäudes erfolgt hier offensichtlich durch ein stärker mineralisiertes Mischwasser. Anzeichen einer Schichtung sind hier noch nicht erkennbar.

Die in den Tiefbohrungen HH1 und HH2 (Teufe 692 bzw. 696 m; Filterstrecke rd. 540m unterhalb Karbonoberfläche) durchgeführten Pumpversuche lieferten erwartungsgemäß hoch mineralisierte Grubenwässer mit elektrischen Leitfähigkeiten um $7.400 \mu\text{S}/\text{cm}$ bei Temperaturen um 28°C (PETROGAS MINERALS INTERNATIONAL B.V., 07.2006a und 07.2006b).

Auch diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass eine signifikante vertikale Differenziation der Grubenwässer erst mit der vollständigen Flutung der Grubenbaue einsetzt und sich dann auf den deckgebirgsnahen Sohlen deutlich geringer mineralisierte Grubenwässer ansammeln können. Bei den Wassertemperaturen zeigt sich dagegen auch in den Bohrungen des Minewater Projects bereits eine deutliche, teufenabhängige Entwicklung, wobei auch in den Tiefbohrungen HH1 und HH2 eine der geothermischen Tiefenstufe entsprechende Temperatur noch nicht erreicht wurde (erwartungsgemäß rd. 31°C ; vgl. Emil Mayrisch, Abb. 13.5).

14 Ausgasung

Im Rahmen der Flutung des Grubengebäudes wird das in den bergbaulichen Hohlräumen zutretende Grubengas sukzessive verdrängt. Der Gasdruck steigt dabei an, das Grubengas kann über Schächte, das Kluftsystem oder Störungszonen im Steinkohlengebirge, Gas durchlässige Schichten im Deckgebirge an die Tagesoberfläche gelangen. Darüber hinaus muss grundsätzlich im Bereich von Schächten mit Ausgasungen gerechnet werden.

Erkenntnisse über die langfristige Entwicklung der Methan-Ausgasung in gefluteten Gruben liegen bisher nicht vor. In Abhängigkeit vom Wasserdruck kann Methan gegebenenfalls auch im Wasser in Lösung gehen und auf diesem Wege weiterhin zur Tagesoberfläche entgasen. Untersuchungen von THIELEMANN et al. (2004) zeigen, dass in den gefluteten Gruben auch mit einer rezenten Methanbildung durch Archaeabakterien gerechnet werden muss; eine Quantifizierung dieser Vorgänge ist bisher nicht möglich.

Dort wo sich Methangasaustritte in Gebäuden, Kellerräumen oder Kanalleitungen ansammeln, stellen sie eine erhebliche Explosionsgefahr dar (Explosibilität in Abhängigkeit vom Sauerstoff-Gehalt bei Methan-Gehalten zwischen 4,4 und 16,5 Vol.-% gegeben). Umfangreiche Untersuchungen zur Thematik der Methan-Ausgasung im Ruhrrevier liegen von HOLLMANN vor (u.a. HOLLMANN, 2001).

Für das Aachener Revier ist hinsichtlich der Methangas-Problematik eine deutliche Unterscheidung zu treffen zwischen den Bereichen der Westlichen und Östlichen Wasserprovinz.

Im Bereich der Westlichen Wasserprovinz sind auf deutscher Seite bisher keine signifikanten Ausgasungen weder am Von-Goerschen-Schacht noch an den im Rahmen der Stilllegung in den 1990'er Jahren gesicherten Schächten aufgetreten. Entsprechendes gilt auch für die beiden Beobachtungsschächte im Feld Domaniale. In diesem Bereich findet aufgrund der starken oberflächenahen Auflockerung des Gebirges durch den Altbergbau und der Vielzahl von Schächten des Altbergbaus eine diffuse Entgasung statt, ohne dass bisher lokale Gasansammlungen festgestellt worden wären, auch nicht in den dicht bebauten Gebieten von Herzogenrath, Würselen und Kerkrade (NL).

Im Bereich der Östlichen Wasserprovinz wird die Verdrängung des Grubengases durch die überlagernden Deckschichten stark behindert. Die mit Peilrohren ausgebauten Schächte mussten hier aus Sicherheitsgründen mit Protego-Hauben ausgerüstet werden; an den Beobachtungsschächten Carl-Alexander und Emil Mayrisch konnten die Protego-Hauben nach dem Einstau des Deckgebirges zwischenzeitlich wieder zurückgebaut werden.

Im Eduard-Schacht, Alsdorf, wurde im Zeitraum zwischen 2002 und 2004 durch die A-Tec GmbH, Moers, Grubengas zur Erzeugung von Strom gewonnen (Grubengasnutzungsanlage „Mathanna“). Die Eckdaten der Anlage sind in Tab. 14.1 zusammengestellt.

Tab. 14.1: Kenndaten Grubengasnutzungsanlage „Mathanna“, Alsdorf (nach A-Tec Anlagentechnik, 2005)

Gasförderleistung	[m³/h]	2.400
mittlere Gasfördermenge (2004)	[m³/h]	1.500
Motoren	[kW _{el}]	3 Motoren mit je 2,5 MW _{ges}
Stromleistung	[kW _{el}]	1.358
mittlere Stromerzeugung	[kW _{el}]	1.800
Wärmenutzung	[kW _{el}]	1.600

Der Methangehalt im geförderten Grubengas stieg in der Anfangsphase von 39 % auf 46 % an; die Verfügbarkeit betrug in 2002 rd. 90 %. Die mittlere monatliche Fördermenge betrug im Jahr 2004 rd. 1,1 Mio. m³. Die anfallende Wärme wurde zur Beheizung des benachbarten Bergbaumuseums genutzt.

Für einen Transport des Flözgases in Gasleitungen ist aus sicherheitlichen Gründen ein Mindest-Methan-Gehalt von 30 % erforderlich; ab einem Methan-Gehalt von 22 % vermag Flözgas zu brennen. Damit waren der Flözgasförderung im Eduard-Schacht auch betriebliche Grenzen gesetzt. Im Zusammenhang mit dem Überstau der 360 m-Sohle Anfang 2005 gingen die Methan-Gehalte auf unter 30 % zurück, so dass die Gewinnung eingestellt werden musste.

Eine besondere Situation hinsichtlich der Ausgasung des Steinkohlengebirges liegt in den Bereichen des Aachener Reviers vor, in denen die dem Steinkohlengebirge auflagernden Walsum-Schichten [02] vollständig entwässert wurden. Mit der in einem solchen Bereich hergestellten Grundwassermessstelle EBV 2 wurden im Bereich der Grube Nordstern bei Merkstein (Abb. 6.4) entwässerte, Grubengas führende Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1) aufgeschlossen (Bohrprofil s. Abb. A.2). Im Rahmen des Pegelausbaus wurden Methan-Konzentrationen bis zu 22 % gemessen (DMT, 2007). Aus sicherheitlichen Gründen musste der Pegel mit einer Protego-Haube ausgebaut werden. Die Grundwasserstandsmessungen können sind hier nur unter besonderen Sicherheitsvorkehrungen durchgeführt werden.

Dieses Beispiel verdeutlicht eine mögliche Gefahrensituation, die im Zusammenhang mit der Durchführung von Bohrarbeiten in Bereichen des Grubenwasseranstiegs zu berücksichtigen ist.

Im übrigen sind im Bereich der Östlichen Wasserprovinz außerhalb der Schächte keine Entgasungen, z.B. über Störungszonen oder Bruchkanten, im Rahmen des Grubenwasseranstiegs bekannt geworden.

Auch für das Südlimburger Revier liegen keine Hinweise auf Ausgasungen vor. Hier ist am ehesten im Bereich der Heerlerheider-Scholle bei Heerlen, in den Bereichen mit gering mächtigen Schichten der Aachen und Vaals-Formation mit einer signifikanten Migration von Grubengas in das klüftige Kreide-Deckgebirge zu rechnen.

15 Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auf die Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge

In dem Maße wie im Rahmen des Betriebs der Steinkohlengruben Wasserzutritte aus dem Deckgebirge in die Grubenbaue erfolgen, ist auch nach der vollständigen Flutung der Grubengebäude und dem Einstau der Deckgebirgsschichten im Rahmen des Grubenwasseranstiegs mit Einwirkungen auf die Grundwasserstände und die Qualität der Grundwässer im Deckgebirge zu rechnen.

Einen Überblick über die Wechselwirkungen zwischen Deckgebirge und Steinkohlengruben in der Betriebsphase wurde in Kap. 6.2 gegeben. Konkrete Erkenntnisse über die Entwicklung der Grundwasserstände in den basalen Deckgebirgsschichten im Rahmen des Grubenwasseranstiegs liegen für das Aachener und Südlimburger Revier aus den Bereichen der Heerlerheider Scholle (HY I) und der Rur-Scholle (HY IVb) vor.

15.1 Heerlerheider Scholle (HY I)

Im Bereich der Heerlerheider Scholle (HY I) wurden im Rahmen der Stilllegung der niederländischen Steinkohlengruben zwischen 1979 und 1981 vier tiefe Grundwassermessstellen errichtet, um den Einfluss des Grubenwasseranstiegs auf die basalen Deckgebirgsschichten erfassen zu können (s. Abb. 6.4). In diesem Bereich wurde eine Beeinträchtigung der Grundwasserqualität in den z.T. wasserwirtschaftlich genutzten Kreidekalken befürchtet (SHGM, 1975).

Die Pegel wurden jeweils mehrfach in den Schichten der Vaals- und Maastricht-Formation sowie den überlagernden tertiären oder quartären Schichten verfiltert. Die Entwicklung der Grundwasserstände in diesen Messstellen ist für die repräsentativen Peilrohre zusammen mit dem Verlauf des Grubenwasseranstiegs im Nördlichen Hauptbassin in Abb. 15.1 dargestellt.

Die Grundwasseroberflächen bzw. Druckhöhen in den Kreideschichten zeigen eine signifikante Korrelation mit dem Verlauf des Grubenwasseranstiegs. In den Anstiegsphasen W1 und W2 erfolgte in den Pegeln B62B0837, Hoensbroek und B60C0839, Schinnen, im Niveau der basalen Kreideschichten (hier Maastricht-Formation) parallel zum Grubenwasseranstieg ein signifikanter Anstieg der Druckhöhen um rd. 5 bis 6 m. Im Pegel B62B0838, Voerendaal, in dessen Bereich die Deckgebirgsbasis erst zum Ende der Anstiegsphase W2 wenige 10er Meter (rd. 30 m) eingestaut wurde (vgl. Anl. 6.6, Profil 2), war demgegenüber in dieser Phase kein Anstieg der Grundwasserstandshöhen zu beobachten.

In den Phasen W3 und W4, in denen es zu einer zwischenzeitlichen Stagnation des Standwasserniveaus kam, stagnierte auch der Anstieg der Druckhöhen in den basalen Kreideschichten. Erst nach dem Einsetzen des weiteren Grubenwasseranstiegs in der Phase W5a setzte sich in der Phase W5b auch der Anstieg der Druckhöhen in den basalen Kreideschichten weiter fort.

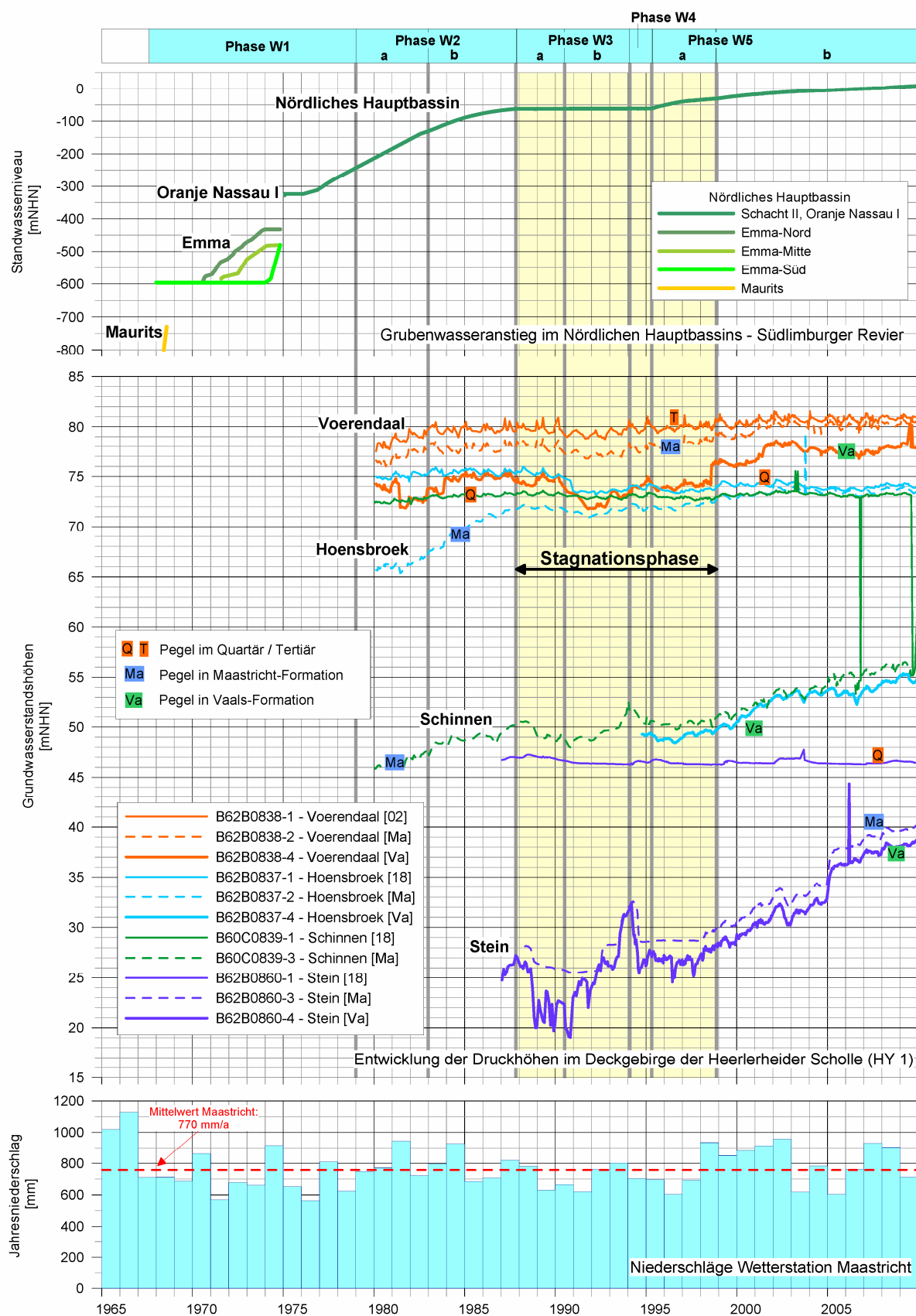


Abb. 15.1: Entwicklung der Druckhöhen im basalen Deckgebirge der Heerleider Scholle (HY 1) im Bereich des Nördlichen Hauptbassins des Südlimburger Reviers (Lage der Pegel s. Abb. 3.8)

Bis 2009 summierte sich der messtechnisch erfasste Anstieg der Druckhöhen im Niveau der Kreideschichten in den Bereichen Hoensbroek und Schinnen auf insgesamt rd. 8 bis 10 m. Dabei stiegen die Druckhöhen im Bereich des Pegels B62B0837, Hoensbroek, bis in das Druckniveau der oberflächennahen Quartärschichten. Im Niveau der Quartärschichten ist hier bisher noch keine signifikante Reaktion erkennbar.

In der Phase W5b zeigte sich mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis im Raum Voerendaal auch im Pegel B62B0838 im Niveau der basalen Vaalser Schichten ein signifikanter Anstieg der Druckhöhen, der sich bis 2009 auf rd. 3 m aufsummierte. Die Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs werden hier überlagert durch den Einfluss verstärkter Jahresniederschläge; in der Summe verbleibt aber eine signifikante Reaktion auf den Grubenwasseranstieg.

In den Schichten der Maastricht-Formation zeigte sich ebenfalls ein signifikanter Anstieg; hier stieg das Druckniveau bis auf die Höhe des Grundwasserspiegels in den oberflächennahen tertiären Schichten. Infolge dessen deutet sich hier auch ein leichter Anstieg der Grundwasserstände im oberflächennahen Niveau im Dezimeterbereich an.

Für den Bereich der hydraulisch eigenständigen Grube Maurits zeigt der Pegel B62C0860, Stein, eine vergleichbare Entwicklung. Abgesehen von den kurzzeitigen Druckhöhenschwankungen kommt es auch hier in der Phase W5b zu einem signifikanten Anstieg der Druckhöhen in den basalen Kreideschichten. Bis 2009 stiegen die Druckhöhen hier noch deutlich stärker an, als in den weiter südöstlich gelegenen Bereichen, nämlich um rd. 12 m. Das Druckniveau lag hier mit rd. 40 mNHN nur noch rd. 7 m unterhalb der in den quartären Ablagerungen ausgebildeten, oberflächennahen Grundwasseroberfläche.

In der Summe zeigt sich im gesamten Bereich der Heerlerheider Scholle zwischen Voerendaal und Stein ein durch den Grubenwasseranstieg hervorgerufener Wiederanstieg der Druckhöhen in den Kreideschichten. Dieser Anstieg der Druckhöhen im Deckgebirge wird sich mit dem weiteren Grubenwasseranstieg fortsetzen. Mit dem Ausgleich der Druckhöhen zwischen den Kreideschichten und den oberflächennahen Grundwasserleitern, wie er sich z.B. im Bereich Hoensbroek und Voerendaal schon andeutet und einem gegebenenfalls noch darüber hinaus gehenden Druckanstieg in den Kreideschichten ist auch ein Anstieg der Grundwasserstände in den oberflächennahen Grundwasserleitern nicht auszuschließen.

Erkenntnisse über die Entwicklung der Grundwasserqualität in den basalen Deckgebirgsschichten liegen nur anhand weniger Analysenergebnisse von Grundwasserproben aus den oben beschriebenen Tiefpegeln bis 1998 vor. Gemäß VAN ROOIJEN ET AL. (1998) betrug die elektrische Leitfähigkeit der in den basalen Kreideschichten zuzitenden Wässer bis 1998 maximal 600 bis 800 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Eine signifikante Beeinträchtigung durch das Grubenwasser war bis 1998 nicht festzustellen; neuere Daten liegen nicht vor (IHS, 27.02.2007).

15.2 Rur-Scholle (HY IVb)

Im nördlichen Bereich des Aachener Reviers wurden die basalen Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1) im Zuge des Steinkohlenbergbaus teilweise vollständig entwässert und die Druckhöhen weiträumig abgesenkt (s. Kap. 6.2). Erkenntnisse über die Druckhöhen liegen aufgrund der großen Deckgebirgsmächtigkeiten und der fehlenden wasserwirtschaftlichen Relevanz dieses Horizontes nur von wenigen Pegeln im östlichen Randbereich der Rur-Scholle vor. Diese wurden 1999/2000 im Zusammenhang mit einem Tiefenwassereinbruch im Tagebau Hambach zur Überprüfung der hydrogeologischen Bedeutung dieses Ereignisses abgeteuft (CUVELIER, 2005).

Im Einwirkungsbereich des Aachener Reviers liegt nur der Pegel 2156160, Lindern, rd. 5 km nordöstlich der Abbaufelder des Aachener Reviers (s. Abb. 6.4). Das Bohrprofil und der Ausbau des Pegels sind in Abb. A.3 dargestellt. Die Ganglinien der Grundwasserstandshöhen in den einzelnen Peilrohren zeigt Abb. 15.2. Zum Vergleich sind hier die Entwicklung der Druckhöhen im Steinkohlengebirge für den rd. 8 km südöstlich der Abbaufelder des Aachener Reviers gelegenen Pegel 2156138, Schophoven, und den Schacht II, Julia, dargestellt.

Der Pegel 2156160, Lindern, zeigt zwischen 2000 und 2009 einen signifikanten Anstieg der Druckhöhen im Niveau des Steinkohlengebirges von -80 mNHN auf -40 mNHN. Parallel dazu erfolgte auf gleichem Druckniveau der Anstieg der Druckhöhen in den Walsum-Schichten [02]. Ende 2009 lag das Druckniveau hier um rd. 40 m höher als in den Grubenbauen der Östlichen Wasserprovinz (vgl. Abb. 7.4). In den höheren Grundwasserleitern lag das Druckniveau im gleichen Zeitraum weitgehend konstant auf einem deutlich höheren Niveau zwischen -25 und -10 mNHN. Hier sind die natürlichen Druckhöhen insgesamt durch die Sumpfungmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue Inden und Hambach abgesenkt; im Beobachtungszeitraum seit 1999 hat es aber keine Veränderung dieses Sumpfungseinflusses gegeben.

Außerhalb des Einwirkungsbereiches des Aachener Reviers zeigt der Pegel 2156138, Schophoven, dass hier auch im Steinkohlengebirge seit 1999 weitgehend konstante Druckhöhen auf einem durch die Sumpfungmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue beeinflussten Niveau zwischen -20 und -23 mNHN vorliegen.

Der Anstieg der Druckhöhen im Karbon und im basalen Deckgebirgshorizont, den Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1), im Bereich des Pegels 2156160, Lindern, kann daher nicht auf Einwirkungen der Sumpfungmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue zurückgeführt werden. Die Entwicklung der hydraulischen Verhältnisse in den basalen Walsum-Schichten [02] im Bereich des Pegels 2156160, Lindern, lässt vielmehr darauf schließen, dass im gesamten Verbreitungsgebiet der Walsum-Schichten [02] im Nordraum des Aachener Reviers und darüber hinaus weiter in die Rur-Scholle hinein ein Wiederanstieg der Druckhöhen in diesem basalen Horizont erfolgt. Darauf deutet auch die parallele Entwicklung des Grubenwasseranstiegs im Grubenfeld Julia hin. Auch für diesen Bereich ist davon auszugehen, dass das Steinkohlengebirge und die basale Tertiäre Einheit T1 eine hydraulische Einheit bilden und mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis auch eine Wiederanstieg der Druckhöhen im basalen Deckgebirgshorizont parallel zur Entwicklung des Grubenwasseranstiegs erfolgt.

Dies belegt zugleich den weiträumigen Einfluss, den die Wasserhaltungsmaßnahmen des Steinkohlenbergbaus mit der Entwässerung der basalen Walsum-Schichten [02] auf das nördliche Umfeld des Reviers, weit über die Reviergrenzen hinaus gehabt haben. Dem entsprechend muss in diesen Bereichen mit Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auch weit außerhalb der ehemaligen Abbaubereiche gerechnet werden (vgl. Entwicklung der Geländebewegungen; s. Kap. 16).

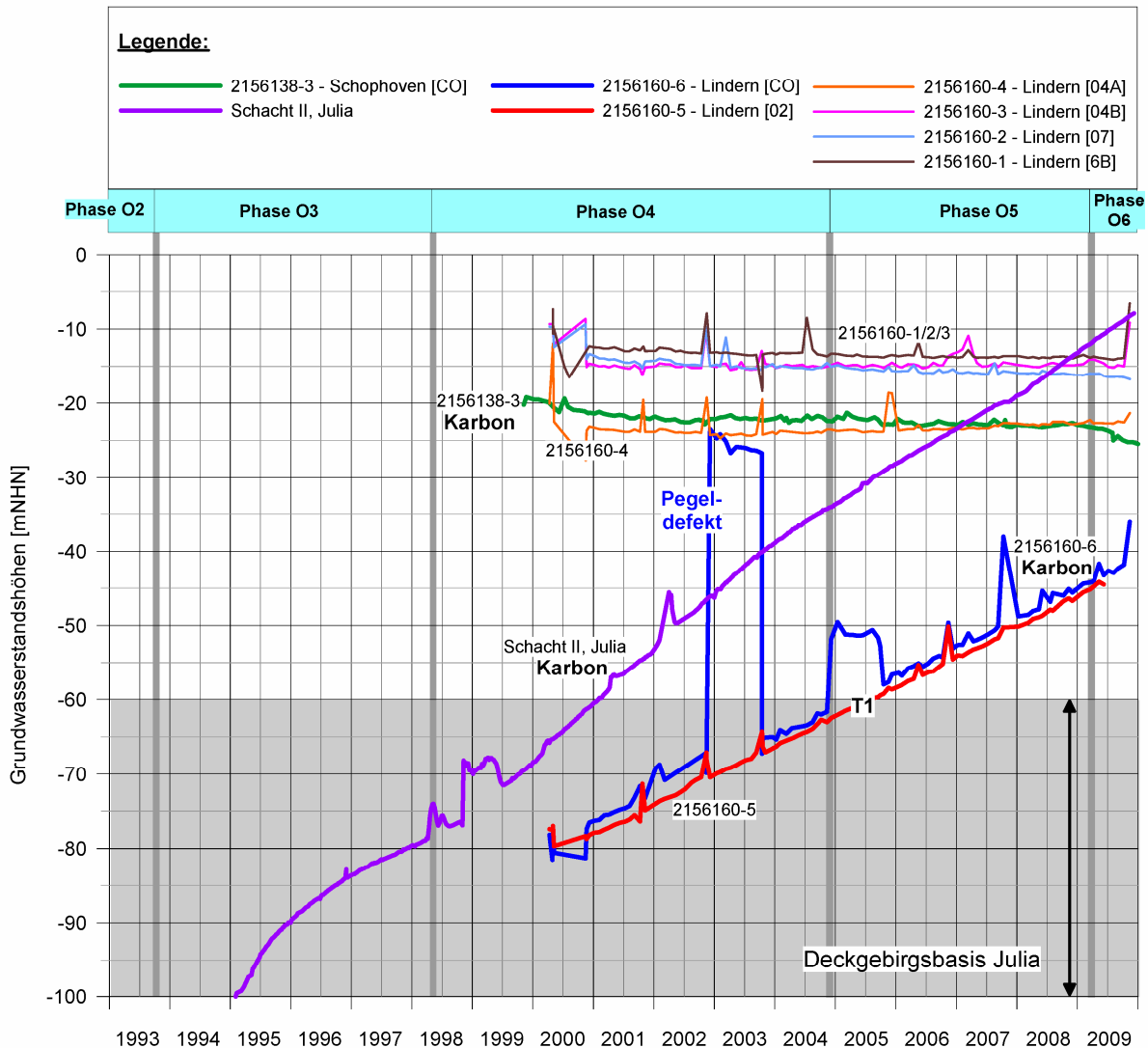


Abb. 15.2: Entwicklung der Druckhöhen im Karbon und im basalen Deckgebirge der Rur-Scholle nördlich des Aachener Reviers

Die hydraulischen Veränderungen im Niveau der Walsum-Schichten [02] werden durch die überlagernden gering durchlässigen Ratingen- [03] und Lintfort-Schichten [04A] (Tertiäre Einheit T2) so weit gepuffert, dass in den darüber folgenden Hauptgrundwasserstockwerken keine signifikanten Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs mehr erkennbar sind. Dies gilt auch für die ehemaligen Abbaubereiche. Einen entsprechenden Überblick über die Entwicklung der Druckhöhen in den Schichten der Tertiären Einheit T3 innerhalb des Aachener Reviers sowie den sich nördlich und westlich anschließenden Bereichen der Rur-Scholle gibt

Abb. 15.3. Die Druckhöhen sind hier im Wesentlichen beeinflusst durch die Sumpfungsmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue. Die dargestellten Pegelganglinien belegen die sumpfungsbedingte Absenkung der Druckhöhen im basalen Hauptgrundwasserstockwerk (Tertiäre Einheit T3) seit Mitte der 1970'er Jahre (Pegel 2181223, Rurich).

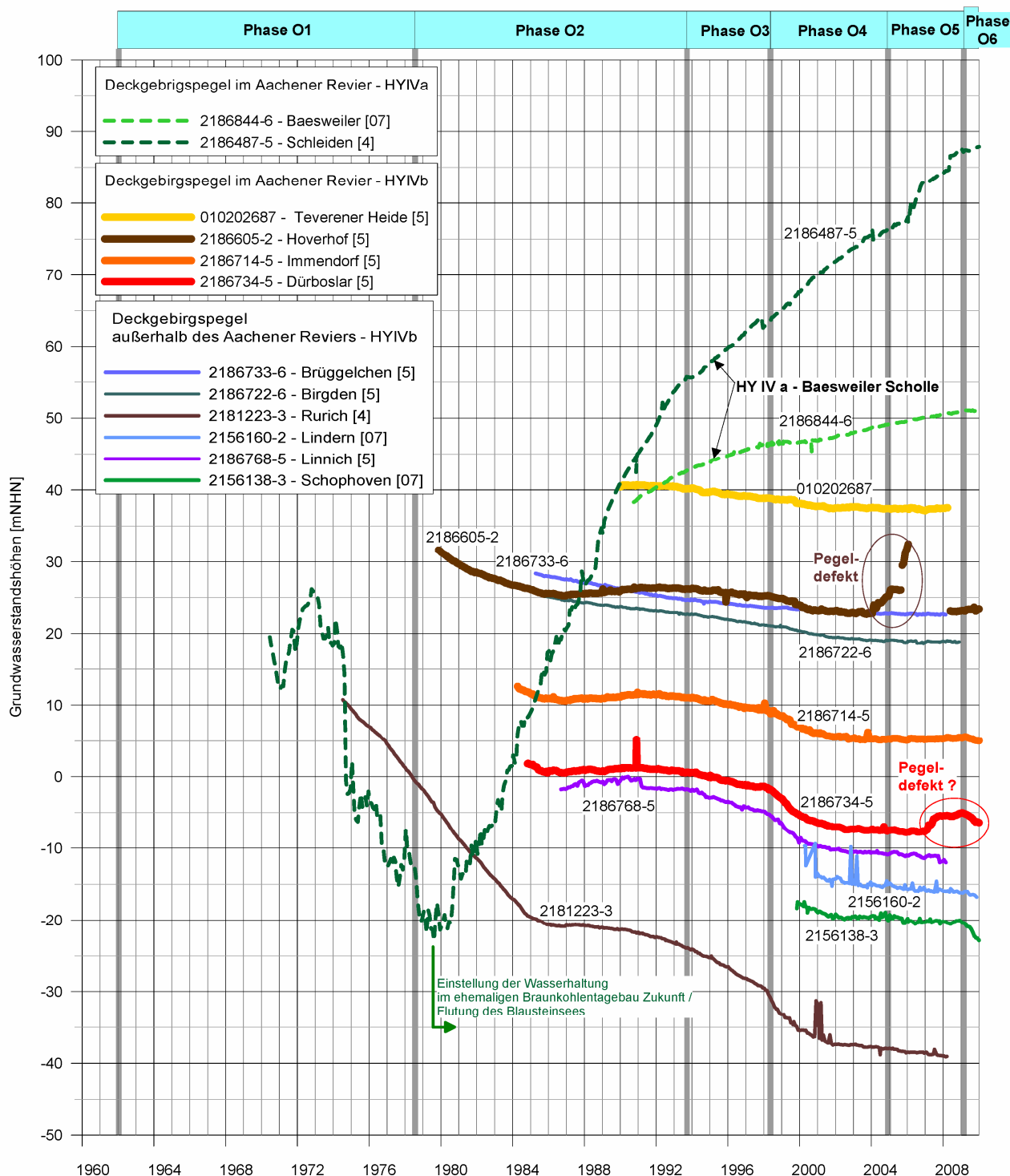


Abb. 15.3: Entwicklung der Druckhöhen im Niveau der Tertiären Einheit T3, Östliche Wasserprovinz, anhand repräsentativer Grundwassermessstellen (Lage der Pegel s. Abb. 3.8)

Im Verlauf des Grubenwasseranstiegs waren keine Veränderungen des Ganglinienverlaufs erkennbar, die auf einen Einfluss des Grubenwasseranstiegs hindeuten könnten. Innerhalb und außerhalb des Reviers zeigten sich vergleichbare Ganglinienverläufe. Zwischenzeitliche abrupte Veränderungen in den Ganglinienverläufen der Pegel 2186605-2, Hoverhof, und 2186734-5, Dürboslar, sind nach derzeitigem Kenntnisstand auf Pegeldefekte zurückzuführen. Dementsprechend wurde in diesem Deckgebirgsstockwerk bisher auch keine Veränderung der Grundwasserqualität festgestellt (vgl. Kap. 6.3).

Besondere Verhältnisse liegen im Bereich der Baesweiler Scholle (HY IVa) vor, wo die Druckhöhen in der Tertiären Einheit T3 infolge der Flutung des ehemaligen Braunkohlentagebaus Zukunft seit Anfang der 1980er Jahre ansteigen. Der Anstieg der Druckhöhen in den basalen Deckgebirgsaquifern erstreckt sich weiträumig über die gesamte Baesweiler Scholle und damit auch über die Abbaufelder des Aachener Reviers. Im Nahbereich des Tagebaus treten infolge der Infiltration der Kippenwässer in den Deckgebirgsaquifern starke Belastungen u.a. an Sulfaten auf (vgl. Kap. 6.3). Solche „Fremdeinflüsse“ sind bei Analyse möglicher Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs zu berücksichtigen.

Der weitgehend konstante Anstieg der Druckhöhen in den Abbaubereichen des Aachener Reviers (Pegel 216844-6, Baesweiler) und die zeitlich parallele Entwicklung der Druckhöhen zu dem in Tagebaunähe gelegenen Pegel 2186487-5, Schleiden, lassen bisher keinen Einfluss durch den Grubenwasseranstieg erkennen. Das Deckgebirge wurde im Bereich des Pegels 2186844, Baesweiler, in der Phase O4 eingestaut (vgl. Abb. 7.4). Aufgrund der dem Karbon in diesem Bereich auflagernden, gering durchlässigen Schichten (Tertiäre Einheit T1, „Baggert“) finden keine signifikanten Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge statt.

Dieses Beispiel verdeutlicht eindrucksvoll, dass zur Erfassung möglicher Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs bzw. dem Nachweis von „Fremdeinwirkungen“ eine differenzierte Analyse des hydrogeologischen Gesamtsystems erforderlich ist.

Für den Hydrogeologischen Homogenbereich II liegen keine Daten zu den Grundwasserständen im Niveau der basalen Deckgebirgsschichten in den bereits eingestauten Bereichen vor. Auch hier ist aber aufgrund der betriebszeitlichen Einwirkungen auf die Grundwasserstände im Deckgebirge (vgl. Kap. 6.2), insbesondere im Bereich Douvergenhout, mit einem Anstieg der Druckhöhen im basalen Deckgebirge im Zuge des Grubenwasseranstiegs zu rechnen. Darauf deuten zumindest auch die im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg aufgetretenen verstärkten Geländehebungen in diesem Bereich hin (s. Kap. 16).

15.3 Zusammenfassende Bewertung und Prognose

Die aus den basalen Deckgebirgsschichten vorliegenden Pegeldata belegen, dass mit dem Einstau des Deckgebirges in Bereichen, in denen betriebszeitlich Wasserzutritte aus dem Deckgebirge erfolgten, ein Wiederanstieg auch der Druckhöhen in den Deckgebirgsschichten erfolgt. Diese Entwicklung stellt zunächst die Wiederherstellung natürlicher Verhältnisse dar.

Mit dem Einstau des Deckgebirges wird zunächst das freie „Abtropfen“ der Wässer aus dem Deckgebirge unterbunden. Mit dem weiteren Druckaufbau im Steinkohlengebirge verringert sich sukzessive die Druckhöhendifferenz zwischen dem Standwasserniveau und der Grundwasseroberfläche in den basalen Deckgebirgsschichten. Damit verringert sich zugleich der hydraulische Gradient für die Zusickerung der Wässer aus dem Deckgebirge in das Steinkohlengebirge. Dies bewirkt einen sukzessiven Rückgang der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge.

Das in der Betriebsphase in die Steinkohlengruben absickernde Wasser steht nun wieder im Deckgebirge zur Verfügung - die Druckhöhen steigen hier entsprechend an. Solange dabei die Grundwasseroberfläche im basalen Deckgebirge über dem Standwasserniveau der gefluteten Steinkohlengruben liegt, findet weiterhin eine geringe Absickerung in das Steinkohlengebirge statt. Ein Übertritt von Grubenwässern in das Deckgebirge kann demgegenüber erst stattfinden, wenn das Standwasserniveau in den gefluteten Gruben über die Grundwasseroberfläche im basalen Deckgebirge ansteigt. Damit kann auch erst bei derartigen hydraulischen Randbedingungen eine signifikante Beeinträchtigung der Grundwasserqualität im Deckgebirge durch aufsteigende Grubenwässer erfolgen.

Auch im Zuge der Wiederherstellung natürlicher hydrogeologischer Verhältnisse im Deckgebirge sind insbesondere in Bergsenkungsbereichen mit geringen Flurabständen langfristig auch Vernässungen an der Geländeoberfläche nicht auszuschließen, wenn der Anstieg der Druckhöhen sich bis in das oberflächennahe Grundwasserstockwerk hinein vollzieht. Dies betrifft insbesondere das Verbreitungsgebiet der Maastricht-Schichten im Hydrogeologischen Homogenbereich I (vgl. Abb. 15.1, Pegel Voerendaal; Anl. 6.6, Profil 2).

Bisher wurde im Aachener und Südlimburger Revier noch keine Beeinträchtigung der Grundwasserqualität im Deckgebirge festgestellt, da die Grundwasseroberflächen der basalen Deckgebirgsstockwerke hier in der Regel noch oberhalb des Standwasserniveaus in den gefluteten Steinkohlengruben liegt. Lediglich in den lokal entwässerten Walsum-Schichten [02] ist mit Zutritten von Wässern aus dem Karbon zu rechnen. Langfristig ist aber nicht auszuschließen, dass im nordwestlichen Teil des Südlimburger Reviers (Gruben Emma und Maurits) das Standwasserniveau im Steinkohlengebirge über das Niveau der Grundwasseroberfläche in den Deckgebirgsgrundwasserleitern ansteigt (s. Kap. 10.4). Dann muss hier auch mit einer Beeinträchtigung der Grundwasserqualität in den Deckgebirgsschichten gerechnet werden.

Vergleichbare Verhältnisse könnten im nördlichen Bereich des Aachener Reviers auftreten, wenn das Standwasserniveau in den gefluteten Gruben über die Grundwasseroberfläche in der Tertiären Einheit T3 ansteigt (-10 bis 30 mNHN; vgl. Abb. 15.3 und Abb. 3.8). Allerdings werden mögliche Übertritte stark mineralisierter Grubenwässer hier durch die gering durchlässigen Schichten der Tertiären Einheit T3 stark gepuffert bzw. weitgehend unterbunden (vgl. Anl. 6.7, Profil 4).

16 Bodenhebungen infolge Grubenwasseranstieg

Für das Südlimburger Revier legte PÖTTGENS (1985, 1998) eine erste regionale Studie über die Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auf die Geländeoberfläche vor. Eine weitere, zusammenfassende Untersuchung veröffentlichten BEKENDAM & PÖTTGENS (1995). Die Bewegung beschreibt PÖTTGENS als allmählich und regelmäßig. Er folgert aus den Messungen, dass der Durchbaugrad im Bergwerk, die Teufenlage der Abbaufelder sowie geologische Störungen Einfluss auf die Intensität und die Gleichmäßigkeit der Geländehebungen haben. Die Hebungsbeträge bis 1998 beziffert er auf bis zu 23 cm für einen Referenzpunkt bei Brunssum (60D099) und prognostiziert maximale Hebungsbeträge zwischen 23 und 30 cm bis zum Abschluss des Grubenwasseranstiegs. Er geht davon aus, dass die Bodenhebungen infolge der Bergbautätigkeit nicht mehr als 2 bis 3 % der Bodensenkungen betragen werden.

In neueren Veröffentlichungen über das Südlimburger Revier von MISERÉ ET AL. (2004) und WINGS ET AL. (2004) wird der Anteil der Geländehebungen an den vorangegangenen Bergsenkungen mit 2 bis 5 % beziffert, wobei dieser Hebungsbetrag bei weitem nicht überall erreicht wird. HANSSEN (2008) lieferte eine Dokumentation der Bodenhebungen zwischen 1992 und 2000 auf der Grundlage Satelliten-gestützter Radar Interferometrie und damit eine erste flächenhafte Übersichtsdarstellung zur Entwicklung der Bodenhebungen im Südlimburger Revier. Die bisherigen Erkenntnisse über die Entwicklung der Bodenhebungen im Aachener Revier wurden u.a. in SAHL ET AL. (2001), HEITFELD ET AL. (2003, 2004, 2005) veröffentlicht. Als wesentliche Ursache der Bodenhebungen sind hier nach dem derzeitigen Untersuchungsstand Auftriebskräfte des ansteigenden Grubenwassers anzusehen.

Erstmals führt OBERSTE-BRINK (1940) Bodenhebungen auf die Flutung von Steinkohlenbergwerken im Ruhrgebiet zurück. Bodenhebungen infolge des Grubenwasseranstiegs im Westfeld von Ibbenbüren wurden von HÜLSMANN (1997) und GOERKE-MALLET (2000) beschrieben. Dort wurden meist gleichmäßige Hebungen bei einem Maximum von 0,10 m gemessen.

Zahlreiche Veröffentlichungen liegen zwischenzeitlich über die im Erkelenzer Revier im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg aufgetretenen Bodenhebungen vor (u.a. SAHL ET AL., 2001; BAGLIKOW, 2002; HEITFELD ET AL. 2003, 2004, 2005). Im Erkelenzer Revier wurden danach bis 2005 Bodenhebungen bis zu 0,15 m ermittelt. Hier traten auch erstmals massive Bergschäden aufgrund von markanten Hebungsdivergenzen auf. In HEITFELD ET AL. (2004) wurden diese Hebungsdivergenzen infolge Grubenwasseranstieg erstmals differenziert dargestellt und mit Detail-Messprofilen belegt. Eine Detailbetrachtung der möglichen Ursachen der schadensrelevanten Hebungsdivergenzen im Erkelenzer Revier wurde mit der Arbeit von BAGLIKOW (2010) veröffentlicht. Außerhalb des Erkelenzer Reviers wurden bisher keine Bergschäden infolge Grubenwasseranstieg dokumentiert.

In der vorliegenden Arbeit werden die Bodenhebungen als ein Teilaspekt der Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs mitbehandelt. Die Bearbeitung liefert eine zusammenfassende Übersicht der Bodenhebungen im Aachener und Südlimburger Revier anhand geodätischer Vermessungsdaten (Leitnivellements) in Form von Isolinenplänen und Zeit-Bewegungsdiagrammen. Auf dieser Grundlage werden Wirkungszusammenhänge zwischen

Grubenwasseranstieg, Einstau des Deckgebirges und der Entwicklung der Bodenhebungen diskutiert. Damit sollen die hydrogeologischen Aspekte in die weitere Diskussion über Ursachen und mögliche Auswirkungen von Bodenhebungen infolge des Grubenwasseranstiegs eingebracht werden.

Für das Südlimburger Revier lagen im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung Leitnivelementdaten bis 2004, für das Aachener Revier bis 2009 vor. Bei den einzelnen Leitnivelementen wird nach Angaben des Landesvermessungsamtes NRW insgesamt eine sehr hohe „innere Genauigkeit“ (etwa 1 mm) erreicht. Die erkannten Höhenbewegungen (Senkungen oder Hebungen) können dann als signifikant ausgewiesen werden, wenn sie mehr als 3 mm betragen (BOJE ET AL., 2008); auch für Messgrößen zwischen 3 und 6 mm ist eine Interpretation einzelner Messpunkte schwierig. PÖTTGENS (1998) gibt für die Nivellementmessungen im Südlimburger Revier einen mittleren Fehler von 2 bis 3 mm an. Im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung wurde für den Gesamtbereich des Aachener und Südlimburger Reviers eine Signifikanzgrenze von 5 mm zugrunde gelegt.

Die für die einzelnen Festpunkte berechneten Höhendifferenzen wurden mit der Software SURFER FOR WINDOWS^{®2)} (Version 8.0) statistisch aufgearbeitet und in Form von Isolinien dargestellt. Für die Isolinienkonstruktion wurde die Methode „natural neighbour“ eingesetzt. Bei den Isoliniendarstellungen ist zu berücksichtigen, dass durch die rein mathematische Interpolation insbesondere bei größeren Punktabständen örtlich Isolinienverläufe entstehen können, die mit der Realität der Untergrundverhältnisse nicht übereinstimmen. Bei den längeren Betrachtungszeiträumen wurden als Bezug für die Differenzbildung jeweils Anfangs- und Endmessungen mehrerer Jahre zugrunde gelegt, um eine ausreichende Festpunktanzahl für eine sinnvolle Isolinienplankonstruktion zur Verfügung zu haben. Diese Randbedingungen sind bei der Interpretation der hier vorgelegten Isolinienpläne zu berücksichtigen.

16.1 Flächenhafte Ausdehnung der Bodenhebungen

Nach einer von PÖTTGENS (1985) vorgelegten Übersicht für das Südlimburger Revier sind hier im Zuge des Steinkohlenbergbaus Bergsenkungen mit Beträgen bis zu rd. 10 m aufgetreten (Abb. 16.1). Die stärksten Bodensenkungen sind in den zentralen Abbaubereichen der Gruben Maurits, Emma und Wilhelmina dokumentiert.

Einen Überblick über die zwischen 1974/77 und 1991/93 im Aachener Revier dokumentierten Bodensenkungen liefert (Abb. 16.2). Danach traten hier in den zuletzt noch betriebenen Abbaubereichen deutliche Bodensenkungen mit Beträgen bis zu 1,2 m in Norbert Metz und bis zu rd. 5,0 m in Anna auf. In den bereits vor 1974 stillgelegten Gruben der Östlichen Wasservinz waren nur noch leichte Restsenkungen im Zentimeterbereich festzustellen.

²⁾ Golden Software, inc. 809 14th St., Golden, CO 80401-1866 USA

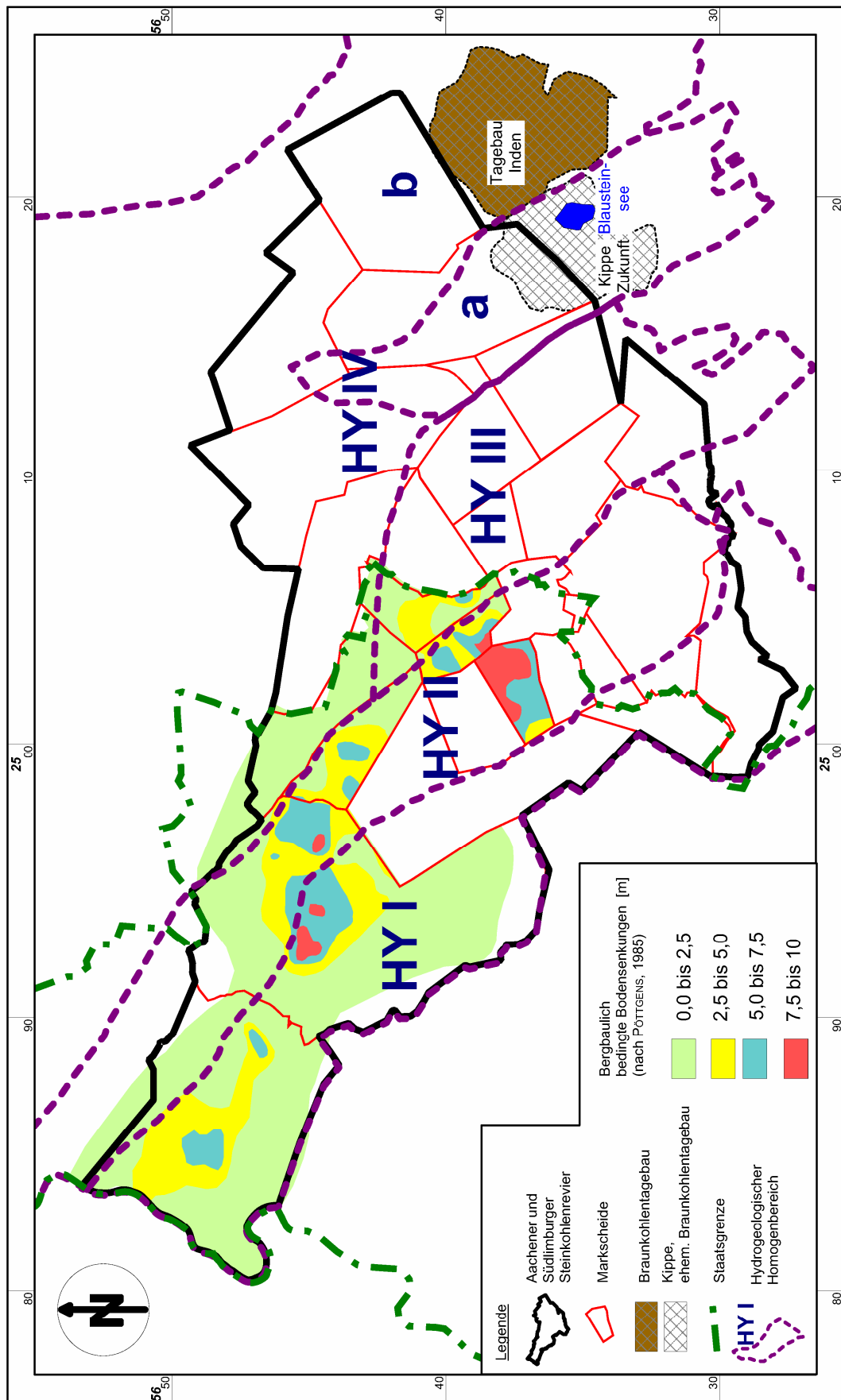


Abb. 16.1: Übersicht über die bergbaulich bedingten Bodensenkungen im Südlimburger Revier (nach PÖTTGENS, 1985)

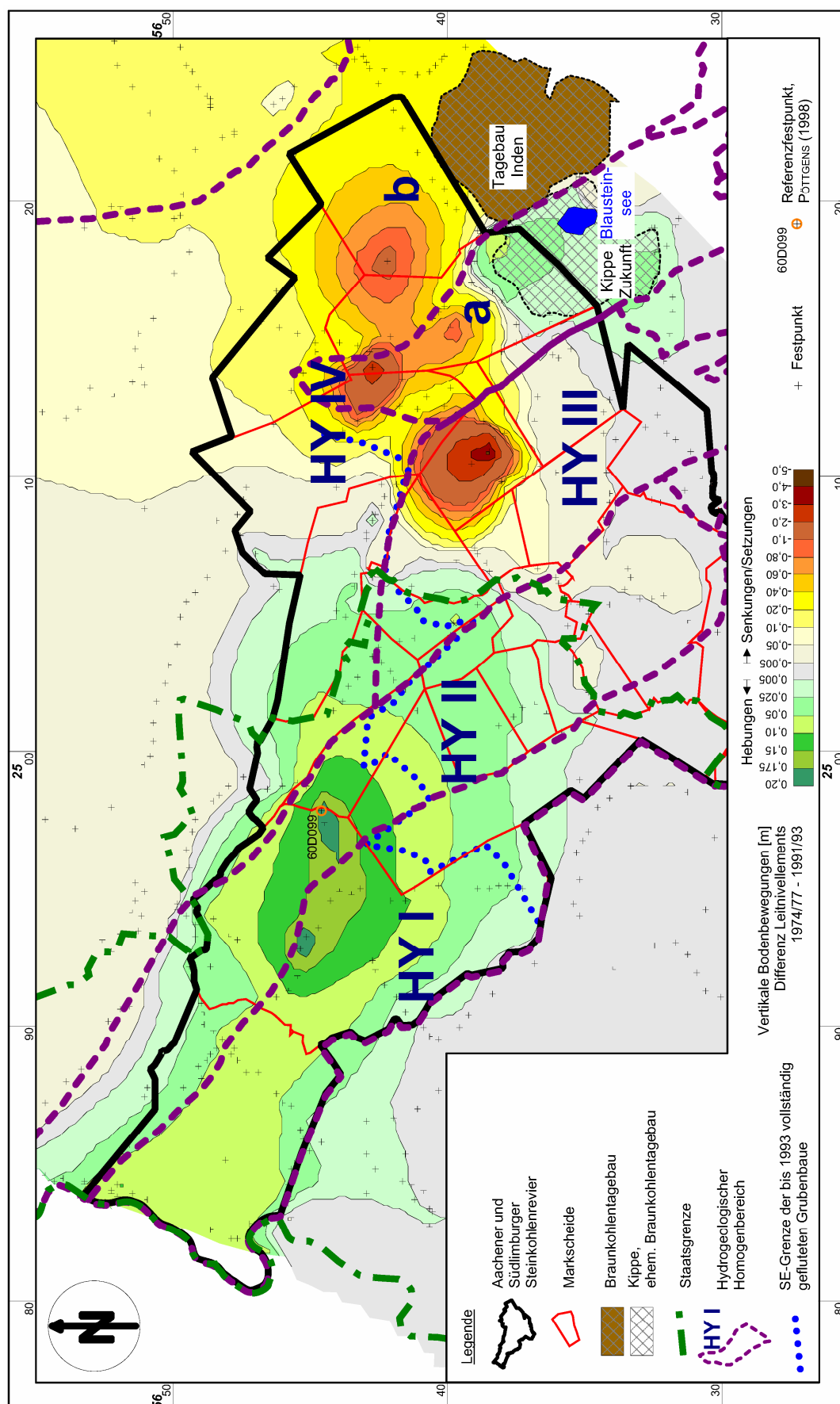


Abb. 16.2: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener und Südlimburger Revier für den Zeitraum 1974/77 bis 1991/93

Im Feld Norbert Metz überlagern sich Bodensenkungen infolge Steinkohlenabbau und Bodensetzungen infolge der Sumpfungmaßnahmen für den Tagebau Inden. Der Einfluss der Sumpfungmaßnahmen für den Braunkohlentagebau erstreckt sich nach Nordwesten über das Aachener Revier hinaus über die gesamte Rur-Scholle (HY IVb) bis in den deutsch-niederländischen Grenzbereich (vgl. Abb. 3.8); hier waren im Betrachtungszeitraum 1974/77 bis 1991/93 großflächig Bodensetzungen zwischen 0,05 und 0,20 m festzustellen. Dagegen traten am Südostrand der Grube Emil Mayrisch infolge der Flutung des ehemaligen Tagebaus Zukunft bereits vor 1993 Bodenhebungen im Zentimeterbereich auf. Der Wiederanstieg der Grundwasserstände im Deckgebirge der Baesweiler Scholle (vgl. Abb. 15.3) führte hier zu weiträumigen Bodenhebungen im Tagebauumfeld.

Nach Einstellung der Wasserhaltungen in der Westlichen Wasserprovinz traten im Zeitraum 1974/77 bis 1991/93 in den Anstiegsphasen W1 bis W3 nahezu flächenhaft Bodenhebungen in einer Größenordnung von 0,025 bis 0,050 m auf (Abb. 16.2). Die Hebungscentren lagen in den zentralen Abbaubereichen der Grube Emma und korrelieren mit den ehemaligen Senkungsschwerpunkten; hier wurden Hebungsbeträge bis zu rd. 0,2 m ermittelt (0,23 m am Festpunkt 60D099 gemäß PÖTTGENS, 1998). Für den Bereich der Grube Maurits ist davon auszugehen, dass hier nach Einstellung der Wasserhaltung in 1967 bereits vor 1974 signifikante Bodenhebungen stattgefunden haben.

Die Hebungsgebiete waren in diesen ersten Anstiegsphasen W1 bis W3 in der Westlichen Wasserprovinz im Wesentlichen auf die Grenzen des Reviers beschränkt. Im südöstlichen Teil der Westlichen Wasserprovinz mit den Gruben Willem-Sophia, Domaniale und Gouley-Laurweg (Südliches Hauptbassin) traten dagegen in den Anstiegsphasen W1 bis W3 trotz des erheblichen Anstiegs der Standwasserniveaus in der Phase W1 (vgl. Anl. 7) keine signifikanten Hebungen auf; in Gouley-Laurweg wurden vielmehr Restsenkungen im Zentimeterbereich gemessen.

In der Verteilung der Bodenhebungen in der Westlichen Wasserprovinz zeigt sich ein signifikanter Unterschied zwischen den bereits vollständig gefluteten Gruben im Nordwesten der Westlichen Wasserprovinz und den nur teilweise gefluteten Gruben im Südosten. Die entsprechende Grenzlinie zwischen den bis 1993 bereits vollständig gefluteten Grubenbereichen und den nur teilweise gefluteten Gruben ist in Abb. 16.2 dargestellt. Insbesondere im Vergleich der Gruben Emma und Wilhelmina zeigen sich für die Grube Emma trotz vergleichbar großer Bodensenkungen deutlich größere Hebungsbeträge.

In den bereits gefluteten nordwestlichen Grubenbereichen wird der Grubenwasseranstieg im Steinkohlengebirge überlagert durch den Anstieg der Druckhöhen im Deckgebirge. Dies belegen die Ganglinienverläufe der im Bereich der Grube Emma in den Kreideschichten verfilterten Pegel B60C0839, Schinnen und B62B0837, Hoensbroek (s. Abb. 15.1). Durch den Druckanstieg im Deckgebirge zusätzlich hervorgerufene Dehnungsvorgänge in den Deckgebirgsschichten können somit in der Summe erhöhte Bodenhebungen gegenüber nur teilweise gefluteten Bereichen bewirken. Dies zeigt, dass die hydrogeologischen Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge auch im Hinblick auf die Ausbildung von Bodenbewegungen von Bedeutung sind.

Die weitere Entwicklung der Bodenbewegungen im Aachener und Südlimburger Revier nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung zeigt Abb. 16.3 für den Betrachtungszeitraum 1991/93 bis 2004/05. In den Anstiegsphasen W4 bis W5 haben sich die Bodenhebungen in der Westlichen Wasserprovinz flächenhaft fortgesetzt. Die Hebungsschwerpunkte liegen wiederum in den ehemaligen Senkungsschwerpunkten, soweit dies anhand der Darstellung in Abb. 16.1 nachvollziehbar ist. Hier wurden maximale Hebungsbeträge von rd. 0,08 bis 0,10 m ermittelt. Demgegenüber bilden die tektonisch vorgezeichneten Sattelzonen von Puth und Waubach (vgl. Anl. 2), in deren Bereich kein oder nur wenig Abbau stattfand, markante Gliederungselemente innerhalb des Hebungsbereiches im Südlimburger Reviers; hier sinken die Hebungsbeträge jeweils deutlich ab.

Die Hebungsbeträge summieren sich so für den Bereich der Westlichen Wasserprovinz von 1974 bis 2004 in den Hebungsschwerpunkten auf Beträge zwischen rd. 0,20 und 0,28 m; maximale Hebungsbeträge von 0,28 m sind für diesen Zeitraum für den Festpunkt 60D099, Brunssum, dokumentiert (s. Abb. 16.3). In den südwestlichen und nordöstlichen Randbereichen des Reviers sinken die Hebungsbeträge auf Werte um 0,04 m ab. Im Bereich der Grube Gouley-Laurweg wurden insgesamt vergleichsweise geringe Bodenhebungen mit Beträgen bis zu maximal 0,07 m ermittelt. Nordöstlich des Südlimburger Reviers schließt sich auf der Rur-Scholle der Einwirkungsbereich der Sumpfungsmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue an. Hier wurden auch im Beobachtungszeitraum 1991/93 bis 2004/05 wiederum flächenhaft signifikante Bodensetzungen in der Größenordnung von 0,01 m gemessen. Südwestlich und südlich der Westlichen Wasserprovinz schließen sich die tektonischen Hebungsbereiche der Nordeifel an.

Im Betrachtungszeitraum 1991/93 bis 2004/05 zeigen sich, bezogen auf die Anstiegshöhen des Grubenwassers, die relativ stärksten Hebungsbeträge wiederum im Bereich des Nördlichen Hauptbassins, wo das Deckgebirge bereits weiträumig eingestaut ist. Die Hebungsbewegungen weisen darauf hin, dass sich der Grubenwasseranstieg nach 1994 auch im Feld Maurits fortgesetzt hat. Dies belegt eine hydraulische Verbindung zwischen den Gruben Emma und Maurits und somit die hydraulische Zugehörigkeit der Grube Maurits zum Nördlichen Hauptbassin. Weiterhin zeichnen sich erhöhte Bodenhebungen im nordöstlichen Randbereich der Grube Emma, bei Douvergenhout, außerhalb des eigentlichen Abbaubereichs ab (vgl. Abb. 6.4). Dies ist als Hinweis auf einen Wiederanstieg der Druckhöhen in den betriebszeitlich stark entwässerten basalen Deckgebirgsschichten in diesem Bereich zu deuten (vgl. Abb. 6.7).

Im Bereich der Östlichen Wasserprovinz zeigen sich für den Betrachtungszeitraum 1991/93 bis 2004/05 summarisch flächenhafte Hebungen nur im östlichen Teil des Reviers, im Bereich von Baesweiler Scholle (HY IVa) und Rur-Scholle (HY IVb). Hier ergeben sich aus der Differenzbildung für den Betrachtungszeitraum flächenhaft Hebungen von 0,04 bis 0,08 m bei Maximalwerten um 0,10 m im Bereich der Baesweiler Scholle (HY IVa) auf. Die verstärkten Bodenhebungen im südöstlichen Randbereich der Grube Emil Mayrisch sind nicht durch den Grubenwasseranstieg, sondern wiederum durch den Anstieg der Wasserstände im Deckgebirge infolge der Flutung der Kippe Zukunft hervorgerufen.

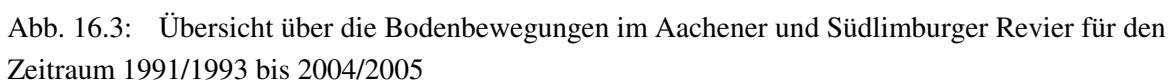


Abb. 16.3: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener und Südlimburger Revier für den Zeitraum 1991/1993 bis 2004/2005

Auf die im Einwirkungsbereich des Rheinischen Braunkohlenreviers infolge von Druckanstiegen in den Deckgebirgsaquiferen zu erwartenden Bodenhebungen wurde insbesondere von ZIEGLER ET AL. (2007) hingewiesen. Dies zeigt, dass für eine zuverlässige Bewertung von Bodenbewegungen infolge Grubenwasseranstieg auch eine differenzierte Betrachtung möglicher Änderungen der Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge infolge von Einwirkungen außerhalb des Steinkohlenbergbaus erforderlich ist.

Im Bereich der Grube Anna, wo im Betrachtungszeitraum 1974/77 bis 1991/93 deutlich stärkere Bodensenkungen gemessen wurden (vgl. Abb. 16.2), traten in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs noch deutliche Restsenkungen auf. Die ersten Hebungen wurden in dieser Phase durch anfänglich noch verstärkte Restsenkungen überlagert. Die Einwirkungen des Tiefbergbaus auf die Geländeoberfläche klingen nach allgemeiner Lehrmeinung innerhalb von 5 Jahren nach Einstellung der Abbautätigkeit ab (KRATZSCH, 2008).

16.2 Zeitliche Entwicklung der Bodenhebungen

Der tatsächliche Beginn der Bodenhebungen und die tatsächlich erfolgten absoluten Hebungsbeträge in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs lassen sich daher nur auf der Grundlage von Zeit-Bodenbewegungsdiagrammen erfassen. Diese zeigen zugleich auch die Korrelation zwischen dem Verlauf des Grubenwasseranstiegs und der Entwicklung der Bodenhebungen. Eine entsprechende Darstellung für repräsentative Festpunkte des Südlimburger Reviers (Grube Julia) liefert Abb. 16.4, entsprechend für das Aachener Revier Abb. 16.5. Die Bodenbewegungen sind hier als Differenz zum jeweils letzten, im Rahmen dieser Bearbeitung vorliegenden Leitnivellement dargestellt (für das Südlimburger Revier bezogen auf das Leitnivellement 2004, für das Aachener Revier bezogen auf das Leitnivellement 2009).

Die zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen im Feld Julia verdeutlicht die gute Korrelation zwischen dem Anstiegsverlauf und der Entwicklung der Bodenhebungen. Die Bodenhebungen setzten mit einer zeitlichen Verzögerung von rd. 5 Jahren zur Einstellung der Wasserhaltung ein. Während der zwischenzeitlichen Stagnation des Grubenwasseranstiegs (Anstiegsphasen W2b, W3), kamen auch die Bodenbewegungen zur Ruhe. Mit der Fortsetzung des Grubenwasseranstiegs in der Phase W4 setzten die Bodenbewegungen ohne signifikante zeitliche Verzögerung wieder ein. Die absoluten Hebungsbeträge sind in der Phase W2/W3 deutlich geringer als in den Phasen W4/W5. Dies deutet darauf hin, dass mit der vollständigen Flutung des Grubengebäudes und dem Einstau der Deckgebirgsbasis Bodenhebungen verstärkt auftreten. Mit dem weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs ist daher auch eine deutliche Fortsetzung der Bodenhebungen zu erwarten.

Die zeitliche Entwicklung repräsentativer Festpunkte aus dem Bereich der Östlichen Wasservereinbarung in Abb. 16.5 zeigt, dass die Bodenbewegungen auf den verschiedenen tektonischen Schollen in den Abbauschwerpunkten der letzten Betriebsphase relativ einheitlich zwischen etwa 4 und 5 Jahren nach Einstellung der Wasserhaltung begonnen haben.

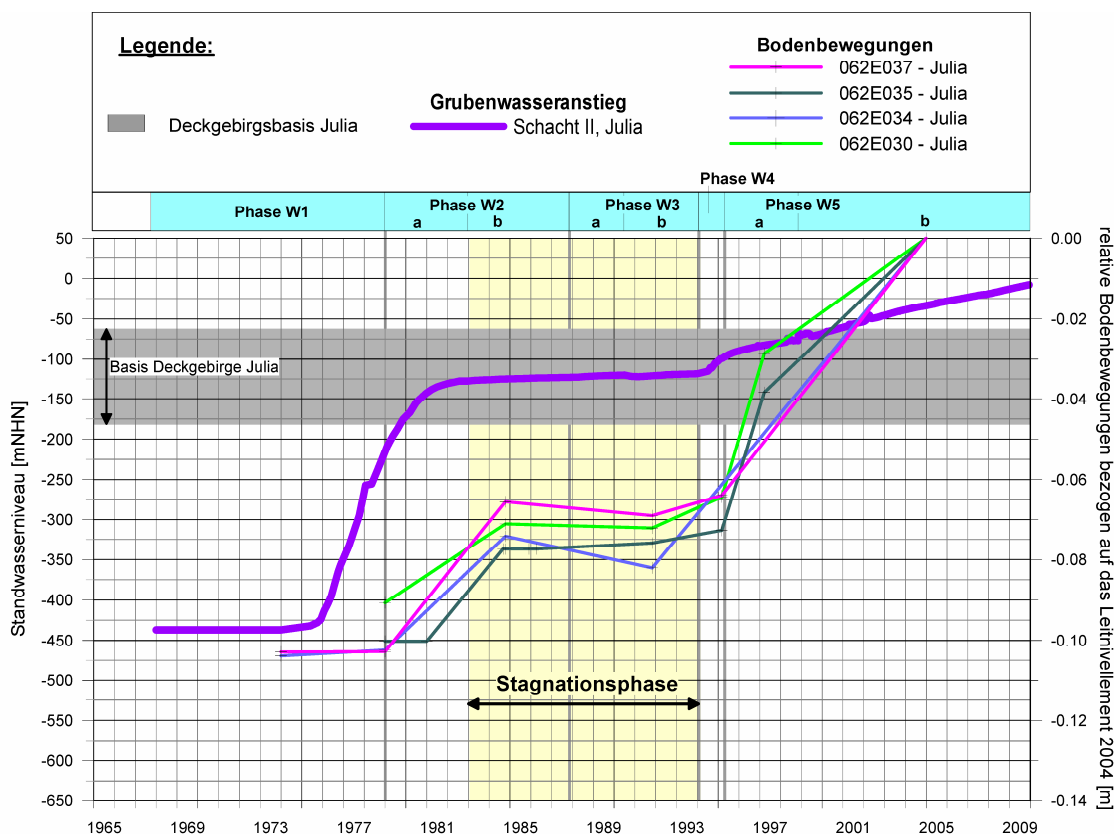


Abb. 16.4: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen im Bereich der Grube Julia, Südlimburger Revier (Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)

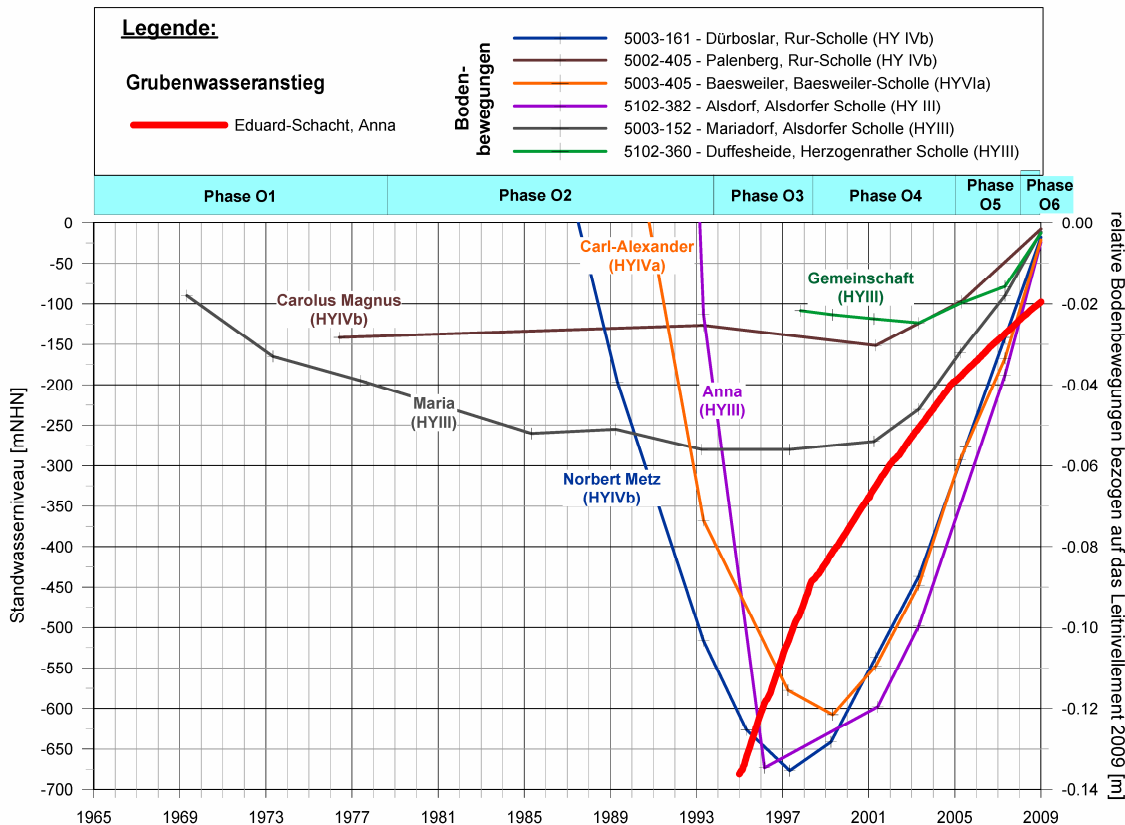


Abb. 16.5: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen in der Östlichen Wasserprovinz, Aachener Revier (Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)

Der Hebungsverlauf ab 2001 ist in den dargestellten Bereichen praktisch identisch. Die markanten Unterschiede zwischen den einzelnen Schollen in der in Abb. 16.3 vorgelegten Differenzendarstellung ist im Wesentlichen bedingt durch die unterschiedliche Intensität der bis etwa 1998 erfolgten Restsenkungen. Ein deutlich späterer Beginn der Hebungen zeigt sich in den früheren Stilllegungsbereichen im Umfeld der Grube Anna (Maria, Gemeinschaft, Nordstern, Adolf; Bassins in „Älteren Stilllegungsbereichen“, vgl. Abb. 4.4). In den Feldern Maria und Gemeinschaft setzte der Grubenwasseranstieg nach 1993 erst mit dem Einstau der 610 m-Sohle, Anna, in der Phase O4 ein (Abb. 16.5). Dementsprechend treten die Hebungen hier erst mit einer weiteren Verzögerung von rd. 4 Jahren seit etwa 2002 auf. Die Hebungsgeschwindigkeit näherte sich dabei hier bis 2009 sukzessive an die Verhältnisse im „Hauptbassin“ (Anna / Emil Mayrisch; vgl. Abb. 4.4) an.

Im Feld Carolus Magnus wurde das Deckgebirge bereits 1978 eingestaut (Phase O1, s. Abb. 7.4). Die Entwicklung der Geländebewegungen im Feld Carolus Magnus (Festpunkt 5002-405, Palenberg) verdeutlicht, dass hier nach der vollständigen Flutung der Grubenbaue auf der Baesweiler Scholle in der Phase O4 ab etwa 2001 Bodenhebungen einsetzten. Dies deutet darauf hin, dass das Standwasserniveau hier zwischenzeitlich im Niveau der Deckgebirgsbasis stagnierte und erst mit dem weiteren deutlichen Anstieg der Druckhöhen im basalen Deckgebirge signifikante Hebungen einsetzen (vgl. Kap. 10.3).

Bemerkenswert ist der Verlauf der Geländebewegungen im Feld Maria (Festpunkt 5003-152, Abb. 16.5). Hier traten in der ersten Anstiegsphase O1 (vgl. Abb. 7.4) trotz eines Anstiegs des Standwasserniveaus um rd. 400 m keine Bodenhebungen auf; vielmehr wurden mindestens bis 1985 noch signifikante Bodensenkungen im Zentimeterbereich ermittelt (vgl. Abb. 16.2). Eine vergleichbare Entwicklung der Bodenbewegungen zeigte sich auch in den Feldern des Südlichen Hauptbassins in der Anstiegsphase W1 bis W3. Die zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen in den Feldern Gouley-Laurweg und Domaniale ist für repräsentative Festpunkte in Abb. 16.6 dargestellt. Danach traten auch hier trotz eines Anstiegs des Standwasserniveaus um mehrere hundert Meter in der Phase W1 über einen Zeitraum von über 20 Jahren nach Stilllegung der Gruben anstelle von Bodenhebungen weiterhin deutliche Bodensenkungen in einer Größenordnung bis zu 0,03 m (Festpunkt 5102-125) auf. Am Festpunkt 5102-107 im Feld Gouley-Laurweg traten sogar nach einer Stagnationsphase der Bodenbewegungen bis 1973 ab etwa 1977 wieder signifikante Bodensenkungen auf - offensichtlich ausgelöst durch den Grubenwasseranstieg.

Dies zeigt einerseits, dass in den Abbaubereichen weitaus länger als 5 Jahre nach Abbauende trotz Teilanstieg des Grubenwassers Bodensenkungen im Zentimeterbereich auftreten können. Andererseits deutet sich an, dass in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs möglicherweise leichte Bodensenkungen durch den Grubenwasseranstieg hervorgerufen werden. Dies könnte als eine Art „Sättigungssetzung“ interpretiert werden, wie sie auch aus dem Erdbau bei der Flutung von Dammbauwerken bekannt ist. Der Vergleich der Bewegungsverläufe auf den unterschiedlichen tektonischen Schollen des Reviers in Abb. 16.4 bis Abb. 16.6 deutet darauf hin, das möglicherweise auch die geringere Deckgebirgsmächtigkeit in den Feldern des Südlichen Hauptbassins und in Maria eine mögliche Ursache für das deutlich abweichende Bewegungsverhalten sein könnte. Eine konkrete Bewertung möglicher Ursachen erfordert eine über

den Rahmen der vorliegenden Arbeit hinausgehende detaillierte Analyse der Wirkungszusammenhänge.

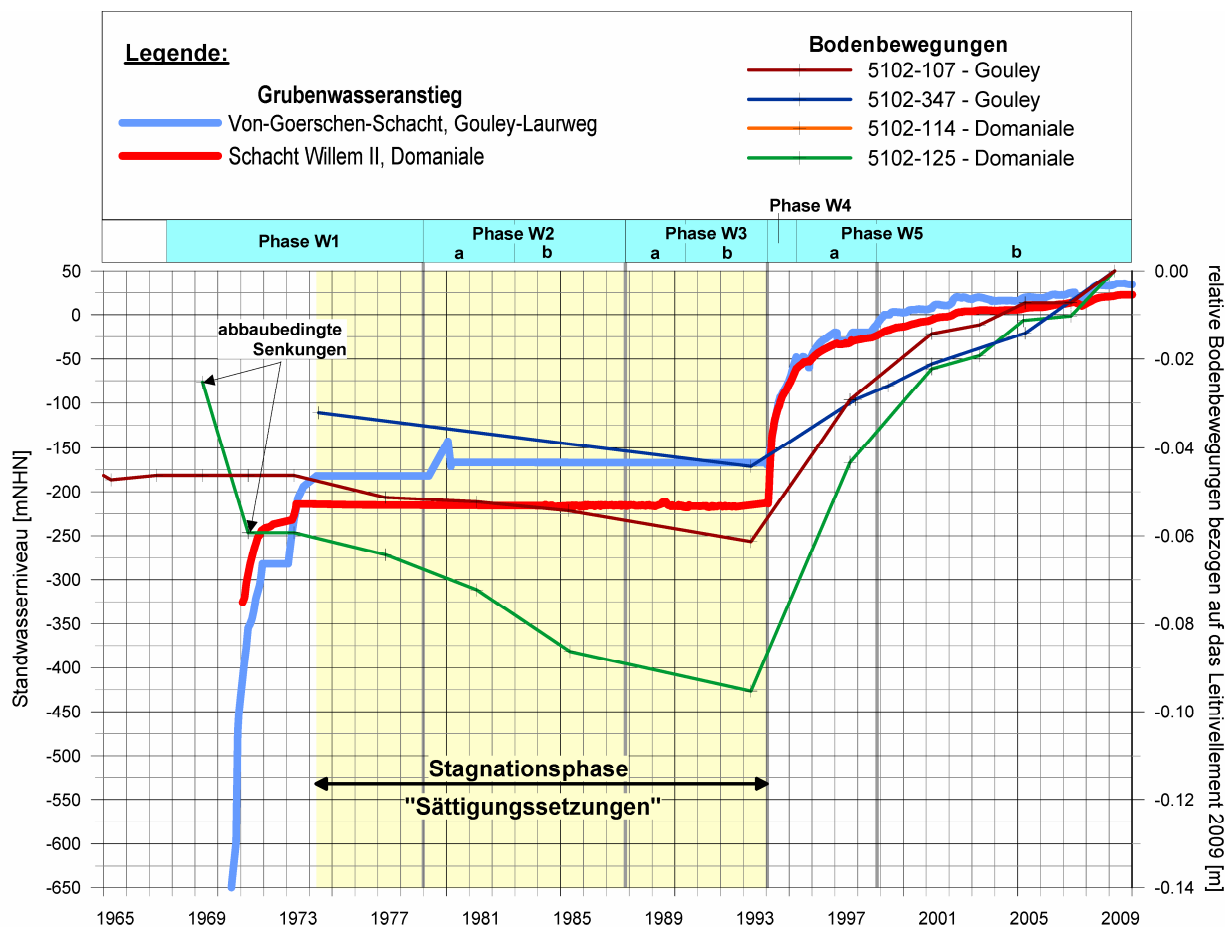


Abb. 16.6: Zeitliche Entwicklung der Bodenbewegungen im Südlichen Hauptbassin (Domaniale, Gouley-Laurweg; Lage der Festpunkte s. Abb. 16.3)

16.3 Aktuelle Entwicklung der Bodenhebungen im Aachener Revier

Für das Aachener Revier ergibt sich aus den Bewegungsdiagrammen ein flächenhafter Beginn der Bodenhebungen etwa ab dem Leitnivelement 2001. Eine entsprechende Übersicht über die seit 2001 aufgetretenen Gesamthebungen gibt Abb. 16.7. Die Haupthebungsbereiche in der Östlichen Wasserprovinz konzentrieren sich auf die „Hauptbassins“. Die Hebungen erreichen hier maximale Beträge bis zu 0,14 m. In den schon weit vor 1993 stillgelegten Anstiegsbereichen der Gruben Maria, Gemeinschaft, Nordstern und Adolf („Teilbassins“) wurden aufgrund der geringeren Anstiegshöhe des Grubenwassers und dem späteren Beginn des Anstiegs nur geringe Bodenhebungen in einer Größenordnung von 0,02 und 0,05 m ermittelt.

Die bisher erfolgten Bodenhebungen in der Östlichen Wasserprovinz sind damit noch deutlich geringer als in der Westlichen Wasserprovinz. Die in Abb. 16.5 dargestellte zeitliche Entwicklung der Bodenhebungen in der Östlichen Wasserprovinz zeigt aber, dass hier mit dem weiteren Grubenwasseranstieg noch weitere deutliche Hebungen zu erwarten sind.

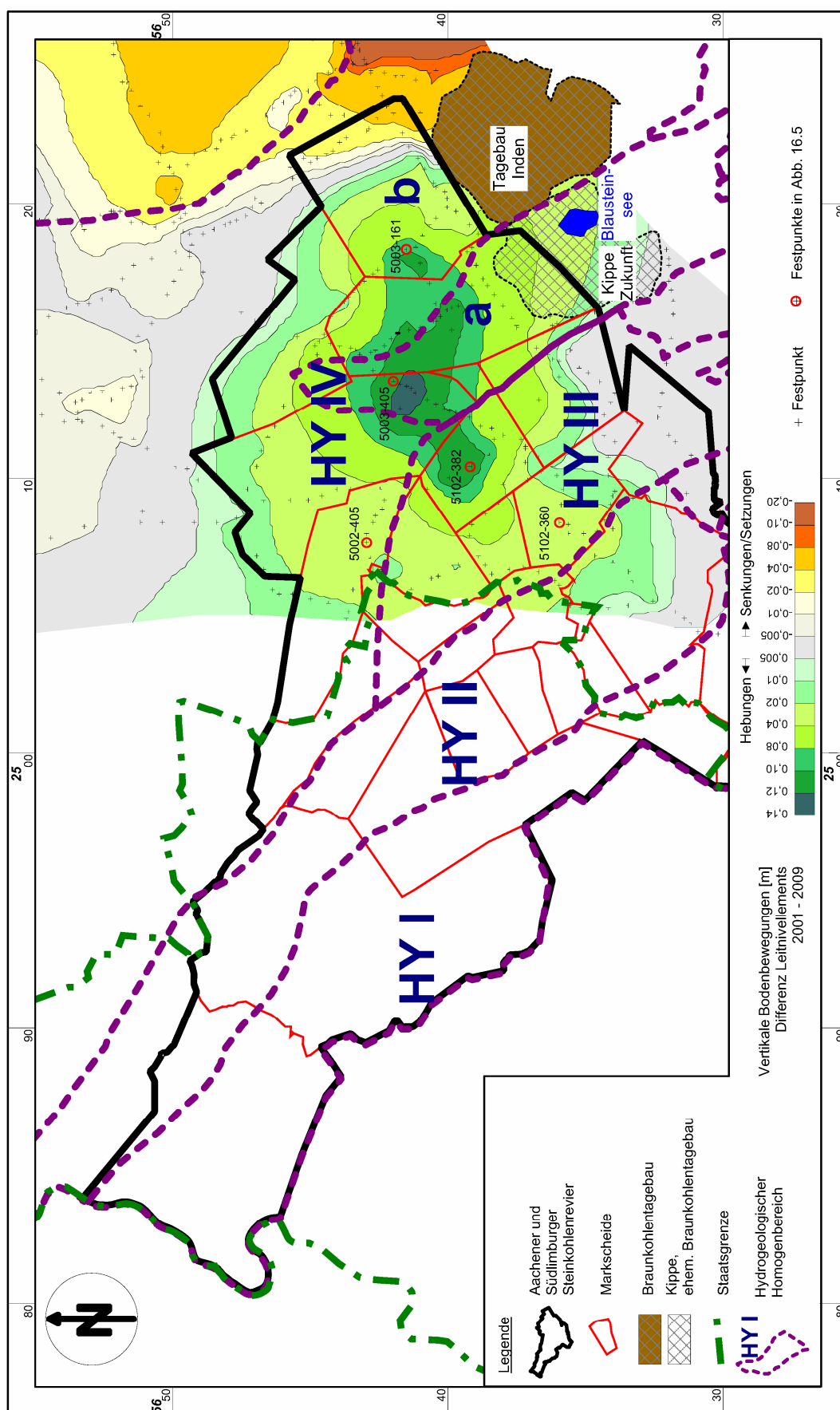


Abb. 16.7: Übersicht über die Bodenbewegungen im Aachener Revier für den Zeitraum 2001 bis 2009

Aufgrund der vergleichbaren geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse in der Westlichen und Östlichen Wasserprovinz ist davon auszugehen, dass sich auch in der Östlichen Wasserprovinz die Bodenhebungen mit dem weiteren Grubenwasseranstieg in den Hebungscentren bis auf Werte um 0,3 m aufsummieren werden.

Darüber hinaus zeigt die in Abb. 16.8 für den Betrachtungszeitraum 2007 bis 2009 dargestellte aktuelle flächenhafte Entwicklung der Bodenhebungen im Aachener Revier, dass sich eine weitere Ausweitung der Hebungsgebiete nach Norden bis zu 10 km über die Grenzen der ehemaligen Abbaubereiche hinaus einstellt. In diesem Bereich der Rur-Scholle überlagern sich die Auswirkungen des Druckanstiegs im basalen Deckgebirgshorizont (Walsum-Schichten [02] - Tertiäre Einheit T1) infolge Grubenwasseranstieg und die Einwirkungen der Sumpfungsmaßnahmen für die Braunkohlentagebaue auf die höheren Grundwasserstockwerke (Tertiäre Einheit T3 und höher). Da die Sumpfungsmaßnahmen in den letzten Jahren hier keine signifikante Veränderung der Grundwasserstände bewirkt haben (vgl. Abb. 15.3), können die Bodenhebungen nur auf den weiträumigen Anstieg der Druckhöhen in den Walsum-Schichten [02] (Tertiäre Einheit T1) zurückgeführt werden (vgl. Kap. 15.2). Diese Entwicklung zeigt, dass im Zuge des Grubenwasseranstiegs bei entsprechenden hydrogeologischen Verhältnissen mit Bodenhebungen auch mehrere Kilometer weit außerhalb der ehemaligen Abbaubereiche gerechnet werden muss. Entsprechende Verhältnisse wurden von HEITFELD et al. (2004) für den östlichen Randbereich des Erkelenzer Reviers berichtet.

16.4 Zeitlicher Ablauf und Wirkungszusammenhänge bei der Entstehung der Bodenhebungen

Die sich aus der vorliegenden Analyse der Bodenbewegungen im Zuge des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier ergebenden Erkenntnisse über den Ablauf der Bodenbewegungen im Rahmen des Grubenwasseranstiegs und den Einfluss des Deckgebirges lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- In der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs werden die Bodenbewegungen noch durch Restsenkungen aus der Abbauphase dominiert. Der Beginn der Bodenhebungen kann dadurch mit einer zeitlichen Verzögerung von mehreren Jahren nach Einstellung der Wasserhaltung erfolgen. Für das Aachener und Südlimburger Revier deutet sich eine Verzögerungsfrist von 4 bis 5 Jahren an.
- In Bereichen mit geringer Deckgebirgsmächtigkeit wurden dagegen im Zusammenhang mit einem ersten Teilanstieg mit nachfolgender Stagnationsphase über einen Zeitraum bis zu rd. 20 Jahren noch Bodensenkungen im Zentimeterbereich beobachtet.
- Im übrigen korreliert die zeitliche Entwicklung der Bodenhebungen sehr deutlich mit dem Verlauf des Grubenwasseranstiegs. Bei einer zwischenzeitlichen Stagnation des Standwasserniveaus kommen auch die Bodenbewegungen vergleichsweise schnell zur Ruhe. Dies bedeutet auch, dass im Zuge eines Grubenwasseranstiegs im Bedarfsfall die resultierenden Bodenhebungen durch Wasserhaltungsmaßnahmen gesteuert werden könnten.

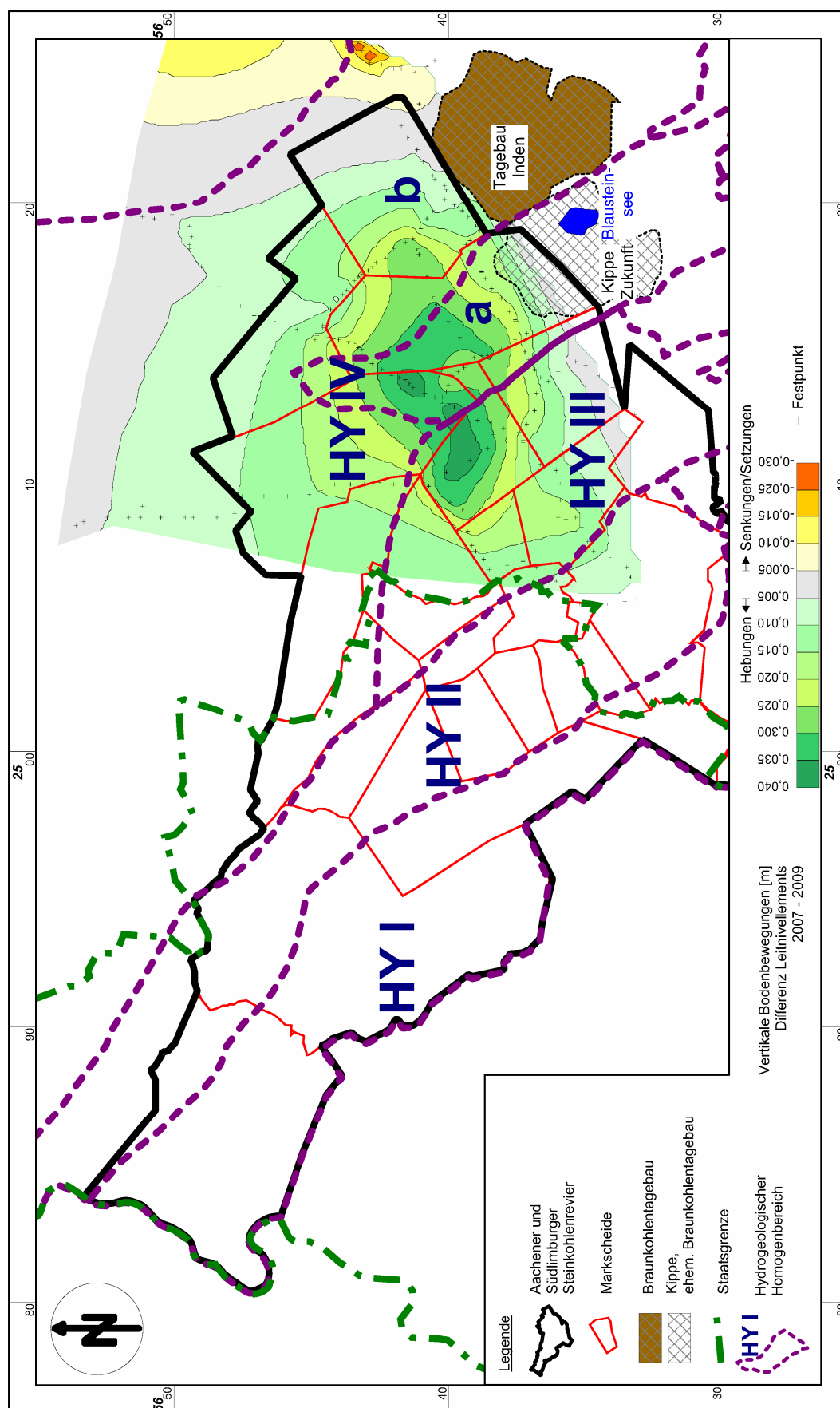


Abb. 16.8: Aktuelle Entwicklung der Bodenbewegungen im Aachener Revier im Zeitraum 2007 bis 2009

- Darüber hinaus ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Ausmaß der Bodenhebungen und den Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge zu erkennen. Die stärksten Hebungen treten im nordwestlichen Teil des Südlimburger Reviers (Nördliches Hauptbassin) auf, wo das Deckgebirge eingestaut und auch im Deckgebirge ein deutlicher Anstieg der Druckhöhen erfolgt. In den zentralen Hebungsbereichen der Östlichen Wasserprovinz, wo bei vergleichbarer Höhe des Grubenwasseranstiegs aufgrund der hydrogeologischen Gegebenheiten bisher keine signifikante Wechselwirkung mit dem Deckgebirge erfolgte, sind die Gesamthebungen deutlich geringer. Die geringsten Bodenhebungen wurden in den praktisch deckgebirgsfreien Bereichen der Grube Gouley-Laurweg beobachtet.
- In Bereichen, in denen aufgrund der hydraulischen Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge die Druckhöhen im Deckgebirge ansteigen, werden die infolge Auftrieb in den bergbaulich aufgelockerten Zonen entstehenden Dehnungsvorgänge durch entsprechende Dehnungsvorgänge in den Deckgebirgsschichten überlagert und die an der Geländeoberfläche resultierenden Bodenbewegungen dadurch verstärkt.
- Die von den Bodenhebungen erfassten Bereiche sind im Wesentlichen auf das nähere Umfeld der ehemaligen Abbaubereiche bzw. die Grenzen des Steinkohlenreviers begrenzt. Allerdings treten dort, wo es infolge des Grubenwasseranstiegs zu einer weiträumigen Beeinflussung der Grundwasseroberflächen/Druckhöhen in den basalen Deckgebirgsschichten über die Reviergrenzen hinaus kommt, auch mehrere Kilometer über die Grenzen der ehemaligen Abbaubereiche hinaus signifikante Bodenhebungen auf.

Aufgrund der Wirkungszusammenhänge zwischen Bodenbewegungen, Verlauf des Grubenwasseranstiegs und Einwirkungen auf die Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge kann die Überwachung der Bodenbewegungen auch indirekt Rückschlüsse über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs und eine mögliche Beeinflussung von Deckgebirgsaquiferen in Bereichen erlauben, in denen keine direkten Lotungen von Druckhöhen möglich sind.

Im Detail liegen dem Verlauf und der resultierenden Gesamtbewegung der im Rahmen des Grubenwasseranstiegs zu erwartenden Bodenhebungen komplexe Wirkungszusammenhänge zugrunde, deren Ursachen im Rahmen der vorliegenden Arbeit nur angedeutet werden können. Dies gilt in noch stärkerem Maße für mögliche, im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg auftretende, schadensrelevante Hebungsdimensionen, wie sie im Erkelenzer Revier aufgetreten sind (HEITFELD ET AL., 2004). Auf eine Analyse von Hebungsdimensionen wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit bewusst verzichtet. Für eine umfassende Analyse der Wirkungszusammenhänge, vor allem im Hinblick auf die Prognose von Hebungen und Hebungsdimensionen auch in anderen Revieren sind weitergehende detaillierte hydrogeologische, bergschadenskundliche sowie boden- und felsmechanische Betrachtungen erforderlich. Ein erster bergschadenskundlicher Ansatz wurde dazu von BAGLIKOW (2010) vorgelegt. Dabei wurde aber die Bedeutung des Druckanstiegs in den basalen Deckgebirgsschichten für die Ausbildung schadensrelevanter Hebungsdimensionen nicht berücksichtigt.

Eine weitergehende wissenschaftliche Bearbeitung der Thematik erfolgt derzeit im Rahmen mehrerer Forschungsvorhaben im Auftrag der RAG AG.

17 Synthese: Maßgebliche Faktoren und Wirkungszusammenhänge im Rahmen des Grubenwasseranstiegs

Der Grubenwasseranstieg im Aachener und Südlimburger Revier ist geprägt durch die weiträumigen hydraulischen Verbindungen, die im Rahmen der über 800 jährigen Bergbaugeschichte im Steinkohlengebirge grenzüberschreitend geschaffen wurden. Das Flutungsgebiet umfasst eine Fläche von rd. 490 km² in dem tektonisch komplex aufgebauten Übergangsbereich zwischen der Nordeifel bzw. dem Limburger Hügelland im Süden und der Niederrheinischen Bucht im Norden. Es erstreckt sich damit aus den tagesnahen Abbaubereichen des Uraltbergbaus im Wurmatal heraus in Bereiche mit einem bis zu mehreren hundert Metern mächtigen, komplex aufgebauten, stark Grundwasser führenden Deckgebirge aus Kreide- und Tertiärschichten. Im Westen bildet die Maas die Grenze des Südlimburger Reviers zum belgischen Steinkohlenrevier. Im Osten grenzen die Abbaufelder des Aachener Reviers an den Braunkohlentagebau Inden der RWE Power AG.

Der langjährige Steinkohlenabbau hat neben weiträumigen Bodensenkungen auch eine Absenkung von Grundwasserständen im Deckgebirge bis hin zur Entwässerung basaler Grundwasserleiter bewirkt. Im nordöstlichen Teil des Aachener Reviers werden diese Einwirkungen überlagert durch die weiträumigen Sumpfungmaßnahmen der RWE Power AG für die Braunkohlentagebaue im Bereich der Rur- und Erft-Scholle (Tagebaue Inden und Hambach). Diese wirken bis in das Niveau des Grundgebirges ein und haben ebenfalls zu weiträumigen Geländesenkungen geführt.

Mit der vorliegenden Bearbeitung wurde erstmals eine umfassende Dokumentation, Analyse und Bewertung der im Rahmen des Grubenwasseranstiegs in einem weiträumigen komplexen Steinkohlenrevier ablaufenden Vorgänge vorgelegt. Die Untersuchungen zeigen, dass der Grubenwasseranstieg in einem solch komplex aufgebauten Gebiet durch zahlreiche hydrogeologische und hydraulische Faktoren im Wechselspiel zwischen Grundgebirge und dem überlagernden Deckgebirge geprägt wird. Ein wesentlicher Teil der Bearbeitung bestand daher zunächst in der Entwicklung eines geologisch-hydrogeologischen und bergbaulich-wasserwirtschaftlichen Modells, das die natürlichen und die bergbaulich geschaffenen Randbedingungen des Grubenwasseranstiegs im Aachener und Südlimburger Revier mit ausreichender Schärfe abbildet.

Schon der natürliche Zulauf zu den Wasserhaltungen der einzelnen Gruben des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers war aufgrund der wechselhaften hydrogeologischen Verhältnisse sehr unterschiedlich. Im Allgemeinen zeigen die Wasserzuläufe im Steinkohlengebirge eine charakteristische, teufenabhängige Zunahme der NaCl-Gehalte. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wurde anhand umfangreicher Analysendaten aus der Betriebsphase der Gruben ein charakteristischer „NaCl“-Gradient für das gesamte Revier ermittelt. Dieser wird gesteuert durch die teufenabhängige Mischung von Süßwasserzutritten aus dem Deckgebirge, Formationswässern und den aus dem tieferen Untergrund aufsteigenden stark mineralisierten Tiefenwässern / Thermalwässern.

In weiten Bereichen des Aachener und Südlimburger Reviers treten an der Deckgebirgsbasis tertiäre, Grundwasser führende Sande auf, aus denen den Gruben Grundwasser aus dem Deckgebirge zusickert. Diese basalen Deckgebirgsschichten wurden im Rahmen der bergbaulichen Wasserhaltung weiträumig entwässert und lokal auch völlig entleert. Eine Beeinflussung wasserwirtschaftlicher relevanter, oberflächennaher Grundwasserleiter wurde dabei zu meist durch weiträumig verbreitete, gering durchlässige Horizonte im Hangenden dieser entwässerten Schichten verhindert. Auch in den im südwestlichen Teil des Südlimburger Reviers verbreiteten kretazischen Kalksteinschichten der Maastricht-Formation wurde die Grundwasseroberfläche durch den Steinkohlenbergbau abgesenkt.

Durch die Verbreitung unterschiedlich durchlässiger Schichten an der Deckgebirgsbasis können lokal sehr unterschiedliche Zulaufbedingungen in den Steinkohlengruben herrschen. So treten in Bereichen mit gering durchlässigen Basisschichten im Deckgebirge, wie in der Grube Emil Mayrisch, vergleichsweise stark mineralisierte Grubenwässer zu; in solchen Bereichen fand auch keine signifikante Beeinflussung der Grundwasserführung im Deckgebirge statt. Besonders stark sind dagegen die Wasserzutritte aus dem Deckgebirge im Bereich des tagesnahen Altbergbaus, wo das Niederschlagswasser im Ausbissbereich des Karbons und über die Vielzahl von Tagesöffnungen direkt dem Steinkohlengebirge zuströmt. In Bereichen mit signifikanten Zuläufen von aufsteigenden Tiefenwässern können lokal extrem hohe NaCl-Gehalte auftreten. Die vorliegenden Untersuchungen zeigen, dass vor allem die unterkarbonischen Kohlenkalke als Reservoir für das Auftreten von Tiefenwasser- / Thermalwasseraufbrüchen von Bedeutung sind. Diese sind flächenhaft im tieferen Untergrund des Südlimburger Reviers anzunehmen; nur hier wurden signifikante Tiefenwasseraufstiege beobachtet. Im Aachener Revier ist die Verbreitung der Kohlenkalke unsicher. Der Befund der Bohrung RWTH-1 in Aachen weist darauf hin, dass die Kohlenkalke im tieferen Untergrund der Wurm mulde fehlen. Auch das Fehlen stärker mineralisierter Grubenwässer im Bereich dieser Mulde (Grube Gouley-Laurweg) kann darauf zurückgeführt werden.

Die in einem solchen komplex aufgebauten Revier maßgeblichen Faktoren für den Verlauf und die Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs auf das Grundwasser führende Deckgebirge und die Tagesoberfläche können auf der Grundlage der vorliegenden Untersuchungen wie folgt charakterisiert werden:

- Entwicklung der hydraulischen Verbindungen

Das Revier lässt sich in zwei Wasserprovinzen aufteilen, innerhalb derer der Grubenwasseranstieg im Steinkohlengebirge unabhängig voneinander erfolgt. Die Westliche Wasserprovinz umfasst das niederländische Südlimburger Revier und die deutschen Gruben westlich der tektonischen Hauptstörung des Reviers, dem Feldbiss, mit einer Fläche von rd. 290 km². Die Östliche Wasserprovinz umfasst das Aachener Revier östlich des Feldbiss mit einer Fläche von rd. 200 km². Die in der Betriebsphase innerhalb dieser Wasserprovinzen geschaffenen weiträumigen hydraulischen Verbindungen waren in der gesamten Anstiegsphase über mehr als 40 Jahre nach der Stilllegung hinweg hydraulisch wirksam. Dies bewirkte, dass der Grubenwasseranstieg in weiten Bereichen des Reviers auf einem einheitlichen Niveau erfolgte.

Zugleich haben diese weiträumigen Verbindungen innerhalb des Steinkohlengebirges zu einem hydraulischen „Kurzschluss“ zwischen den natürlichen An- und Abstrombereichen des Reviers geführt. In den nördlichen Revierteilen können die Druckhöhen dadurch im Rahmen des Grubenwasseranstiegs deutlich über das ursprüngliche natürliche Niveau ansteigen. Dies kann in diesen Bereichen langfristig auch zu einer verstärkten Beeinflussung der Grundwässer im Deckgebirge führen. Dagegen wird das Standwasserniveau in den südlichen Revierteilen das ursprüngliche natürliche Druckniveau nicht mehr erreichen (z.B. im Wurmatal). Dies hat insbesondere Bedeutung für das Ausmaß des zu erwartenden Einstaus der Hinterlassenschaften des oberflächen- und tagesnahen Bergbaus.

Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs wurde allerdings in der gesamten Westlichen Wasservereinbarung auch massiv beeinflusst durch eine einzige, hydraulisch unbestimmte Verbindung über einen eingeschränkt wirksamen Wasserdamm zur Grube Julia. Der Grubenwasseranstieg wurde durch die Veränderung der hydraulischen Wirksamkeit dieser Verbindung zwischenzeitlich um mehrere Jahre verzögert. Dies zeigt, dass in einem komplexen hydraulischen System mit unvorhersehbaren Veränderungen der hydraulischen Verbindungen gerechnet werden muss, die in einer Prognose kaum zu fassen sind.

Neben den bergmännisch geschaffenen Verbindungen sind auch die Grundwasser leitenden Horizonte an der Deckgebirgsbasis als hydraulisch wirksame Verbindungen zwischen den Gruben zu berücksichtigen. Durch solche Verbindungen über das Deckgebirge wurde der Grubenwasseranstieg in einigen der zuerst gefluteten Gruben begrenzt, bis auch in den benachbarten Gruben ein entsprechendes Anstiegsniveau erreicht wurde, ohne dass eine direkte hydraulische Verbindung der Gruben im Steinkohlengebirge besteht. Für eine sichere Prognose solcher Entwicklungen ist die Kenntnis der hydrogeologischen Verhältnisse in den basalen Deckgebirgsschichten unerlässlich.

- Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge

Mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis in Bereichen, in denen betriebszeitlich Wasserzutritte in die Grube aus dem Deckgebirge erfolgten, erfolgt auch ein Wiederanstieg der Druckhöhen in den Deckgebirgsschichten. Diese Entwicklung stellt zunächst die Wiederherstellung natürlicher Verhältnisse dar. Mit dem Einstau der Deckgebirgsbasis wird zunächst das freie „Abtropfen“ der Wässer aus dem Deckgebirge unterbunden. Mit dem weiteren Druckaufbau im Steinkohlengebirge verringert sich sukzessive die Druckhöhendifferenz zwischen dem Standwasserniveau und der Grundwasseroberfläche in den basalen Deckgebirgsschichten. Damit verringert sich zugleich der hydraulische Gradient für die Zusickeung der Wässer aus dem Deckgebirge. Dies bewirkt einen sukzessiven Rückgang der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge; gleichzeitig steigen die Druckhöhen in den Deckgebirgsschichten wieder an. Diese Abläufe konnten für das Südlimburger Revier nachgewiesen werden. Wenn der Anstieg der Druckhöhen sich dabei bis in das oberflächennahe Grundwasserstockwerk hinein vollzieht, können langfristig insbesondere in Bergsenkungsbereichen mit geringen Flurabständen auch Vernässungen an der Geländeoberfläche auftreten.

Ein Übertritt von stärker mineralisierten Grubenwässern in das Deckgebirge kann erst nach einer entsprechenden Umkehr des hydraulischen Gradienten stattfinden, wenn das Standwasserniveau in den gefluteten Gruben über die Grundwasseroberfläche im basalen Deckgebirge ansteigt. Erst dann ist auch eine signifikante Beeinträchtigung der Grundwasserqualität im Deckgebirge durch aufsteigende Grubenwässer zu besorgen. Solche Verhältnisse können vor allem in den nördlichen Revierteilen auftreten, wo das Standwasserniveau im Karbon über das ursprüngliche, natürliche Niveau ansteigen kann („hydraulischer Kurzschluss“). Im Aachener und Südlimburger Revier wurde dieser Zustand noch nicht erreicht. Eine Beeinträchtigung der Wasserqualitäten in den Hauptgrundwasserstockwerken des tieferen Deckgebirges wurde hier bisher nicht festgestellt.

Eine besondere Gefahrensituation ist nach den Befunden im Aachener Revier dort zu berücksichtigen, wo die basalen Deckgebirgsschichten entwässert wurden. In den Lockergesteinsschichten sammelt sich Grubengas an, das im Rahmen des Grubenwasseranstiegs aus den gefluteten Grubenbauen verdrängt wird. Solche Verhältnisse stellen insbesondere bei der Durchführung von Bohrarbeiten ein erhebliches Gefahrenpotenzial dar. Im Übrigen wurden im Aachener und Südlimburger Revier aufgrund der speziellen hydrogeologischen Verhältnisse bisher keine Grubengasaustritte an der Geländeoberfläche festgestellt.

- Verlauf des Grubenwasseranstiegs

Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs in den komplexen, weiträumigen Anstiegsbereichen des Aachener und Südlimburger Reviers wird einerseits geprägt durch das Zurückdrängen von Tiefenwasserzuflüssen und Zuläufen aus dem Deckgebirge im Zuge des Einstaus der Deckgebirgsbasis in Bereichen mit Grundwasser führenden basalen Deckgebirgsschichten. Andererseits wird der Verlauf des Grubenwasseranstiegs auch beeinflusst von der Flutung entwässerter Deckgebirgsschichten und den anhaltenden, starken Wasserzuläufen in Bereichen mit gering mächtigem, Grundwasser führendem Deckgebirge.

Im Rahmen der Flutung der Grubenbaue in den Hauptabbauniveaus wurden mittlere Anstiegsgeschwindigkeiten zwischen 30 und 50 m/a ermittelt. Daraus konnte ein mittleres effektives Hohlraumvolumen der bergbaulich aufgelockerten Anstiegsbereiche im Steinkohlengebirge von rd. 0,2 % bestimmt werden. Mit dem Einstau des Deckgebirges gehen die Anstiegsgeschwindigkeiten sukzessive auf Beträge unter 10 m/a zurück. Dieser Anstiegsverlauf charakterisiert Anstiegsbereiche, in denen die Wasserzuläufe sowohl von signifikanten Anteilen an Tiefenwasserzutritten als auch an Wasserzutritten aus dem Deckgebirge gespeist werden.

Die Gesamtwasserzuläufe für das Aachener und Südlimburger Revier wurden für die Betriebsphase summarisch mit rd. 84 m³/min ermittelt, was einer auf die Grundfläche der Abbaufelder bezogenen Zulauftrate von rd. 6 l/(s*km²) entspricht. Im Zuge des weiträumigen Grubenwasseranstiegs erfolgte der Rückgang der Wasserzuläufe vor allem in den bereits vollständig gefluteten Bereichen mit größerer Deckgebirgsmächtigkeit im nordwestlichen und nördlichen Teil des Reviers. In den noch nicht vollständig gefluteten südlichen Revierteilen, in denen die Wasserzuläufe von den Zutritten aus dem Deckgebirge dominiert werden, fand bisher keine signifikante Abnahme der Zulaufmengen statt. Die heutigen Wasserzuläufe bei

Standwasserniveaus zwischen -80 mNHN in der Östlichen Wasserprovinz und maximal 35 mNHN in der Westlichen Wasserprovinz (Stand 12.2009) lassen sich mit insgesamt rd. 10 m³/min abschätzen. Diese werden im Wesentlichen durch die Wasserzuläufe aus dem Deckgebirge in den noch nicht vollständig gefluteten südlichen Teilen des Reviers gespeist.

Ein erweiterter Vergleich mit den Anstiegsverläufen in den Hauptabbauniveaus von Gruben im Ruhrrevier und dem Westfeld in Ibbenbüren zeigt, dass sich in den Steinkohlengruben ohne signifikante Wasserzutritte aus dem Deckgebirge charakteristischerweise Anstiegsgeschwindigkeiten deutlich unter 30 m/a einstellen (z.B. Grube Niederberg). In Gruben, die sehr stark durch Wasserzuläufe aus dem Deckgebirge bzw. aus den tagesnahen Abbaubereichen heraus dominiert werden, sind dagegen erheblich größere Anstiegsgeschwindigkeiten um 100 m/a zu erwarten. So lassen sich anhand des Anstiegsverlaufs auch für Bereiche außerhalb des Aachener und Südlimburger Reviers Rückschlüsse auf die Zulaufcharakteristik und die zu erwartenden Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge gewinnen.

- Entwicklung des Grubenwasserchemismus

Die Entwicklung des Grubenwasserchemismus in den Beobachtungsschächten des Aachener Reviers kann grundsätzlich in drei Phasen eingeteilt werden:

1. Zurückdrängen von Tiefenwässern, Zurückdrängen von „Fremdwasserzutritten“ aus benachbarten Gruben
2. Zwischenzeitlicher Anstieg der Sulfat-Gehalte in der Anfangsphase des Anstiegs
3. Sukzessive Aussüßung durch steigenden Anteil der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge

Diese Abfolge ist allerdings nur dort so zu beobachten, wo in der Betriebsphase signifikante Zuläufe sowohl an Tiefenwässern als auch an Deckgebirgswässern auftraten. In jenen Anstiegsbereichen des Reviers, in denen entweder keine signifikanten Tiefenwasserzutritte erfolgen (z.B. Anna) oder keine signifikanten Deckgebirgswasserzutritte (z.B. Emil Mayrisch), war der Grubenwasserchemismus im gesamten Anstiegsverlauf weitgehend konstant.

Eine signifikante Zunahme von Sulfat-Gehalten wurde nur in den durch tagesnahen Bergbau gekennzeichneten Bereichen festgestellt, wo verstärkt sauerstoffreiche Wässer zutreten (Gouley-Laurweg, Domaniale). Aber auch hier wurde in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs nur eine mäßige Erhöhung der Sulfat-Gehalte auf Werte bis zu rd. 600 mg/l beobachtet. Im Verlauf des Grubenwasseranstiegs sind die Sulfat-Gehalte bereits deutlich auf Beträge von derzeit unter 300 mg/l zurückgegangen. Diese Entwicklung bedeutet, dass bei einem Anstieg des Grubenwassers in das natürliche Vorflutniveau der Wurm im Wurmatal selbst nicht mit dem Austritt von stärker mineralisierten Wässern gerechnet werden muss. Dies ist auch im Hinblick auf die Bewertung möglicher qualitativer Einwirkungen auf natürliche Vorfluter in anderen Bereichen des tagesnahen Steinkohlenabbaus von Bedeutung.

Die differenzierte Entwicklung der Grubenwasserqualitäten in den unterschiedlichen Bassins des Aachener und Südlimburger Reviers zeigt, dass eine Prognose über die Entwicklung der Grubenwasserqualitäten nur auf der Grundlage einer detaillierten Analyse der Wechselwir-

kungen zwischen Tiefenwasserzutritten und Wasserzutritten aus dem Deckgebirge möglich ist. Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass sich sowohl innerhalb einer Wasserprovinz als auch innerhalb einer Grube trotz guter hydraulischer Verbindungen sehr unterschiedliche Wasserqualitäten ausbilden können. Dies kann z.B. durch die unterschiedliche Anbindung einzelner Grubenteile an ein sich im Rahmen des Grubenwasseranstiegs in einem weiträumigen Revier ausbildendes überregionales Strömungssystem bedingt sein. Bei der Interpretation von Grubenwasseranalysen ist daher immer die spezielle hydraulische Situation des Beobachtungsschachtes innerhalb des Grubengebäudes zu berücksichtigen. Eine Übertragung der Ergebnisse auf ein größeres Umfeld des Schachtes ist in Abhängigkeit von den lokalen hydrogeologischen Verhältnissen nur bedingt möglich.

Die Entwicklung einer signifikanten hydrochemischen Schichtung in der Wassersäule („Süßwasserkappe“) wurde in den Beobachtungsschächten des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers im Verlauf des Grubenwasseranstiegs nicht festgestellt. Die Ausbildung einer solchen hydrochemischen Schichtung wird während der Flutung der Grubenbaue durch die anhaltende deutliche Grubenwasserzirkulation in einem überregionalen Strömungssystem verhindert. Erst mit der vollständigen Flutung der Grubenbaue konnten in einigen Bereichen des Reviers Hinweise auf die Ausbildung von Süßwasseransammlungen in deckgebirgsnahen Grubenbauen beobachtet werden. Dies setzt voraus, dass Wasserzutritte aus dem Deckgebirge erfolgen. In Bereichen ohne signifikante Wasserzutritte aus dem Deckgebirge kann sich entsprechend auch nach der Flutung der Grubenbaue keine „Süßwasserkappe“ ausbilden.

- Bodenhebungen

Die Flutung der Grubenbaue führt zu einem sukzessiven Aufbau von Porenwasserüberdrücken in den bergbaulich bedingten Auflockerungszonen. Diese Auftriebskräfte bewirken eine Dehnung des aufgelockerten Gebirges und resultieren in Bodenhebungen an der Geländeoberfläche. Mit der vorliegenden Bearbeitung wird erstmals ein vollständiger Überblick über die Entwicklung von Bodenhebungen in einem komplex aufgebauten Steinkohlenrevier gegeben.

Der Beginn der Bodenhebungen erfolgt mit einer zeitlichen Verzögerung von mehreren Jahren nach Einstellung der Wasserhaltung. Für das Aachener und Südlimburger Revier deutet sich eine Verzögerungsfrist von vier bis fünf Jahren an. Diese Verzögerung wird einerseits hervorgerufen durch Restsenkungen in den bis zuletzt betriebenen Abbaubereichen. Andererseits treten auch in lange stillgelegten Bereichen in der Anfangsphase offensichtlich „Sättigungssetzungen“ auf, die Beträge von rd. 0,01 m/a erreichen können. Weiterhin ist davon auszugehen, dass sich zunächst ein ausreichender Porenwasserdruck aufbauen muss, um den Überlagerungsdruck auszugleichen.

Die zeitliche Entwicklung der Bodenhebungen korreliert sehr deutlich mit dem Verlauf des Grubenwasseranstiegs. Die Entwicklung von Bodenhebungen könnte daher auch durch Wasserhaltungsmaßnahmen gesteuert werden. Die Analyse der bisher aufgetretenen Gesamthebungen zeigt auch eine deutliche Abhängigkeit vom Ausmaß der Wechselwirkungen mit dem Deckgebirge nach dem Einstau der Deckgebirgsbasis. Bei einem Wiederanstieg von Druckhöhen auch in Grundwasser führende, basale Deckgebirgsschichten werden die Dehnungsbewe-

gungen in den bergbaulich aufgelockerten Gebirgsbereichen durch entsprechende Dehnungsvorgänge in den Deckgebirgsschichten überlagert. Die an der Geländeoberfläche resultierenden Bodenbewegungen werden dadurch verstärkt. Die stärksten Hebungen wurden dementsprechend bisher im nordwestlichen Teil des Südlimburger Reviers festgestellt, wo auch im Deckgebirge ein signifikanter Wiederanstieg von Druckhöhen festzustellen ist (Hebungsbeiträge bis zu 0,28 m). Die geringsten Bodenhebungen wurden bei einer vergleichbaren Anstiegshöhe des Standwasserniveaus in den praktisch deckgebirgsfreien Bereichen im südlichen Teil des Reviers (Grube Gouley-Laurweg) beobachtet (maximal rd. 0,07 m).

Das Auftreten signifikanter Bodenhebungen ist im Aachener und Südlimburger Revier im Wesentlichen auf das nähere Umfeld der ehemaligen Abbaubereiche begrenzt. Im nördlichen Teil des Aachener Reviers, wo es infolge des Grubenwasseranstiegs zu einer weiträumigen Beeinflussung der Grundwasseroberflächen/Druckhöhen in den basalen Deckgebirgsschichten kommt, lassen sich dagegen signifikante Bodenhebungen bis zu einer Entfernung von 10 km über die Grenzen der Abbaufelder hinaus nachweisen; mit dem weiteren Anstieg des Grubenwassers wird sich diese Zone noch ausdehnen. Solche Effekte sind auch in anderen Steinkohlenrevieren bei entsprechenden Deckgebirgsverhältnissen zu berücksichtigen.

Auch bei der Entwicklung schadensrelevanter Hebungs differenzen, wie sie im Erkelenzer Revier aufgetreten sind, ist der Entwicklung der Grundwasserverhältnisse im Deckgebirge eine wesentliche Bedeutung beizumessen. Im Aachener und Südlimburger Revier wurden bisher keine derartigen Bergschäden im Zusammenhang mit dem Grubenwasseranstieg festgestellt. Die Frage nach den Ursachen der Entwicklung von schadensrelevanten Hebungs differenzen ist Gegenstand von laufenden Forschungsvorhaben und wurde in der vorliegenden Arbeit bewusst nicht näher betrachtet. Die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse zum Einfluss des Grubenwasseranstiegs im Deckgebirge auf die Entwicklung von Bodenhebungen bilden aber eine wichtige Grundlage zur ihrer Beantwortung.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit verdeutlichen, dass Prognosen über den Verlauf und die möglichen Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs in einem weiträumigen Steinkohlenrevier komplexe Wirkungszusammenhänge berücksichtigen müssen. Diese können nur auf der Grundlage einer umfassenden hydrogeologischen und bergbaulichen Analyse des Gesamtsystems Steinkohlengebirge / Deckgebirge mit einiger Sicherheit erfasst und quantifiziert werden. Die Verlässlichkeit solcher Prognosen wird aber in einem weiträumigen Strömungssystem eingeschränkt durch unvorhersehbare Veränderungen der hydraulischen Verbindungen innerhalb des Grubengebäudes. Solche Unsicherheiten sind bei der Planung von Flutungsmaßnahmen zu berücksichtigen.

Ein wichtiger Baustein bei der Abwicklung von Flutungsmaßnahmen ist daher ein umfassendes Monitoringsystem. Mit dem Monitoring müssen Veränderungen in den im Rahmen der Vorplanung z.B. im Hinblick auf wasserwirtschaftlich relevante Einwirkungen oder die Entstehung von Bodenhebungs differenzen als sensibel identifizierten Bereichen erfasst werden können. Darüber hinaus sollte in den als sensibel eingestuften Bereichen die Möglichkeit zur

Kontrolle des Anstiegsverlaufs und zur Überprüfung der prognostizierten hydraulischen Abläufe durch die Vorhaltung von entsprechenden Pumpenkapazitäten geschaffen werden.

Die Verhältnisse im Aachener und Südlimburger Revier spiegeln in der Komplexizität der hydrogeologischen Verhältnisse und den weiträumigen hydraulischen Verbindungen im Steinkohlengebirge auf vergleichsweise kleinem Raum auch die Verhältnisse des Ruhrreviers wider. Die in der vorliegenden Arbeit aufgezeigten Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und Deckgebirge und die sich daraus ergebenden Rückschlüsse auf die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs können daher vom Grundsatz auch auf den Grubenwasseranstieg im Ruhrrevier und in vergleichbaren Steinkohlenrevieren übertragen werden.

18 Literaturverzeichnis

- ANTONOW, G. (1941): Grundwasserverhältnisse im Aachener Steinkohlenbezirk unter besonderer Berücksichtigung der Gruben Carolus Magnus und Carl Alexander der Baesweiler Scholle.- Diss. RWTH Aachen, 76 S.; Aachen.
- ARAUNER, H.W., BRESSER, F. & MÜLLER, A. (1983): Die Durchörterung der Sandgewand-Störung zwischen den Gruben Anna und Emil Mayrisch.- GLÜCKAUF, 119. Jg., S. 919-924, 9 Abb.; Essen.
- ARBEITSGRUPPE ALTBERGBAU „AACHENER REVIER“ (28.03.2002): Untersuchungsbereich Herzogenrath-Kohlscheid - Bearbeitungsblock 1 - Stellungnahme der eingesetzten Arbeitsgruppe zu den bergbaulich-geotechnischen Verhältnissen und zur Standsicherheit der Geländeoberfläche.- unveröffentl. Bericht im Auftrag des Bergamtes Düren, 151 S., 9 Abb., 7 Anh., 12 Anl.; Aachen.
- ARBEITSKREIS ALTE SCHÄCHTE „AKAS“ (30.04.2003): Abschlussbericht über die Arbeiten im Zusammenhang mit der Aufsuchung, Untersuchung und Aufwältigung des Further Stollens (809 St).- unveröffentl. Bericht im Auftrag der EBV GmbH, 46 S., 3 Abb., 9 Tab, 8 Anh., 9 Anl.; Aachen.
- ARBEITSKREIS ALTE SCHÄCHTE „AKAS“ (10.11.2004): Stellungnahme zu den bergbaulich-geotechnischen Verhältnissen und zur Standsicherheit der Geländeoberfläche - Bearbeitungsblock 2 - Untersuchungsbereich Würselen.- unveröffentl. Bericht im Auftrag des Bergamtes Düren, 79 S., 5 Abb., 1 Tab, 5 Anh., 8 Anl.; Aachen.
- A-TEC ANLAGENTECHNIK (2005): Homepage www.atec-anlagentechnik.de.
- BAGLIKOW, V. (2003): Bergschäden nach Beendigung der Grubenwasserhaltung im tiefen Bergbau.- Das Markscheidewesen 110, Nr. 2, S. 45-49, 7 Abb., Verlag Glückauf; Essen.
- BAGLIKOW, V. (2010): Schadensrelevante Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Erkenlener Steinkohlenrevier.- Schriftenreihe Inst. f. Markscheidewesen, Bergschadenkunde und Geophysik im Bergbau an der RWTH Aachen, Heft 1-2010, 121 S., 84 Abb.; Aachen.
- BAZARGAN, S.B., DEMOLLIN-SCHNEIDERS, E. & VAN BERGERMEER, J. (2008): Geothermal Use of Deep Flooded Mines.- Post Mining 2008, 11. S.; Nancy.
- BECKER, B. & ASMUS, S. (2005): Beschreibung und Korrelation der känozoischen Lockergesteinsschichten der Grundgebirgsbohrungen im Umfeld des Tagebaus Hambach.- Scriptum 13, S. 61 – 74, 7 Abb.; Krefeld.
- BEKENDAM, R.F. & PÖTTGENS, J.J.E. (1995): Ground movements over the coal mines in southern Limburg, The Netherlands, and their relation to rising mine waters.- Proc. 5th Intern. Symp. On Land Subsidence, IAHS, No. 234, p. 3-12; Den Haag/NL.
- BEZIRKREGIERUNG ARNSBERG (2006): Hinterlassenschaften des Bergbaus - Probleme, Aufgaben und Chancen aus der Sicht der Bergbehörde.- Vorlage zum Bericht der Bezirksregierung Arnsberg für die Regionalratssitzung am 28.09.2006 bearbeitet von LBVD Welz und BVAR Weißbeck.- 32 S., 13 Anl.; Dortmund.
- BLESS, M.J.M., BOONEN, P., BOUCKAERT, JBRAUCKMANN, C., CONIL, R., DUSAR, M., FELDER, P.J., GÖKDAG, H., KOCKEL, F., LALOUX, M., LANGGUTH, H.R., VAN DER MEER MOHR, C.G., MEESEN, J.P.M.TH., OP HET VELD, F., PAPPROTH, E., PIETZNER, H., PLIUM, J., POTY,

- E., SCHERP, R., SCHULZ, R., STREEL, M., THOREZ, J., VAN ROOYEN, P., VANGUESTAINE, M., VIESLET, J.L., WIERSMA, D.J., WINLER PRINS, C.F. & WOLF, M. (31.12.1981): Preliminary report on lower tertiary-upper cretaceous and dinantian-famenian rocks in the boreholes heugem-1/1a and kastanjelaan-2 (maastricht, the netherlands).- Meded. Rijks Geol. Dienst, 35-15, S. 333-415, 8 Abb., 29 Tab., 22 Taf., 4 Anl..
- BLESS, M.J.M., BOSUM, W., BOUCKAERT, J., DÜRBAUM, H.-J., KOCKEL, F., PAPPROTH, E., QUERFURTH, H. & VAN ROOYEN, P. (01.10.1980): Geophysikalische Untersuchungen am Ostrand des Brabanter Massivs in Belgien, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland.- Meded. Rijks Geol. Dienst, 32-17, S. 313-343, 12 Abb., 3 Tab., 12 Anl..
- BOJE, R., GSTIRNER, W., SCHULER, D. & SPATA, M. (2008): Leitnivellements in Bodenbewegungsgebieten des Bergbaus - eine langjährige Kernaufgabe der Landesvermessung in Nordrhein-Westfalen.- In: NÖV, 3/2008, S. 33-42, 6 Abb., 2 Tab.; Düsseldorf.
- BRANDT, K.-H. (1989): Stilllegung des Limburger Kohlereviers und Auswirkungen auf das Wurmrevier.- Seminarvortrag am Institut für Markscheidewesen, Bergschadenkunde und Geophysik im Bergbau an der RWTH Aachen.
- BREDDIN, H. (1933a): Das tertiäre Deckgebirge im Aachener Steinkohlenbezirk.- Glückauf, 5, S. 97 - 102, 6 Abb., Essen.
- BREDDIN, H. (1933b): Das tertiäre Deckgebirge im Aachener Steinkohlenbezirk.- Glückauf, 6, S. 124 - 127; Essen.
- BREDDIN, H., BRÜHL, H. & DIELER, H. (1963): Das Blatt Aachen-NW der praktisch-geologischen Grundkarte 1:5000.- Geol. Mitt., 1, S. 251-428; Aachen.
- CLAUSER, C., HEITFELD, M., ROSNER, P., SAHL, H. & SCHETELIG, K. (2005): Beispiel Aachener Steinkohlenrevier - Nutzung von Erdwärme in aufgelassenen Bergwerken.- Zeitschrift „Beratende Ingenieure“ des VBI, Heft 06/2005, S. 14-17, 4 Abb.; Berlin.
- CROSS BORDER WATER MANAGEMENT INITIATIVE (2007): Hydrogeology - Conversion table - Eine digitale stratigraphische Korrelationstabelle für das Grenzgebiet von den südöstlichen Niederlanden und Nordrhein-Westfalen.- Excel-Tabelle mit Erläuterungsbericht, 37 S., 2 Abb., 1 Tab.; Aachen. URL.: <http://igrac.nitg.tno.nl/pub/bscw.cgi/d88236/1. P CWMI report Conversion table - D.pdf>
- CUVELIER, N. (2005): Planung und Durchführung eines Bohrprogramms zur Erkundung des tiefen Untergrundes der Niederrheinischen Bucht.- Scriptum 13, S. 7 - 31, 16 Abb., 1 Tab., 1 Anh.; Krefeld.
- DE MAN, Y.H.H. (06.1988): Investigation on the possible causes of a subsidence bowl near Douvergenhout, South Limburg, the Netherlands.- Memoirs of the Centre for Engineering Geology in the Netherlands, TU Delft, No. 58, Part 1, 20 S., 20 Abb.; Delft (NL).
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.; Koordination und Gestaltung: M. Menning & A. Hendrich) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. - Tafel 96x130 cm oder Falt-Tafel A4; Potsdam (GeoForschungsZentrum), Frankfurt a. M. (Forsch.-Inst. Senckenberg).
- DEUTSCHE MONTAN TECHNOLOGIE - GESELLSCHAFT FÜR FORSCHUNG UND PRÜFUNG MBH - INSTITUT FÜR WASSER- UND BODENSCHUTZ - (08.03.1991): Einstellung der bergbaulichen Wasserhaltungen im Aachener Steinkohlenrevier - Anstieg der Standwässer in den einzelnen Wasserprovinzen, Möglichkeiten der Beeinflussung und Auswirkungen auf die

- Tagesoberfläche.- ein in der Aufgabenstellung mit dem Landesoberbergamt NW abgestimmtes unveröffentlichtes Gutachten für die Eschweiler Bergwerks-Verein AG, 146 S., 15 Anl.; Bochum.
- DMT (1999): Mittelfristige Entwicklung des Chemismus und der Dichte-Schichtungen von Grubenwässern in Bergwerken und ihre Auswirkungen auf nutzbares Grund- und Oberflächenwasser.- unveröffentl. Abschlussbericht im Auftrag des LOBA NRW, 83 S., 3 Tab., 73 Anl.; Essen.
- DMT (2004): Abschlussbericht zum Untersuchungs- und Entwicklungsvorhaben Erstellung numerischer Modelle zur Berechnung von Dichte-Schichtungen bei einem Grubenwasseranstieg.- Unveröffentlichtes Gutachten, 172 S., 18 Tab.; Essen.
- DMT (23.05.2007): Gutachterliche Stellungnahme zum Ausgasungsverhalten der Doppel-messstelle EBV 2 an der Kirchrather Straße in Herzogenrath.- Unveröffentlichtes Gutachten im Auftrag der EBV GmbH, 11 S., 3 Tab.; Essen.
- DOMALSKI, R.F. (1988): Bergmännische Wasserwirtschaft der Steinkohlenbergwerke Preussag AG Kohle/Ibbenbüren und Gewerkschaft Sophia-Jacoba/Hückelhoven - Ein Vergleich.- Mitt. d. Westf. Berggewerkschaftskasse, Heft 60, 174 S., 47 Anl.; Bochum.
- ECKART, M. , KORIES, H., RENGERS, R. & UNLAND, W. (2004): Application of a numerical model to facilitate mine water management in large coal fields in Germany.- Mine Water 2004 - Process, Policy an progress, vol. 2, 209-218; Newcastle upon Tyne.
- FELDER, W.M. & BOSCH, P.W. (2000): Krijt van Zuid-Limburg.- Geologie van Nederland, Deel 5, 190 S.; Delft/Utrecht (NITG-TNO).
- FURTA, H. & LANGGUTH, H.R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen.- Mem. IAH - Kongress, Heft VII: S. 86 - 96; Hannover.
- GOERKE-MALLET, P. (2000): Untersuchungen zu raumbedeutsamen Entwicklungen im Steinkohlenrevier Ibbenbüren unter Besonderer Berücksichtigung der Wechselwirkungen von Bergbau und Hydrologie.- Diss. RWTH Aachen, 226 S., 92 Abb., 26 Tab.; Aachen.
- GRIGO, W., HEITFELD, M., ROSNER, P. & WELZ, A. (2007): Ein Konzept zur Überwachung der Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Ruhrgebiet.- 7. Altbergbau-Kolloquium, S. 250 - 269, 10 Abb.; Freiberg.
- HAMEL, F. (1910): Die Wasserhaltung.- Der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins, Festschrift zum XI. Allgemeinen Deutschen Bergmannstage in Aachen, Dritter Teil - Der Steinkohlenbergbau, Kap. VI, S. 230 - 246, 1 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- HANSSEN, R. F. (2008): Geodesy, A Space Odyssey.- Inaugurele rede uitgesproken bij de aanvaarding van het ambt van Antoni van Leeuwenhoek hoogleraar aan de faculteit Luchtvaart- en Ruimtevaarttechniek van de Technische Universiteit Delft op woensdag 3 September 2008, 20 pp, 9 Fig.; Delft.
- HEITFELD, K.-H., HEITFELD, M., ROSNER, P. & SAHL, H. (2003): Kontrollierter Grubenwasseranstieg im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier.- 5. Aachener Bergschadenkundliches Kolloquium, H. 97, S. 71 - 85, 5 Abb.; Aachen.
- HEITFELD, K.-H., HEITFELD, M., ROSNER, P., SAHL, H. & SCHETELIG, K. (2002): Mine Water Recovery in the Coal Mining District of Aachen - Impacts and Measures to Control Po-

- tential Risks.- International Conference Uranium Mining and Hydrogeology III, S. 1012-1020, 6 Abb.; Freiberg.
- HEITFELD, M., ROSNER, P., MÜHLENKAMP, M. & SAHL, H. (2004): Bergschäden im Erkelenzer Steinkohlenrevier. - 4. Altbergbau-Kolloquium, 14 S., 10 Abb.; Leoben (Österreich).
- HEITFELD, M., ROSNER, P., SAHL, H. & SCHETELIG, K. (2005): Grubenwasseranstieg im Steinkohlenbergbau - Einflussfaktoren, Auswirkungen und Folgenutzung am Beispiel des Aachener und Erkelenzer Reviers.- 5. Altbergbau-Kolloquium, S. 433 - 452, 10 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- HEITFELD, M., ROSNER, P., SAHL, H. & SCHETELIG, K. (2006): Nutzung aufgegebenener Tagesschächte des Steinkohlenbergbaus für die Gewinnung von Erdwärme - Ergebnisse einer Machbarkeitsstudie für das Aachener Revier. - Zeitschrift Glückauf, Heft 10; Essen.
- HERBST, G. (1964): Die Grubenwässer im Steinkohlenrevier von Aachen-Erkelenz.- Z. dtsh. Geol. Ges, 116: S 70-75, 2 Abb.; Stuttgart.
- HERBST, G. (1966): Die Tektonik des flözführenden Oberkarbons im Wurmrevier (Aachener Steinkohlenbezirk), dargestellt an der Karbon-Oberfläche.- Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 13 (2): S. 1345-1358, 1 Taf.; Krefeld.
- HERCH, A. (1997): Untersuchungen zur hydrochemischen Charakteristik der Spurenelemente und Schwefelspezies im Aachener Thermalwasser.- Mitt. Ing.- u. Hydrogeol., 64: 164 S., 78 Abb., 24 Tab., 14 Anh; Aachen.
- HILGERS, C. & BAUER, W. (2003): Ein geologisches Blockbild von der Niederrheinischen Bucht bis in die Eifel.- Natur und Museum 133(3), S. 76-86, 8 Abb., 1 Tab.; Frankfurt.
- HOLLMANN, E.-G. (1997): Der Variszische Vorlandüberschiebungsgürtel der Ostbelgischen Ardennen - Ein bilanziertes Modell.- Aachener Geowiss. Beitr., 25, 235 S., 72 Abb., 16 Tab., 8 Anl.; Aachen.
- HOLLMANN, F. (2001): Methan (CH₄)-Zustömungen an der Geländeoberfläche am Beispiel des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes.- Tagungsband Oberhausener Grubengas-Tage 2001, UMSICHT-Schriftenreihe Bd. 37, S. 38 - 56, 9 Abb.; Fraunhofer IRB Verlag, Stuttgart.
- HOLLMANN, F. & JANDA, J.W. (1964): Schichtenfolge und Gebirgsbau des Aachen-Südlimburger Steinkohlengebietes nach einem neuen tektonischen Kartenwerk.- Glückauf, 100, Heft 18, S. 1099-1106; Essen.
- HÜLSMANN, K.-H. (1997): Probleme bei der Aufgabe von Steinkohlenbergwerken in Verbindung mit dem Grundwasseranstieg.- Das Markscheidewesen, H. 104, S. 115-125; VGE Verlag GmbH, Essen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG (Januar 1997): Gesamtbericht über die Ergebnisse der Untersuchungen im Zusammenhang mit der Einstellung der Wasserhaltung durch die Eschweiler Bergwerks-Verein AG.- Unveröffentl. Gutachten im Auftrag der EBV GmbH, 190 S., 6 Abb., 5 Tab., 5 Anh., 12 Anl.; Aachen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG (30.04.2003): Abschlussbericht über die Arbeiten im Zusammenhang mit der Aufsuchung, Untersuchung und Aufwältigung des Laurweg-Stollens (805 St).- unveröffentl. Bericht im Auftrag der EBV GmbH, 65 S., 1 Tab., 20 Anh., 7 Anl.; Aachen.

- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (27.02.2007): Bericht zu den möglichen Auswirkungen des Grubenwasseranstiegs im Südlimburger Steinkohlenrevier - Vorstudie.- Unveröffentl. Gutachten im Auftrag des Ministerie van Economische Zaken - Niederlande, 69 S., 1 Anh., 12 Anl.; Aachen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (04.2007): Abschlussbericht mit Dokumentation über durchgeführte Arbeiten im Rahmen der Erkundung und Sicherung von tagesnahem Altbergbau in Teilbereichen der Grundstücke Gemarkung Herzogenrath, Flur 19, Flurstücke Nr. 840 und 872 - Straßer Feld.- Unveröffentl. Bericht im Auftrag der Stama Grundstücks-Verwaltungs Gesellschaft mbH, 25 S., 3 Tab., 2 Anh., 3 Anl.; Aachen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (10.2008): Report on the Results of the Wfg mbH Pre-Investment Study for the EU Minewater Project funded as Part of the Interreg III B NWE Programme.- Abschlussbericht im Auftrag der Wfg Kreis Aachen mbH, 54 S., 5 Abb., 2 Tab., 5 Anl.; Aachen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (09.07.2010): Bericht zu den Ergebnissen der Tiefenlogs in den Schächten des Aachener und Südlimburger Reviers.- Unveröffentl. Bericht im Auftrag der EBV GmbH, 53 S., 8 Abb., 2 Tab., 9 Anh., 8 Anl.; Aachen.
- IHS - INGENIEURBÜRO HEITFELD-SCHETELIG GMBH (07.2011): Abschlussbericht über die Bearbeitung von Karten zu Hinterlassenschaften des tages- und oberflächennahen Altbergbaus sowie von Positivkarten als kommunale Planungshilfe für das Altbergbaug Gebiet der Stadt Herzogenrath.- Bearbeitung im Auftrag der Stadt Herzogenrath, in Vorbereitung; Aachen.
- IWU - INGENIEURGESELLSCHAFT FÜR WASSER UND UMWELT MBH (12.2001): Grundwassermodell Rurscholle - Abschlußbericht.- Gutachten im Auftrag der RWE Power AG, 89 S., 17 Abb., 5 Tab., 22 Anh., Aachen.
- JONGMANS, W.J. & VAN RUMMELEN, F.H. (1935): Grondwaterschommelingen in Zuid-Limburg.- Overdruk uit "Water", Nos. 9 en 10 van 26 april en 10 mei 1935, Moormann's periodieke pers N.V., 8 S., 3 Abb.; Den Haag.
- KIMPE, W.F.M. (1952a): Een hydrostratigrafische tabel van de voornaamste watervoerende zandsteen- en kwartsietbanken in het Carboon van Zuid-Limburg.- Rapporten GB 0486, Geologisch bureau voor het mijngebied, Heerlen, 2 S., 1 Taf.; Heerlen (NL).
- KIMPE, W.F.M. (1952b): Notes additionnelles à propos de la composition chimique et essai de détermination de la stabilité hydrostratigraphique des eaux dans le Houiller du Limbourg du Sud.- 3-ième Congrès du Stratigraphie et Geologie Carbonifères, 1951, S. 311-423; Heerlen (NL).
- KIMPE, W.F.M. (1962): Variations du chimisme des eaux dans les morts-terrains et dans le houiller du Limbourg du Sud, Pays Bas.- Ann. Soc. Geol. du Nord, 80, S. 297-310; Netherlands.
- KIMPE, W.F.M. (1963): Geochemie des eaux dans le houiller du Limbourg (Pays-Bas).- Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Mijnbouwkundig Genootschap, Vol. 21, Teil 2, S. 25-46, 16 Abb.; Netherlands.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., MEESSEN, J.P.M.TH., POTY, E., STREEL, M., THOREZ, J. & VANGUESTAINE, M. (1978): Paleozoic

deposits east of the Brabant Massiv in Belgium and the Netherlands.- Meded. Rijks Geol. Dienst, 30-2, S. 37-103.; Nederlands.

- KLAUSER, D., MULLER, A. & STEINGROBE, B. (1993): Das Aachen-Erkelenzer Oberkarbonvorkommen.- Z. angew. Geol., 39 (1): S. 34-41; Berlin.
- KLETT, M. (2000): Sedimentologie des Tertiärs der Niederrheinischen Bucht - Interpretation anhand von Bohrungen und Bohrlochmessungen.- Bonner Geowissenschaftliche Schriften, 28: 133 S., 65 Abb., 5 Tab., 1 Anh.; Diss. Universität Bonn.
- KLETT, M., EICHHORST, F. & SCHÄFER, A. (2002): Facies interpretation from well-logs applied to the Tertiary Lower Rhine Basin fill.- In: Schäfer, A. & Siehl, A. (eds.): Rift Tectonics and Syngenetic Sedimentation - the Cenozoic Lower Rhine Graben and Related Structures.- Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw, 81, 2, 167 - 176, Utrecht.
- KNAPP, G. (1980), mit Beiträgen von HAGER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.00.- 3. Aufl., 155 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KRAHN, M. (03.1989): Häusliche Prüfungsarbeit für das Bergvermessungsreferendariat beim Landesoberbergamt NW zur Thematik der Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahmen nach Stilllegung der Grube Emil Mayrisch.- 70 S., 21 Anl.; Delbrück.
- KRATZSCH, H. (2008): Bergschadenkunde.- Deutscher Markscheider-Verein e.V., 5. Aufl.; Bochum.
- KUYL, O.S. (1980): Toelichting bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000, Blad Heerlen (62W oostelijke helft, 62O westelijke helft).- Rijks Geol. Dienst, 206 S., 74 Abb., 38 Fotos, 9 Beilagen, 4 Anl.; Haarlem.
- LEICHTLE, T. & THÜNKER, M. (1980): Auswertung hydrogeologischer Analysen von Grubenwässern aus der Aachener Steinkohlenlagerstätte.- Referendararbeit am GLA-NW, 17 S., 1 Abb., 1 Tab., 18 Anl.; Krefeld.
- LIPKE, H., WIMMER, G., BOSCH, A., VERNES, R., WEERTS, H. (2007): Hydrogeology-Conversion table - Een digitale stratigrafische correlatietabel voor het grensgebied van Zuidoost-Nederland en Noordrijn-Westfalen.- 39 S., 3 Abb.; Utrecht.
- LONGREÉ (1862): Situation der Steinkohlenconzessionen der Vereinigungs-Gesellschaft im Worm-Revier.- Karte entworfen und gezeichnet von Markscheider LONGREÉ im November 1862; Maßstab 1:2.000.
- LUNDERSHAUSEN, S., OESTERREICH, B., RIBBERT, K.-H. & WREDE, V. (2005): Geothermal Well "RWTH-1", Aachen.- Technical aspects and first geological results. Meuse-Rhine-Euregio Geologists meeting, 12-13; Alden Biesen.
- MAINZ, M. (2007): Geotechnische Modellvorstellungen zur Abschätzung von Gefährdungsbereichen des Altbergbaus und Schachtschutzbereichen im Aachener Steinkohlenrevier.- Diss. RWTH Aachen, 158 S., 55 Abb., 8 Tab.; 2 Anl.; Aachen.
- MATHES-SCHMIDT, M.E. (2000): Mikrofazies, Sedimentationsgeschehen und paläogeographische Entwicklung im Verlauf des oberen Viséums im Untergrund der Niederrheinischen Bucht und des Campine-Beckens.- Diss. RWTH Aachen, 176 S., 55 Abb., 28 Tab., 1 Anh.; Aachen.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser-Salzwasser im nördlichen Rheinland und anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur

- Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers.- Forsch.- Ber. Land NRW, 1239, 131 S.; Köln.
- MISERÉ, W.M.H. & WINGS, R.W.M.G. (2004): The Netherlands Rising Mine Water in the Former Dutch Coal Mines.- *Mine Water and the Environment*, Jg. 23, Nr. 4, S. 168-170.
- NICKEL, E. (2003): Oligozäne Beckendynamik und Sequenzstratigraphie am südrand des Nordwestdeutschen Tertiärbeckens.- Diss. Universität Bonn, 155 S., 31 Abb., 2 Tab., 2 Anh.; Bonn.
- NILSON, E. (2006): Räumlich-strukturelle und zeitlich-dynamische Aspekte des Landnutzungswandels im Dreiländereck Belgien-Niederlande-Deutschland - eine Analyse mittels eines multitemporalen, multifaktoriellen und grenzübergreifenden Geographischen Informationssystems.- Diss. RWTH Aachen, 192 S., 79 Abb., 43 Tab.; Aachen.
- NITG-TNO - NEDERLANDS INSTITUUT VOOR TOEGEPASTE GEOWETENSCHAPPEN TNO (1999): Toelichting bij Kaartblad XV Sittard-Maastricht.- *Geologische Atlas van de Diepe Ondergrond van Nederland*, 127 S., 47 Abb., 3 Tab., 3 Anh., 15 Anl.; Utrecht.
- OBERSTE-BRINK, K. (1940): Die Frage der Bodenbewegungen infolge Bergbaus.- *Glückauf*, 76, S. 249-256; Essen.
- OSWALD, T. (2005): Neue geohydrogeologische Erkenntnisse aus dem Umfeld des Braunkohle-Tagebaus Hambach (Niederrheinische Bucht, Deutschland).- *Scriptum* 13, S. 91 - 120, 4 Tab., 27 Abb. im Anh.; Krefeld.
- PATIJN, R.J.H. (1966): Waterwinning in Zuid- en Midden-Limburg nu en in de toekomst.- *Meded. Geol. Stichting, Serie C, VI - No. 8*, 21 S., 2 Abb., 4 Tab., 5 Anl.; Maastricht.
- PATIJN, R.J.H. & KIMPE, W.F.M. (1961): De kaart van het Carboon-oppervlak, de profielen en de kaart van het dekterrein van het Zuid-Limburgse mijngebied en de staatsmijn Beatrix en omgeving.- *Meded. Geol. Stichting, Serie C, 1-1-No. 4*, 12 S., 1 Abb., 3 Anl.; Maastricht.
- PECHNIG, R. & TRAUTWEIN-BRUNS, U. (2007): Log Interpretation in the RWTH-1 Borehole.- Poster zur 67. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 26. - 29. März 2007, Aachen.
- PETERS, H. (09.04.1979): Hydrologische Probleme im Aachener Revier.- *EBV-Archiv*, unveröffentl. Stellungnahme, 12 S., 11 Anl.; Alsdorf.
- PETROGAS MINERALS INTERNATIONAL B.V. (07.2006a): End of well report Heerlerheide #1.- Abschlussbericht zur Geothermiebohrung Heerlerheide 1 im Auftrag des Heerlen Minewater Project, 54 S.; Groningen.
- PETROGAS MINERALS INTERNATIONAL B.V. (07.2006b): End of well report Heerlerheide #2.- Abschlussbericht zur Geothermiebohrung Heerlerheide 2 im Auftrag des Heerlen Minewater Project, 53 S.; Groningen.
- POMMERENING, J. (1993): Hydrogeologie, Hydrogeochemie und Genese der Aachener Thermalquellen.- *Mitt. Ing.- u. Hydrogeol.*, 50: 168 S., 60 Abb, 16 Tab.; Aachen.
- PÖTTGENS, J.J.E. (1985): Bodenhebung durch ansteigendes Grubenwasser.- *The Development Science and Art of Minerals Surveying, Proceedings 6th International Congress, International Society of Mine Surveying*, vol. 2, p. 928 - 938; Harrogate (GB).

- PÖTTGENS, J.J.E. (1998): Bodenhebung und Grundwasseranstieg aus geotechnischer und markscheiderisch-geodätischer Sicht im Aachen-Limburger Kohlenrevier.- Freiburger Forschungshefte A847, Bergbau und Geotechnik, S. 193 - 207, 8 Abb.; Freiberg.
- POTY, E. (1991): Tectonique de blocs dans le prolongement oriental de Massif de Brabant.- Ann. Soc Belg. 114: 265-275, 6 Abb.; Liège.
- RATHSMANN, W. (1986): Bodenbewegungen als Folge von Grundwasserentzug im rheinischen Braunkohlenrevier.- Braunkohle 38, H.4, S. 82- 86, 6 Abb..
- REUTHER, E. U. (1993): Einstellung der Wasserhaltung im Aachener Steinkohlenrevier - Stellungnahme zu bergbaukundlichen Fragen, die bei der Gesamtbeurteilung der erforderlichen Maßnahmen und der Ausarbeitung von Alternativen von Bedeutung sind.- unveröffentl. Stellungnahme im Auftrag der EBV GmbH, 67 S., 2 Anl.; Aachen.
- RGD - RIKS GEOLOGISCHE DIENST (1995): Geologische kaart van Zuit Limburg en omgeving - Paleozoicum.- Geologische Grundriss- und Profilkarte, Maßstab 1:50.0000; Haarlem.
- RIBBERT, K.-H. & WREDE, V. (2005): Stratigrafische und tektonische Ergebnisse der Grundgebirgsbohrungen im Umfeld des Braunkohle-Tagebaus Hambach.- Scriptum 13, S. 33 - 60, 12 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- RICHTER, D. (1985): Aachen und Umgebung - Nordeifel und Nordardennen mit Vorland; Slg. geol. Führer, 3. Aufl., 48, 302 S., 46 Abb., 7 Tab., 7 Beil., 11 Karten; Berlin/ Stuttgart.
- ROSNER, P., DEMOLLIN-SCHNEIDERS, E. & HOFMANN, T. (2008): Gewinnung von Erdwärme aus gefluteten Steinkohlenbergwerken des Aachener und Südlimburger Reviers.- Zeitschrift Geothermische Energie, 5 S., 4 Abb.; Geeste.
- ROSNER, P., HEITFELD, M., SCHETELIG, K. & SAHL, H. (2006a): Monitoring des Grubenwasseranstiegs im Aachener Steinkohlenrevier.- 8. Aachener Altlasten- und Bergschadenkundliches Kolloquium, H. 108, S. 23 - 36, 7 Abb.; Aachen.
- ROSNER, P., SAHL, H. & SCHETELIG, K. (2006b): Erdwärme aus gefluteten Steinkohlebergwerken - Perspektiven einer Nachnutzung.- Vortrag 6. Altbergbau-Kolloquium, S. 26 - 38, 5 Abb.; Aachen.
- RUTTEN, M.G. (1948): Geologie van het Limburgse mijnwater.- Meded. Geol. Stichting, Serie C - VI - No. 4, 107 S., 31 Abb., 13 Tab., 1 Anh.; Maastricht.
- SAHL, H., HEITFELD, K.-H., SCHETELIG, K., HEITFELD, M. & ROSNER, P. (2001): Der Grubenwasseranstieg im Südteil des Aachener Steinkohlenreviers und Maßnahmen zur Beherrschung des Gefährdungspotentials.- 13. Nat. Tagung für Ingenieurgeologie, S. 101 - 106, 7 Abb.; Karlsruhe.
- SCHNEIDER, H. & THIELE, S. (1965): Geohydrologie des Erftgebietes.- Minist. Ernähr., Landwirtsch. U. Forsten, 185 S., 75 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- SCHETELIG, K., HEITFELD, M., ROSNER, P. & SAHL, H. (2004): Einstellung der Wasserhaltungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlenrevier.- 4. Kolloquium zu Bergbau und Umweltschutz, S. 153 - 169, 7 Abb.; Aachen.
- SCHUNDER, F. (1968): Geschichte des Aachener Steinkohlenbergbaues.- 412 S., 29 Abb.; Glückauf Verlag, Essen.
- SHGM - STUDIEGROEP „HYDROGEOLOGISCHE GEVOLGEN VAN DE MIJNSLUITINGEN“ (1975): Het stijgende mijnwater in de gesloten Zuid-Limburgse mijnen.- 31 S., 5 Tab., 6 Anl.; Maastricht.

- SIKORSKI, A., ROSNER, P., VAN HERK, J.M., HOFMANN, T., DIEBOWSKI, B. & HEITFELD, M. (2009): Aachener und Südlimburger (NL) Steinkohlenrevier - Rahmenbedingungen einer grenzüberschreitenden Abwicklung des Grubenwasseranstiegs unter besonderer Berücksichtigung des historischen Altbergbaus.- 9. Altbergbau-Kolloquium, 13 S., 8 Abb.; Leoben.
- SINDERN, S., WARNSLOH, J.M., TRAUTWEIM-BRUNS, U., CHATZILIADOU, M., BECKER, S., YÜCEER, S., HILGERS, C. & KRAMM, U. (2008): Geochemical composition of sedimentary rocks and imprint of hydrothermal fluid flow at the Varisian front - an example from RWTH-1 well (Germany).- Z. dt. Ges. Geowiss., 159: S. 623-640, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- STEINBACH, H. (1984): Die Umstrukturierung der Grubenbetriebe des Eschweiler Bergwerks-Vereins im Aachener Steinkohlenrevier - Gründe und Durchführung.- Erzmetall, 37, S. 585-592; 12 Abb.; Weinheim.
- STELZER, F. H. (2000): Die Steinkohlenaufbereitung und -verarbeitung auf den Zechen im Aachener Revier von den Anfängen bis zu den Zechenstillegungen im historischen Kontext.- Aachener Beiträge zur Rohstofftechnik und -wirtschaft, Band 29, 258 S., 64. Abb., 14. Tab.; Aachen.
- STOPPEL, D., PAPROTH, E. & BLESS, M. J. M. (1981): Appendix: Possible explanations of the gravity low between Hermalle-sous-Argenteau and Heugem.- In Bless, M. J. M., Boonen, P., Bouckaert, J., Brauckmann, C., Conik, R., Duser, M., Felder, P. J., Felder, W. M., Gökdag, H., Kockel, F., Laloux, M., Langguth, H. R., Van Der Meer Mohr, C. G., Meessen, J. P. M. Th., Op het Veld, F., Paproth, E., Pietzner, H., Plum, J., Poty, E., Scherp, A., Schulz, R., Streel, M., Thorez, J., Van Rooijeb, P., Vanguestaine, M., Vieslet, J. L., Wiersma, D. J., Winkler Prins, C. F. & Wolf, M.: Preliminary report on lower Tertiary-upper Cretaceous and Dinantian-Famennian rocks in the boreholes Heugem-1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands).- Meded. Rijks Geol. Dienst 35 (15): 37 S., 1 Abb.; Netherlands.
- THIELEMANN, T., CRAMER, B. & SCHIPPERS, A. (2004): Kohleflözgas im Ruhrbecken: fossil oder erneuerbar.- Schriftenreihe der DGG, H. 34, S. 193; Hannover.
- TNO (2008): „DINOloket“ - „Data en Informatie van de Nederlandse Ondergrond“ (URL: <http://www.dinoloket.nl/nl/DINOloket.html>).
- TU DELFT (2010): Steenkolengewinning in Nederland.- Internetseite der TU Delft: URL.: <http://www.citg.tudelft.nl/live/pagina.jsp?id=f15cfa0f-f1fc-4b4c-a2e1-c65c75208047&lang=nl>.
- VAN ROOIJEN, P. (2000): Stijgend mijnwater in het voormalig Nederlands mijngebied - de huidige stand van zaken.- Proceedings „Valorisatie van de Diepe Ondergrond: Energiewinning en -opslag in Vlaanderen“, VITO, 6 S., 9 Abb.; Mol (B).
- VAN ROOIJEN ADVIEZEN, STAATSTOEZICHT OP DE MIJNEN & PROVINCIE LIMBURG (1998): Het mijnwater - stand van zaken voorjaar 1998.- Rapport Provincie Limburg, 23 S., 7 Abb., 4 Bijlagen; Maastricht.
- VAN TONGEREN, P. (2002): Geothermische gebruiksmogelijkheden van het mijnwater in de gemeente Heerlen, Nederland.- Study by order of ARPAS Energy Contracting b.v. (Sittard; the Netherlands) and the Heerlen municipality (Heerlen; the Netherlands). Report

- no. 2002/ETE/R/079 of the Flemish Institute for Technological Research (VITO); p. 93, fig. 23; Mol (B).
- VAN TONGEREN, P., FERKET, H. & LAENEN, B. (2008): Understanding a complex minwater reservoir – what happens underground ?.- Präsentation des Vlaamse Instelling voor Tehnologisch Onderzoek (VITO) im Rahmen der minewater08 conference am 02.10.2008 in Heerlen; 21 Folien; Heerlen (NL).
- WALLISER, O. H. (1995): Global Events in the Devonian and Carboniferous.- In: WALLISER, O. H. (Hrsg.): Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic: 225-250, 7 Abb.; Berlin (Springer).
- WALTER, R. (2010a): Aachen und südliche Umgebung - Nordeifel und Nordost Ardennen.- Slg. geol. Führer, 100, 360 S., 122 Abb., 102 Fotos; Stuttgart.
- WALTER, R. (2010b): Aachen und nördliche Umgebung - Mechernicher Voreifel, Aachen-Südlimburger Hügelland und westliche Niederrheinische Bucht.- Slg. geol. Führer, 101, 214 S., 76 Abb., 77 Fotos; Stuttgart.
- WEDEWARDT, M. (1995): Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhr-Revier.- DMT-Berichte aus Forschung und Entwicklung, H. 39, 250 S., 60 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bochum.
- WIESEMANN, J. (1995): Steinkohlenbergbau in den Territorien um Aachen 1334-1794.- Aachener Studien zur älteren Energiegeschichte; 335 S., 15 Abb.; Aachen (Alano-Verlag).
- WINGS, R.W.M.G., MISERÉ, W.M.H. & PÖTTGENS, J.J.E. (2004): Bodensenkung - Bodenhebung - Bergschäden?.- Wissenschaftliche Schriftenreihe im Markscheidewesen, H. 21, S. 258 - 269, 11 Abb.; Recklinghausen.
- WINTERFELD, C.V. (1994): Variszische Deckentektonik und devonische Beckengeometrie der Nordeifel, ein quantitatives Modell, Profilbilanzierung und Strain-Analyse im Linksrheinischen Schiefergebirge.- Aachener Geowiss. Beitr., 2, 319 S., zahlr. Abb., Tab. u. Taf.; Aachen.
- WREDE, V. (1985): Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes.- in: DROZDZEWSKI, G., ENGEL, H., WOLF, R. & WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten, S. 9 - 103, 65 Abb., 4 Tab., 13 Taf.; Krefeld.
- WREDE, V. (1987): Der Einfluß des Brabanter Massivs auf die Tektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes.- N. Jb. Geol. Paläont., S. 177 - 192, 7 Abb.; Stuttgart.
- WREDE, V. (2000): Zur Bedeutung der Aachener Steinkohlenlagerstätte für das Verständnis der Variszischen Orogenfront in Mitteleuropa.- Zbl. Geol. Paläont., Tl. I, 1999 (3-4): S. 199-215, 6 Abb.; Stuttgart.
- WREDE, V. & ZELLER, M. (1988): Geologie der Aachener Steinkohlenlagerstätte (Wurm- und Inde-Revier).- 77 S., 18 Abb., 2 Tab., 1 Kte.; Krefeld.
- ZIEGLER, M., GIESE, S., SCHAEFER, W. & FORKEL, C. (2007): Prognose sumpfbewindeter Bodenbewegungen im Rheinischen Braunkohlenrevier.- Geotechnik 30, Nr. 1, S. 48–54, 10 Abb.; Essen.

Anhänge

Anhang A

**Grundlagen der stratigraphische Gliederung
und Details zur Verbreitung der für den Grubenwasseranstieg
relevanten Deckgebirgsschichten**

A.1 Stratigraphie

A.1.1 Perm und Trias

Bei den im nordwestlichen Teil des Südlimburger Reviers an der Deckgebirgsbasis ausgebildeten Trias-Schichten handelt es sich um kontinentale klastische Ablagerungen des Buntsandsteins, überwiegend Sandsteine, die hier eine Mächtigkeit bis zu 650 m erreichen. Nördlich des Reviers sind aus dem niederländischen Zentralgraben auch Ablagerungen des Muschelkalks (Mergelsteine, Kalksteine mit einem 10 m mächtigen Anhydritpaket), Keuper (Tonsteine, z.T. leicht anhydritisch und dolomitisch) bekannt (NITG-TNO, 1999); darüber hinaus sind hier auch Ablagerungen des Jura zu erwarten (Tonsteine). Bei den nordwestlich des Reviers auftretenden Ablagerungen des Zechsteins (Perm) handelt es sich nach Bohrerergebnissen aus dem belgischen Campine-Becken um ein maximal 50 m mächtiges Schichtenpaket von dolomitischen und sandigen Tonsteinen, in dem lokal ein einige Meter mächtiges Kalksteinpaket vorkommen kann (NITG-TNO, 1999). Signifikante Evaporitvorkommen, die im Hinblick auf die Mineralisation des Grubenwassers im Südlimburger Revier relevant sein könnten, sind nicht bekannt.

A.1.2 Oberkreide - „Kreidekalk-Gruppe“

Das oberkretazische Deckgebirge im Bereich der Südlimburger Kreidetafel und dem nordwestlichen Aachener Raum umfasst nach der niederländischen Nomenklatur die siliciklastischen Ablagerungen der Aachen-Formation sowie der Vaals-Formation im unteren Teil (Santon bis Campan) und die karbonatischen Ablagerungen der Gulpen-Formation sowie der Maastricht-Formation im oberen Teil (Campan bis Maastricht). Die karbonatische Sedimentation setzt sich in Südlimburg mit der Houthem-Formation bis in das unterste Tertiär (Danien, Paleozän) fort. In den Niederlanden wird diese gesamte Abfolge einschließlich der quartären Kalkstein-Schichten zur „Kreidekalk-Gruppe“ (Krijt-kalk Groep) zusammengefasst; die Schichten der „Kreidekalk-Gruppe“ erreichen eine maximale Mächtigkeit von rd. 200 m (NITG-TNO, 1999).

Aachen-Formation

Die basale Aachen-Formation (Santon) umfassen an der Basis die überwiegend schluffig-tonige Folge der Hergenrather Schichten sowie die im Hangenden folgenden Sande von Aachen und Hauset („Aachener Schichten“ nach BREDDIN ET AL., 1963). Bei den „Aachener Schichten“ handelt es sich um i.w. sehr feinkörnige, örtlich aber auch mittelkörnige Sande marinen Ursprungs.

Die Verbreitung der Schichten der Aachen-Formation ist im Wesentlichen auf den Bereich südwestlich des Benzenrader Sprunges begrenzt. Flächenhaft tritt die Aachen-Formation erst

südwestlich des Schin op Geul Sprunges bzw. südöstlich des Grondgalerij Laag VI Sprunges auf. Die maximale Mächtigkeit der Aachen-Formation beträgt rd. 70 m, wobei die Mächtigkeit der basalen Hergenrather Schichten im Südlimburger Raum bis zu 35 m, die der Aachener Sande bis zu 22 m erreichen kann (FELDER & BOSCH, 2000); die Hergenrather Schichten erreichen flächenmäßig die größte Verbreitung. Die Sande von Hauset treten nur südwestlich des Südlimburger Reviers auf.

Im Bereich des Südlimburger Reviers sind die Schichten der Aachen-Formation zumeist nur als Erosionsreste mit Restmächtigkeiten < 10 m ausgebildet. Nordöstlich des Benzenrader Sprunges treten Erosionsreste der Aachener Sande im Bereich Hoensbroek auf. Darüber hinaus sind Erosionsreste der Aachen-Formation am NW-Rand des Reviers zwischen Geleen und der Maas dokumentiert. Erst südöstlich des Grondgalerij Laag VI Sprunges steigt deren Mächtigkeit bis in den südlichen Randbereich des Reviers bis auf über 70 m an.

Vaals-Formation

Die jüngeren Schichten der Vaals-Formation (Campan) lagern diskordant auf den Schichten der Aachen-Formation, die weitflächig erodiert wurden. Stratigraphisch entspricht die Vaals-Formation der auf deutscher Seite als Vaalser Schichten bezeichneten Schichtenfolge.

Die Schichten der Vaals-Formation bestehen aus einer Wechsellagerung von äußerst feinkörnigen, glaukonithaltigen Sanden sowie ton- und sandhaltigen Schluffen. In westlicher Richtung geht die überwiegend feinsandig ausgebildete Schichtenfolge in eine überwiegend siltig ausgebildete Schichtenfolge von kalkigen und glaukonitführenden feinsandigen Tonen oder Mergeln (FELDER & BOSCH, 2000). Im Südlimburger Revier sind die Schichten der Vaals-Formation überwiegend tonig-mergelig ausgebildet.

Südwestlich des Heerlerheider Sprunges zeigen diese Schichten, mit Ausnahme einzelner kleiner Gebiete, eine geschlossene Verbreitung im Hangenden des karbonischen Grundgebirges. Die Mächtigkeit der Vaals-Formation weist infolge der tektonischen Bewegungen während der Ablagerung große Unterschiede auf. Die größte bekannte Mächtigkeit beträgt 150 m im Bereich südlich des Kunrader Sprunges und des Grondgalerij Laag VI Sprunges; im Aachener Raum erreichen die Vaalser Schichten eine Mächtigkeit von rd. 60 m. Südwestlich des Benzenrader Sprunges ist die Vaals-Formation im Bereich des Südlimburger Reviers im Allgemeinen in einer Mächtigkeit zwischen 50 und 100 m ausgebildet. Zwischen dem Benzenrader Sprung und dem Heerlerheider Sprung erreichen die Schichten eine maximale Mächtigkeit von rd. 60 m; dabei keilen sie in südöstlicher Richtung entlang des Heerlerheider Sprunges bis an den Grondgalerij Laag VI Sprung im Bereich der Grundgebirgsaufwölbung des Waubacher Sattels langsam aus.

Eine auffällige Mächtigkeitsreduzierung ist auch im Verlauf der im Grundgebirge angelegten tektonischen Struktur des Sattels von Puth auf einer mittleren Breite von rd. 2 km zwischen Heerlerheider Sprung im NW und dem Revier-Sprung im SE zu beobachten. Hier geht die Mächtigkeit der Vaals-Formation weitflächig auf Beträge unter 20 m zurück; lokal fehlen sie völlig. Nordwestlich des Heerlerheider Sprunges sind im Bereich Heerlen kleinere geringmächtige Erosionsreste der Vaals-Formation dokumentiert.

Die Schichten der Aachen-Formation und der Vaals-Formation werden im Südlimburger Raum als Grundwasser stauende Schichten eingestuft; die Durchlässigkeit der Schichten hängt aber letztlich von deren Sandgehalt ab und kann lokal variieren. Im Bereich südwestlich des Heerlerheider Sprunges, wo diese Schichten flächenhaft dem karbonischen Grundgebirge aufliegen, sind im Allgemeinen nur geringe Wasserzutritte aus dem Deckgebirge in die Steinkohlegruben zu erwarten.

Dort, wo Aachener Sande an der Grundgebirgsbasis auftreten, muss dagegen mit stärkeren Grundwasserzutritten gerechnet werden. Im Aachener Raum sind die Aachener Sande als Grundwasser führende Schichten bekannt. Die Versickerung von Grundwasser aus den Aachener Schichten in das Grundgebirge (mittel- bis oberdevonische Kalksteine) wird von POMMERENING (1993) als ein Faktor der Wiederergänzung der Aachener Thermalquellen angesehen.

Gulpen-Formation

Die stratigraphisch im Hangenden der Vaals-Formation folgenden Kalksteine der Gulpen-Formation (Campan/Maastricht) sind nur außerhalb des Südlimburger Steinkohlenreviers, im Bereich südwestlich des Schin op Geul-Sprunges verbreitet. Am Südwestrand des Reviers treten auf deutscher Seite im Hangenden der Vaalser Schichten die dem stratigraphischen Niveau der Gulpen-Formation zuzuordnenden Schichten des Vylener Kalks (Mergel- und Kalkmergelsteine) und des Orsbacher Kalks (reine Kalksteine, „Orsbacher Feuersteinkreide“) auf; zusammen können diese Schichten eine Mächtigkeit von 100 m erreichen. In Oberflächennähe sind die Schichten vielfach völlig entkalkt und liegen dann als braune Lehme vor.

Maastricht-Formation

Im Bereich des Südlimburger Steinkohlenreviers beginnen die kalkigen Schichten der Oberkreide mit der Maastricht-Formation. Diese Schichten bilden im Südlimburger Revier den Hauptgrundwasserleiter des kretazischen Deckgebirges und sind daher im Hinblick auf mögliche Wechselwirkungen zwischen Grubenwasser und Grundwasser im südwestlichen Teil des Reviers von maßgeblicher Bedeutung.

Innerhalb der Maastricht-Formation werden die Faziesbereiche der „Maastrichter Kreide“ (sog. **Maastricht-Fazies**) im Westen Südlimburgs sowie des Kunrader Kalkes (sog. **Kunrader Fazies**) im zentralen und östlichen Teil Südlimburgs unterschieden; auf deutscher Seite vertritt der Vetschauer Kalk die Kunrader Fazies. Der Kunrader/Vetschauer Kalk wird von einer zyklischen Wechselfolge stärker verfestigter Kalksiltiten und weniger verfestigten Biokalkareniten mit terrigenen Anteilen aufgebaut (RICHTER, 1985).

Bei der Maastricht Kreide handelt es sich um überwiegend geringer verfestigte, z.T. sehr grobkörnige weiße Fossilschuttkalke, die auch durch einen höheren Anteil an Feuersteingeröllen gekennzeichnet sind. Im Südlimburger Revier treten überwiegend die Schichten der Maastricht-Fazies auf. Die Mächtigkeit der Maastricht-Formation ist aufgrund tektonischer, syn- und postsedimentärer Bewegungen sehr wechselhaft und beträgt im Bereich des Stein-

kohlenreviers südwestlich des Heerlerheider Sprunges im Allgemeinen zwischen 45 und 90 m (FELDER & BOSCH, 2000), südwestlich des Benzenrader Sprunges steigt sie lokal bis auf 120 m an (TNO-REGIS). Zwischen Heerlerheider Sprung und Benzenrader Sprung keilen die Maastricht-Schichten im Bereich Heerlen nach Südosten hin bis zum Grondgalerij Laag VI Sprung langsam aus; auch im südöstlichen Abschnitt des Kunrader Sprunges fehlen sie lokal.

Im nordwestlichen Teil des Reviers, wo die Mächtigkeit der unterlagernden siliciklastischen Ablagerungen (Aachen- und Vaals-Formation) unter 10 m absinkt, liegen die Kalksteine der Maastricht-Formation bereichsweise unmittelbar dem Steinkohlengebirge auf. Entsprechende Verhältnisse liegen auch im südöstlichen Bereich von Heerlen, zwischen Heerlerheider Sprung und Benzenrader Sprung vor, wo sowohl die siliciklastischen Ablagerungen als auch die karbonatischen Ablagerungen der Kreidekalk-Gruppe im Bereich der Grundgebirgsaufwölbung des Waubacher Sattels sukzessive im Liegenden der quartären Ablagerungen auskeilen. Diese Bereiche sind im Hinblick auf die hydraulischen Wechselwirkungen zwischen Steinkohlengebirge und den Grundwasser führenden Kalksteinschichten im südwestlichen Teil des Südlimburger Reviers von besonderer Bedeutung. Beide Zonen liegen in Bereichen von im Grundgebirge vorgezeichneten tektonischen Hochstrukturen (Sattel von Puth bzw. Waubacher Sattel).

Nordöstlich des Heerlerheider Sprunges sind die Schichten der Maastricht-Formation nordwestlich von Heerlerheide in einer Restmächtigkeit von rd. 20 bis 30 m flächenhaft bis über die Grenzen des Steinkohlenreviers hinaus verbreitet. Im Bereich der Gruben Emma und Hendrik lagern sie nach Nordwesten bis in den Bereich des im Sattel von Puth verlaufenden Nord-Süd-Bruches unmittelbar dem Steinkohlengebirge auf. Lokal wurden die Maastricht-Schichten in diesem Bereich vollständig erodiert; hier lagern die Kalksteine der im Hangenden folgenden tertiären Houthem-Formation in einer Mächtigkeit von rd. 30 bis 60 m unmittelbar dem Steinkohlengebirge auf.

Houthem-Formation

Die Houthem-Formation (Danien, Palaeozän) tritt nur im nordwestlichen Teil von Südlimburg auf. Hier erreichen die tertiären Kalksteinschichten eine mittlere Mächtigkeit von 40 bis 60 m; lokal kann die Mächtigkeit bis zu rd. 80 m ansteigen. Lithofaziell entsprechen die Schichten der Houthem-Formation den Schichten der unterlagernden Maastricht-Formation, mit denen sie ein zusammenhängendes Kalksteinpaket bilden.

Die Kalksteine der Kreidegruppe haben mit 35 bis 40 % eine hohe Porosität; die Durchlässigkeit ist aber vergleichsweise gering (VAN TONGEREN, 2002). Dies gilt vor allem für den untersten Teil des Kalksteinpaketes (Kunrader Fazies). Im oberen Teil des Kalksteinpaketes liegt eine stärkere Zerklüftung/Verkarstung vor, die auch eine weiträumige Wasserzirkulation erlaubt. Im Bereich des Steinkohlenreviers bildet die Maastricht-Formation ein wichtiges Grundwasservorkommen, welches in einigen Bereichen (z.B. Raum Voerendaal, Heerlen) auch für die Wassergewinnung genutzt wird.

A.1.3 Tertiär bis Quartär - „Nordsee Obergruppe“

Im Bereich nordöstlich des Heerleider Sprunges bzw. des Richtericher Sprunges in seiner südöstlichen Verlängerung treten an der Karbonoberfläche flächenhaft tertiäre Ablagerungen auf (s. Anl. 5). Im Südlimburger Raum sind die Tertiärschichten im Südwesten über die Grenzen des Reviers hinaus im Hangenden der „Kreidekalkgruppe“ bis etwa an das Geultal heran verbreitet. In südöstlicher Richtung überlagern sie das Grundgebirge bis an den Rand der Nordeifel.

Zu Beginn des Tertiärs (Paläozän) war der Untersuchungsraum überwiegend festländisch geprägt. Im Bereich der Rur-Scholle wurden Kreideablagerungen abgetragen; randlich kam es im Paläozän nochmals zur Kalksteinbildung (Houthem-Formation - „Kreidekalkgruppe“). Schließlich erfolgte im späten Paläozän der Übergang zur klastischen Sedimentation. Im nordwestlichen Randbereich des Südlimburger Reviers, im Bereich Stein, kamen marine Sande, Tone und Schluffe der **Landen-Formation** zur Ablagerung. Die Mächtigkeit der Landen-Formation beträgt hier im Hangenden des Kalksteinpaketes der „Kreidekalkgruppe“ im Mittel 10 bis 20 m, erreicht aber lokal am äußersten NW-Rand des Südlimburger Reviers eine Mächtigkeit bis zu rd. 100 m (TNO-REGIS).

Das Eozän ist durch eine markante Schichtlücke gekennzeichnet. Die tertiäre Schichtenfolge setzt in Südlimburg im späten Eozän (Priabonien) wieder ein, im Aachener Raum erst wieder im unteren Oligozän (Rupelium). Der tertiäre Ablagerungsraum ist ab dem späten Eozän charakterisiert durch den Wechsel von Transgressionen und Regressionen der Nordsee im Norden und dem Abtrag des Rheinischen Massivs im Süden im Zuge des Einbruchs der Niederrheinischen Bucht.

Nach sedimentologisch-faziellen Kriterien gliedert KLETT (2000) die tertiäre Schichtenfolge der Niederrheinischen Bucht in eine basale flach-marine Serie im Oligozän und unteren Miozän (Horizonte [01] bis [5], bis in das Niveau der Grafenberg- bzw. Köln-Schichten), eine zentrale in einer Deltaebene abgelagerte miozäne Braunkohlen-Serie (Ville-Schichten / Hauptflözgruppe, Horizonte [6A]-[6E]) und eine vom oberen Miozän bis ins Quartär überwiegend fluvial geprägte Serie im Hangenden (Inden-Schichten / Oberflözgruppe, Hauptkiesserie, Rotton- und Reuverserie, Prätegelen- und Tegelenkomplex, sowie quartäre Terrassenablagerungen). Die räumliche Entwicklung der einzelnen Faziesbereiche verdeutlicht das in Abb. A.1 dargestellte Längsprofil durch die Erft- und die Rur-Scholle.

Der vielfache Wechsel von Grundwasser stauenden (Schluff, Ton, Braunkohle) und Grundwasser leitenden Horizonten (Sand, Kies) führt dabei zu einem komplexen hydrogeologischen Aufbau des Deckgebirges. Die klassische stratigraphische Gliederung der Schichtenfolge der Niederrheinischen Bucht im Allgemeinen sowie der Rur-Scholle im Bereich des Tagebaues Inden, im östlichen Randbereich des Aachener Reviers, im Speziellen zeigt Tab. A.1.

Auf niederländischer Seite wird der tertiäre und quartäre Schichtenkomplex im Hangenden der paläozänen Kalksteine (Houthem-Formation) als „Nordsee Obergruppe“ (Noordzee Supergroep) bezeichnet und anhand signifikanter Schichtdiskordanzen in drei Gruppen - Untere ,

Mittlere und Obere Nordsee Gruppe - unterteilt. Die paläozäne Landen-Formation wird als **Onder-Noordzee Groep** ausgehalten. Die **Midden-Noordzee Groep** umfasst die überwiegend marine Abfolge des Oligozäns, die **Boven-Noordzee Groep** die miozänen Braunkohlenformationen und deren Hangendschichten bis in das Quartär.

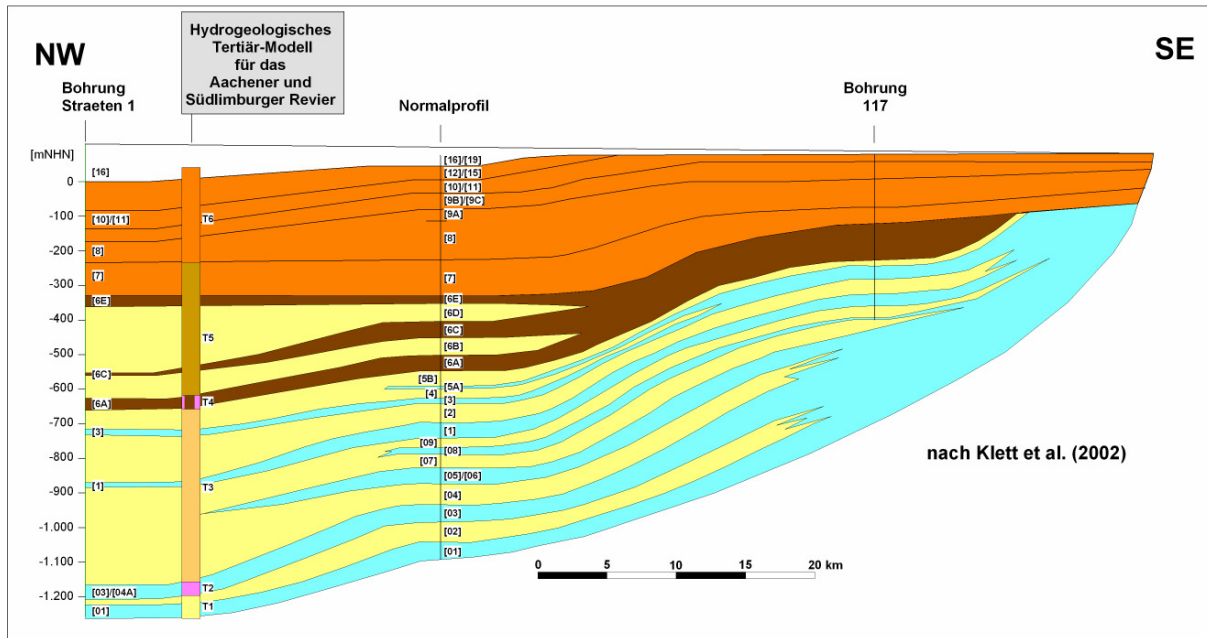


Abb. A.1: Schematischer Längsschnitt NW-SE durch die Niederrheinische Bucht im Bereich von Rur- und Erft-Scholle (Bohrung Straeten 1 bis Bohrung 117, Profilverlauf s. Abb. 3.6); nach KLETT ET AL., 2002

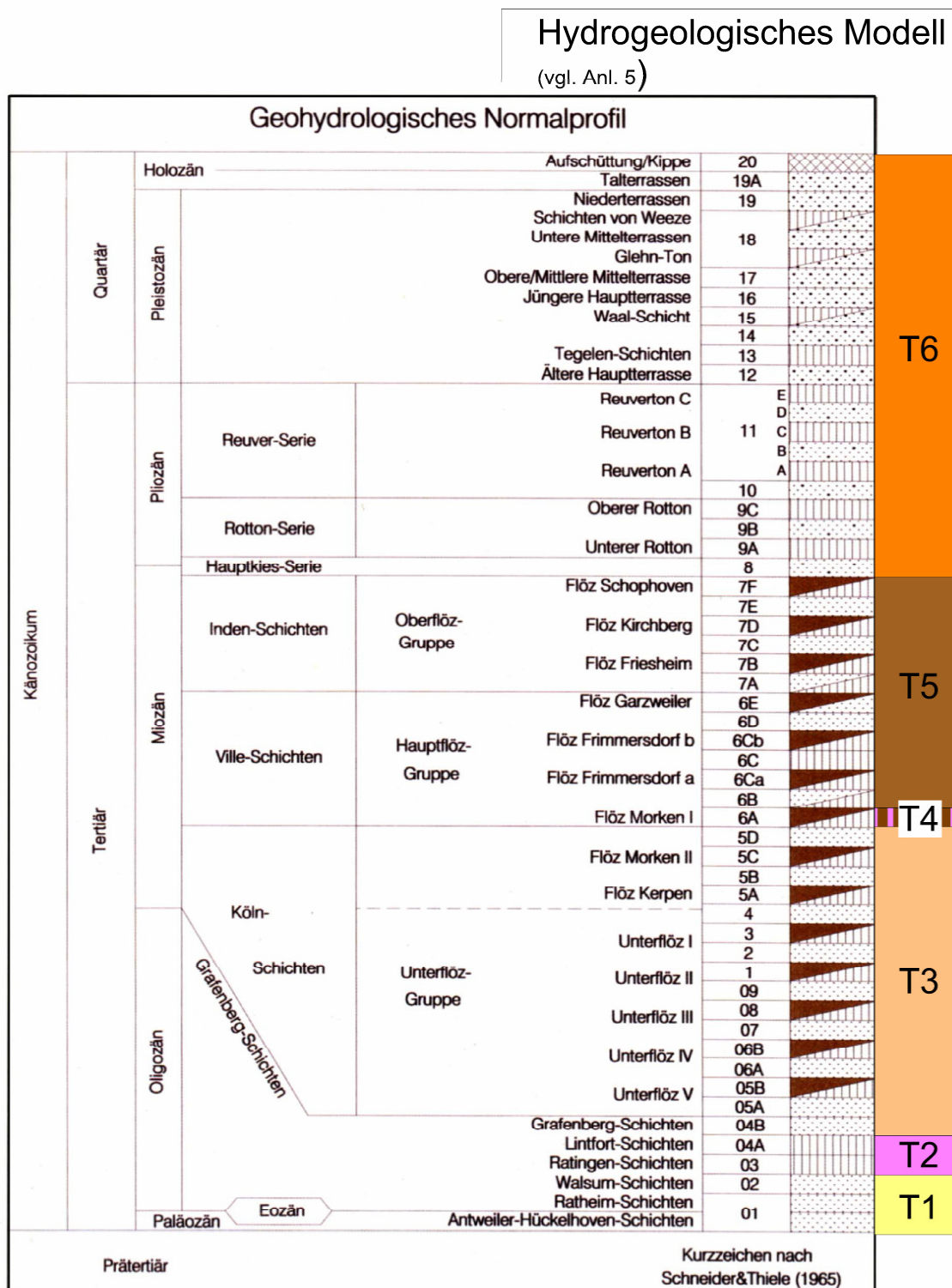
Die sedimentologisch-faziellen Haupteinheiten nach KLETT (2000) kennzeichnen im Aachener und Südlimburger Revier zugleich die Hauptelemente der hydrogeologischen Gliederung des tertiären Deckgebirges. Von maßgeblicher Bedeutung für die Bewertung der Wechselwirkungen zwischen dem Steinkohlengebirge und dem Grundwasser führenden Deckgebirge ist dabei die Ausbildung der basalen, flach-marinen Serie (Oligozän und unteres Miozän). Als wesentliche hydrogeologische Gliederungselemente treten in diesem tiefen, tertiären Deckgebirgsniveau zwei weiträumig, nahezu im gesamten Untersuchungsgebiet sowie den angrenzenden Bereichen der Rur-Scholle durchgängig verbreitete, Grundwasser stauende Horizonte auf:

- ein im unteren Teil bzw. an der Basis der basalen, flach-marinen Serie weiträumig sehr gleichmäßig ausgebildete unteroligozäne Wechselfolge mariner Tone, Schluffe und Sande (Ratingen- und Lintfort Schichten bzw. Formaties van Tongeren und Rupel) sowie
- an der Basis der überlagernden deltaischen, miozänen Braunkohlen-Serie das Flöz Morken [6A] der Hauptflözgruppe.

Anhand dieser Hauptgliederungselemente wurde eine grobe hydrogeologische Gliederung des tertiären Deckgebirges in die in Anl. 5 zusammengestellten sechs hydrogeologischen Haupteinheiten - Tertiäre Einheit T1 bis T6 - vorgenommen. Eine in ihrem Ansatz vergleichbare

Zwei-Gliederung des tertiären Deckgebirges im Aachener Revier in einen „unteren“, oligozänen Teil im Liegenden und einen „oberen“, jungtertiären Teil im Hangenden der Hauptflözgruppe wurde bereits von BREDDIN (1933a/b) vorgelegt.

Tab. A.1: Geohydrologisches Normalprofil der Deckgebirgsschichten in der Niederrheinischen Bucht (BECKER & ASMUS, 2005) mit Hydrogeologischem Modell Aufbau gemäß Anl. 5



A.2 Aufbau und Verbreitung der Tertiären Einheiten des Deckgebirgsmodells

A.2.1 Tertiäre Einheit T1

Die sehr feinkörnigen glimmerführenden Sande der Formatie van Tongeren („Klimmen Laagpakket“) überlagern im Südlimburger Revier außerhalb des Verbreitungsbereiches der Kreideablagerungen flächenhaft das Steinkohlengebirge. Die Schichten erreichen im Bereich zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss eine mittlere Mächtigkeit zwischen 20 und 40 m (TNO-REGIS). Im Bereich des Waubacher Sattels sinkt die Mächtigkeit lokal auf Beträge unter 10 m ab. Nordöstlich des Feldbiss steigt die Mächtigkeit im Bereich der Grube Hendrik bis auf rd. 80 m an. Südwestlich des Heerlerheider Sprunges überlagern diese eozänen Sande das Kalksteinpaket im Bereich des Südlimburger Reviers flächenhaft mit einer mittleren Mächtigkeit von 20 bis 40 m. Im südwestlichen Randbereich des Reviers begrenzen Kunrader Sprung und Grondgalerij Laag VI Sprung das Verbreitungsgebiet dieser basalen tertiären Sande innerhalb des Südlimburger Reviers nach SW. Anders als bei KLETT ET AL. (2002) für den Bereich der Rur-Scholle dargestellt, sind die basalen Tertiärschichten im stratigraphischen Niveau des Horizontes [01] im Südlimburger Revier auch sandig ausgebildet.

Im südöstlichen Teil des Südlimburger Reviers bilden die basalen Tongeren-Sande („Klimmen Laagpakket“) zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss zusammen mit den überlagernden Rupel-Sanden („Zand van Berg“) ein zusammenhängendes basales Grundwasserstockwerk (Tertiäre Einheit T1); der zwischengelagerte Tonhorizont (Goudsberg Laagpakket) keilt im Bereich des Waubacher Sattels nach SE hin aus. Auf deutscher Seite wird dieses basale Sandpaket den Walsum-Schichten [02] (nach NICKEL, 2003, Pendant des „Zand van Berg“ auf niederländischer Seite) zugeordnet. Im deutsch-niederländischen Grenzbereich lagern die Sande dem Karbon in einer Restmächtigkeit von im Allgemeinen < 10 m auf und keilen nach Südosten aus.

Im nördlichen Bereich des Aachener Reviers beginnt die Sedimentation östlich des Feldbiss im Wesentlichen mit den unteroligozänen Walsum-Schichten [02]; die basalen Tongeren-Schichten keilen östlich des Feldbiss sukzessive aus. Die Walsum-Schichten [02] sind hier aus dem Bergbau als Schwimmsande bekannt. Nach WREDE (1985) liegen nördlich des an der Karbonoberfläche ausgebildeten erosiven Steilhanges, Walsum-Schichten [02] an der Karbonoberfläche vor, während südlich Ratingen-Schichten [03] (Einheit T2) an der Deckgebirgsbasis liegen.

Nach ANTONOW (1941) wurde im Bereich der Grube Carolus Magnus anhand von Kontrollbohrungen bestätigt, dass hier die Schwimmsandschichten direkt auf dem Karbon liegen. Nach BREDDIN (1933a/b) beträgt die Mächtigkeit der basalen Sande auf Carolus Magnus rd. 9 m. Allerdings wurden entgegen der Feststellung von WREDE (1985) nach ANTONOW (1941) auch südlich des oben beschriebenen Steilhanges, im Bereich der Grube Adolf, Schwimmsandschichten auf dem Karbon angetroffen. Bei einem Schwimmsandeinbruch wurden hier sehr zähe, tonige Sande festgestellt. Für den Bereich der Grube Carl-Alexander nimmt ANTONOW (1941) im Bereich des Nord- und Nordwestfeldes die Verbreitung von Schwimm-

sandschichten auf dem Karbon an. Auch BREDDIN (1933a/b) berichtet, dass man die basalen Sande auf Carl-Alexander angetroffen hat.

Gemäß den für den Bereich des Aachener Reviers vorliegenden tiefen Erkundungsbohrungen des Steinkohlenbergbaus wurden die Walsum-Schichten [02] östlich des Feldbiss im Bereich der Grube Adolf mit Mächtigkeiten bis maximal 10 m sowie im Bereich der Gruben Carolus Magnus und Carl-Alexander mit Mächtigkeiten von rd. 15 bis 30 m erbohrt (BREDDIN, 1933a/b). Neuere Tiefbohrungen haben die marinen Sande der Walsum-Schichten [02] im Bereich Herzogenrath (Herzogenrather Scholle, Grube Nordstern) mit einer Mächtigkeit von rd. 13 m (Bohrung EBV 2, s. Abb. A.2) sowie im Bereich Lindern (Rur-Scholle) mit einer Mächtigkeit von rd. 30 m erbohrt (CUVELIER, 2005; s. Abb. A.3).

Die Bohrung EBV 2 belegt, dass die Walsum-Schichten [02] auch südwestlich der Grube Carolus Magnus noch flächenhaft an der Karbonoberfläche verbreitet sind. Das Verbreitungsgebiet der Einheit T1 ist damit im Aachener Revier in südöstlicher Richtung etwa auf den Bereich bis unmittelbar südöstlich der Adolf-Störung begrenzt.

A.2.2 Tertiäre Einheit T2

Im Südlimburger Revier bildet eine Wechselfolge unteroligozäner Ton-/Schluffpakete mit zwischengelagerten Sand-Horizonten der Formaties van Tongeren und Rupel (Einheit T2) die Grundwasser stauende Deckschicht des basalen tertiären Grundwasserleiters. Die flächenhafte Verbreitung der Tertiären Einheit T2 im Untersuchungsgebiet zeigt Abb. A.4.

Die Mächtigkeit des als Grundwasser stauend anzusprechenden Schichtenkomplexes ist starken Schwankungen unterworfen und abhängig von der Verbreitung und faziellen Ausbildung der einzelnen Ton-Schluff-Horizonte. Flächenhaft verbreitet sind im Südlimburger Revier in diesem Schichtenkomplex das basale, von Tonen, Sand und einzelnen Braunkohlenlagen aufgebaute Goudsberg Laagpakket (Formatie van Tongeren) und der hangende Nucula-Klei (Formatie van Rupel).

Das basale Goudsberg Laagpakket weist mittlere Mächtigkeiten zwischen 5 und 15 m auf. Der Nucula-Klei tritt südwestlich des Heerlerheider Sprunges mit mittleren Mächtigkeiten zwischen rd. 5 und 10 m auf; nordöstlich des Heerlerheider Sprunges steigt die Mächtigkeit auf Beträge zwischen 15 und 25 m an. Im nordwestlichen Teil des Südlimburger Reviers, südwestlich des Heerlerheider Sprunges tritt auf der Höhe von Hoensbroek im Hangenden des Nucula-Kleis ein weiteres Tonpaket, der Klei van Boom, hinzu. Die mittlere Mächtigkeit dieses Tonpaketes beträgt zwischen 20 und 30 m. Die Gesamtmächtigkeit des Grundwasser stauenden Schichtenkomplexes einschließlich der zwischengeschalteten Sandhorizonte (Zand van Berg, Zanden van Waterval) beträgt somit im nordwestlichen und zentralen Teil des Südlimburger Reviers im Allgemeinen zwischen rd. 40 und 80 m. Südwestlich des Heerlerheider Sprunges keilen die Schichtglieder dieses Schichtenkomplexes (Tertiäre Einheit T2) im Raum Hoensbroek, Voerendaal, Heerlen in Richtung SE sukzessive aus.

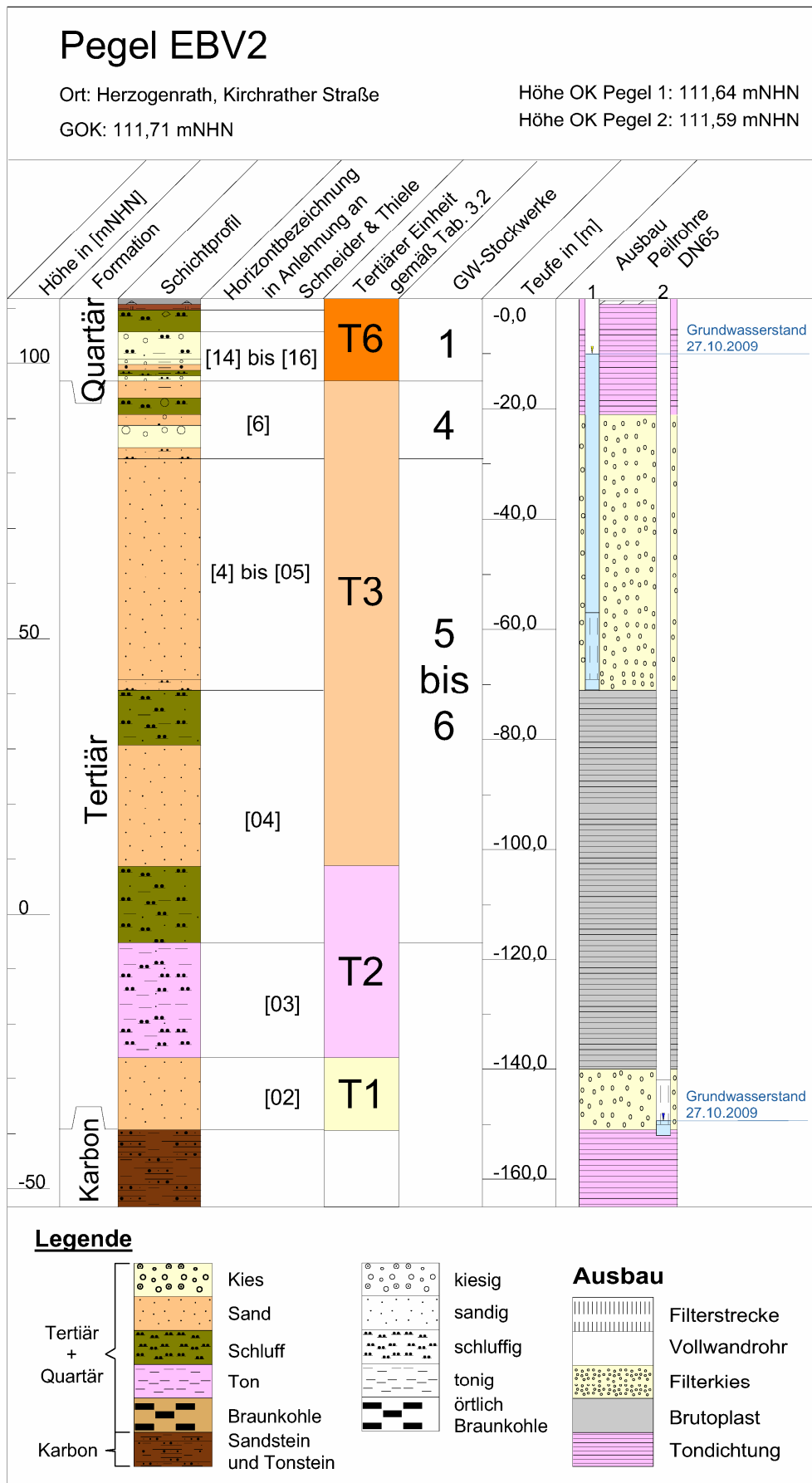


Abb. A.2: Bohrprofil und Ausbau Pegel EBV 2

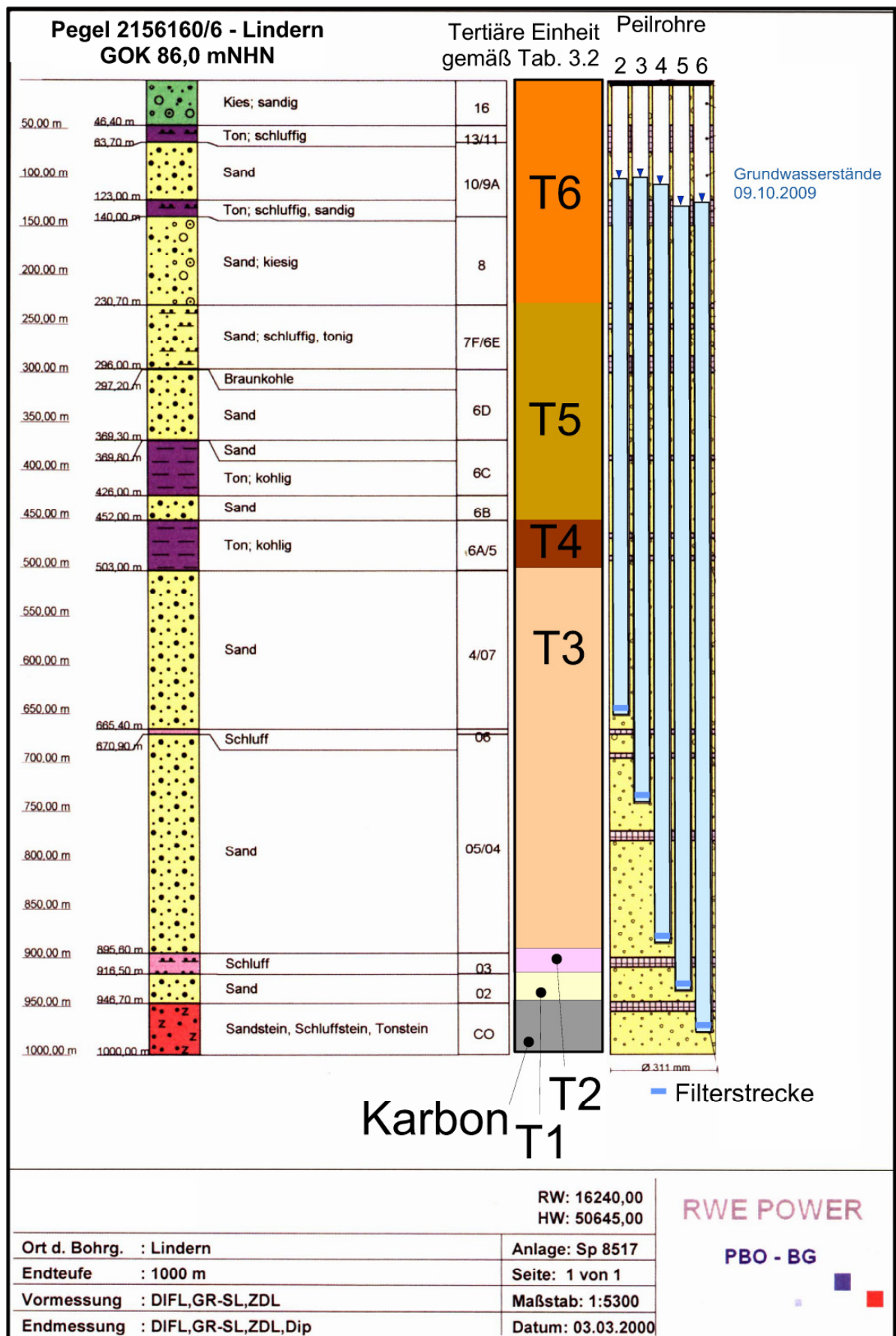


Abb. A.3: Bohrprofil und Ausbau Pegel „Lindern“ - 2156160/6 (verändert aus CUVELIER, 2005)

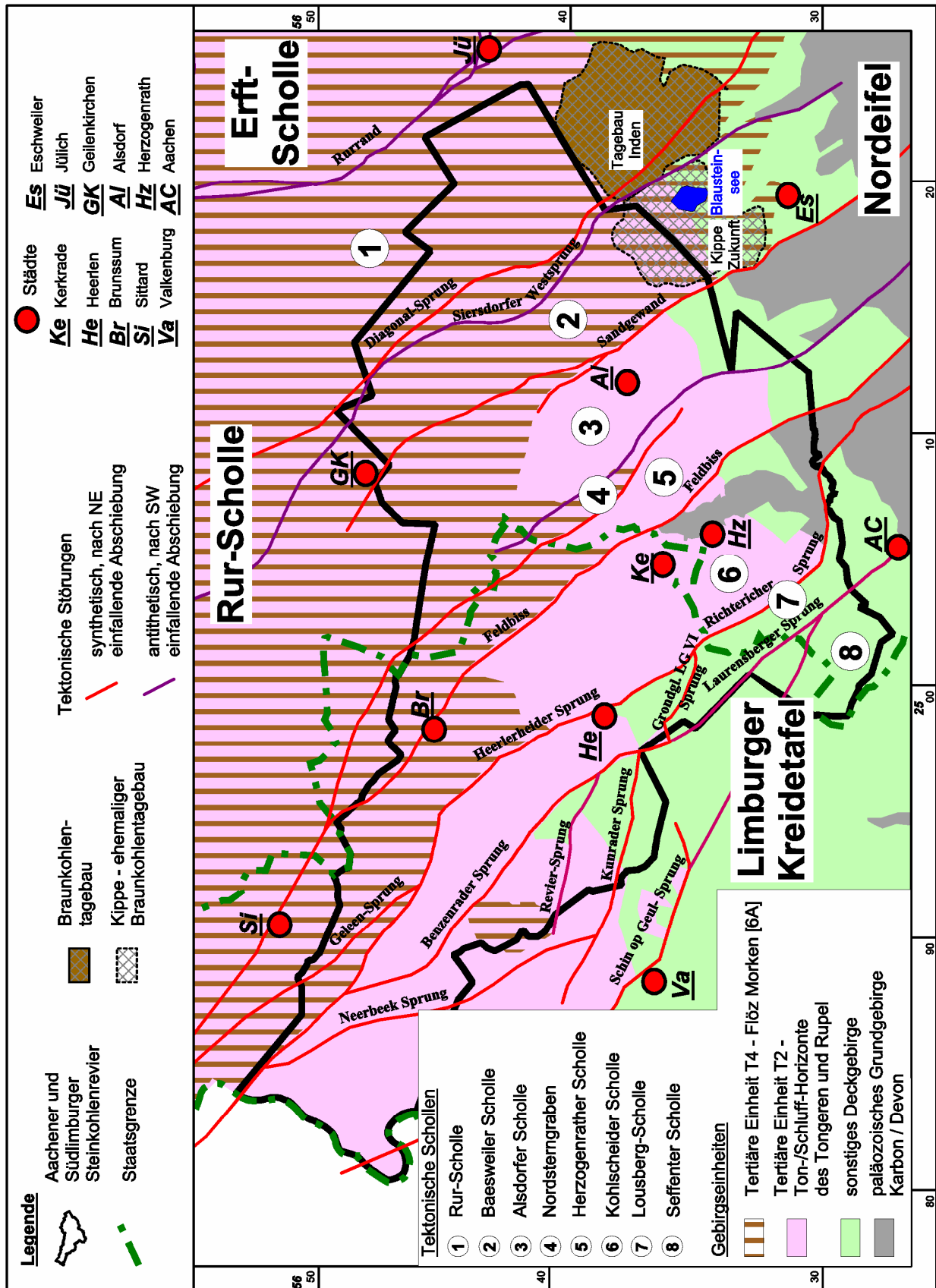


Abb. A.4: Verbreitung der hydrogeologisch bedeutsamsten Grundwasser stauenden Einheiten T2 und T4 des tertiären Deckgebirges im Untersuchungsgebiet

Im Raum Voerendaal treten die basalen sandigen Tongeren-Schichten (Tertiäre Einheit T1) bis an den Kunrader Sprung unter geringmächtiger quartärer Überdeckung an die Geländeoberfläche. Auch im Bereich der Grube Oranje Nassau I-Südfeld, fehlen die Tonhorizonte; die basalen Sande der Tertiären Einheit T1 werden hier von den Sanden der Tertiären Einheit T3 überlagert. Dieses basale tertiäre Sandpaket bildet hier ein oberflächennahes Grundwasserstockwerk in unmittelbarer Überlagerung des karbonischen Grundgebirges.

Zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss keilt das basale Tonpaket (Goudsberg Laagpaket) nach SE im Bereich des Waubacher Sattels aus. Der hangende Nucula-Klei setzt sich dagegen mit Mächtigkeiten bis zu 25 m bis in den deutsch-niederländischen Grenzbereich fort; dabei nimmt die Mächtigkeit dieses Horizontes zwischen den beiden Störungszonen nach NW hin sukzessive ab. Im Bereich des Amstelbachtals ist der Grundwasser stauende Horizont lokal erodiert; hier treten die unterlagernden Sande (Tertiäre Einheit T1) an die Geländeoberfläche. Im Wurmatal ist das tertiäre Deckgebirge vollständig erodiert.

Der Nucula-Klei entspricht nach NICKEL (2003) dem stratigraphischen Niveau der Ratingen-Schichten [03] („Ratinger Ton“) auf deutscher Seite. Auf deutscher Seite werden die bindigen Ablagerungen im Hangenden des basalen Sandpaketes (Tertiäre Einheit T1) allerdings den im Hangenden der Ratingen-Schichten [03] ausgebildeten Lintfort-Schichten [04A] zugeordnet; die Ratingen-Schichten [03] fehlen demnach hier. Bei den Lintfort-Schichten [04A] handelt es sich nach MAINZ (2007) im Bereich der Grube Gouley-Laurweg westlich des Feldbiss um geringdurchlässige schluffig, tonige Feinsande; von MAINZ (2007) wurden für diese Schichten im Labor Durchlässigkeitsbeiwerte in einer Größenordnung um $K = 3 \cdot 10^{-9}$ m/s ermittelt.

Unabhängig von der stratigraphischen Zuordnung der einzelnen Grundwasser stauenden Horizonte setzt sich damit die Grundwasser stauende Tertiäre Einheit T2 auf deutscher Seite westlich des Feldbiss im Bereich des Grubenfeldes Gouley-Laurweg flächenhaft fort. Die Mächtigkeit der Lintfort-Schichten [04A] beträgt im Bereich der Grube Gouley-Laurweg westlich des Wurmtals im Allgemeinen zwischen 5 und 10 m; östlich des Wurmtals treten nur noch lokal geringmächtige Erosionsreste dieses Horizontes auf. Im südlichen Teil des Grubenfeldes Gouley-Laurweg keilt der Grundwasser stauende Horizont in den Hängen des Wurmtals an der Karbonoberfläche aus.

Östlich des Feldbiss tritt die Grundwasser stauende Tertiäre Einheit T2 im südlichen Bereich des Aachener Reviers in einem rd. 5,5 bis 9,0 km breiten, von SW nach NE verlaufenden Streifen flächenhaft an der Karbonoberfläche auf. Die Grundwasser stauenden Schichten keilen dabei mit Ausnahme des Bereichs der Alsdorfer Scholle erst südöstlich des Aachener Reviers, etwa entlang der im variszischen Untergrund angelegten Aachener Überschiebung, an der Karbonoberfläche aus. NICKEL (2003) weist darauf hin, dass der Bereich der Aachener Überschiebung zur Ablagerungszeit der Rupel-Schichten aufgrund seiner Hochlage lange Zeit den Ablagerungsraum nach Südosten begrenzte.

Der Schichtenkomplex T2 wird im Aachener Revier östlich des Feldbiss von den basalen Ratingen-Schichten [03] („Ratinger Ton“) und den überlagernden Lintfort-Schichten [04A] aufgebaut. Mit Annäherung an den Feldbiss treten im Bereich der niederländischen Grubenfelder Julia und Hendrik die Tongeren-Schichten der basalen Deckgebirgsfolge hinzu.

Bei dem „Ratinger Ton“ (Ratingen-Schichten [03]) handelt es sich wie bei dem niederländischen Pendant, dem Nucula-Klei, um ein markantes, im Mittel rd. 5 bis 10 m, lokal bis 20 m mächtiges Ton-/Schluffpaket. Die überlagernden Lintfort-Schichten [04A] werden von einer Wechselfolge mariner Sande, schluffiger Feinsande und Schluffe aufgebaut. Die Mächtigkeit der vollständig ausgebildeten, Grundwasser stauenden Schichtenfolge der Tertiären Einheit T2 beträgt im Aachener Revier östlich des Feldbiss im Allgemeinen zwischen rd. 30 und 40 m; mit Annäherung an den Feldbiss kann die Schichtenfolge im Aachener und Südlimburger Revier bis auf 80 m anwachsen (vgl. Abb. A.2, Profil Bohrung EBV 2). Im östlichen Randbereich des Reviers, im Grubenfeld Norbert Metz, geht die Mächtigkeit dagegen auf im Mittel rd. 10 bis 20 m zurück. In Bereichen, in denen die Lintfort-Schichten [04A] lokal stärker sandig ausgebildet sind, kann das eigentliche Grundwasser stauende Schichtpaket auf das stratigraphische Niveau der Ratingen-Schichten [03] reduziert und die Mächtigkeit der Tertiären Einheit T2 dadurch deutlich geringer sein (vgl. Abb. A.3, Profil Bohrung Lindern).

BREDDIN (1933a/b) gibt an, dass die dunkelgrauen Tone der tertiären Basisschichten im Aachener Revier fast in allen Bohrungen unter den Grünsanden angetroffen wurden; die Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 15 m und ist nach BREDDIN (1933a/b) im Norden im Allgemeinen etwa größer als im Süden. Auf Carolus Magnus waren die Tone nach BREDDIN (1933a/b) 10 m stark; auch beim Abteufen des Schachtes der Grube Maria 1930/31 wurden die fetten Tone in einer Mächtigkeit von 4 m angetroffen.

In südöstlicher Richtung keilen die basalen Ratingen-Schichten [03] etwa entlang einer Linie zwischen dem zentralen Bereich des Grubenfeldes Gemeinschaft und dem südlichen Randbereich des Grubenfeldes Norbert Metz aus. Im südlichen Randbereich des Aachener Reviers lagern dadurch im Verbreitungsbereich der Tertiären Einheit T2 örtlich die eingeschalteten Grundwasser leitenden Sandhorizonte der Lintfort-Schichten [04A] dem Karbon auf (s. Anl. 6.3, Profil 5).

Im östlichen Teil des Aachener Reviers sind die gering durchlässigen Tertiärschichten zusammen mit der Verwitterungsrinde des karbonischen Grundgebirges aufgrund ihrer Bedeutung für die Begrenzung der Wasserzutritte aus dem Deckgebirge durch den Steinkohlenbergbau mit einer gesonderten Bezeichnung - „Baggert“ - versehen worden.

A.2.3 Tertiäre Einheit T3

Im späten Oligozän erfolgte eine stärkere Differenzierung des tertiären Ablagerungsraumes. Im nordwestlichen Teil der Rur-Scholle entwickelten sich in küstenfernerer Fazies marine Sandablagerungen - die **Grafenberg-Schichten** (Horizont [04B]). Nach Südosten hin schalten sich in diese marinen Sande zunehmend kontinentale Tone und Braunkohlen ein (KLETT, 2000; s. Anl. 4). In den südöstlichen Bereichen der Niederrheinischen Bucht entstand dadurch eine Aufeinanderfolge von marinen Sanden („Braunkohlensande“), festländischen Tonen und Schluffen mit Braunkohlelagen (Unterflöz-Gruppe) - die **Köln-Schichten** (Horizonte [05]-[5], s. Anl. 5). Die Grenze zwischen beiden Faziesbereichen verläuft nach NICKEL (2003) im zent-

ralen Bereich der Niederrheinischen Bucht (Erft-Scholle) etwa im Verlauf der Aachener Überschiebung (vgl. Anl. 2). Darüber hinaus ist die Fazies der Köln-Schichten auch auf den Randschollen des Aachener Reviers (Herzogenrather Scholle, Alsdorfer Scholle) flächenhaft verbreitet. Im südlichen Randbereich des Aachener Reviers tritt die Abfolge von Braunkohlensanden und lokalen Braunkohleneinschaltungen der Tertiären Einheit T3 südlich des Verbreitungsgebietes der Tertiären Einheit T2 direkt an der Karbonoberfläche auf (s. Anl. 5).

Die einzelnen, im Bereich der Rur-Scholle lokal hydraulisch wirksamen Ton-Horizonte dieser Schichtenfolge keilen in nordwestlicher Richtung aus (s. Abb. 3.6). Auch die flächenhafte Verbreitung des weiträumig abgelagerten Ton [1]-Horizontes ist im Untersuchungsgebiet auf den südöstlichen Teil der Baesweiler und der Rur-Scholle begrenzt. Im stratigraphischen Niveau zwischen den Lintfort-Schichten [04A] im Liegenden und den Schichten der Hauptflöz-Gruppe [6] im Hangenden ist im Untersuchungsgebiet ein hydraulisch zusammenhängendes Grundwasserstockwerk ausgebildet. Die Mächtigkeit dieses Aquifers beträgt auf der Baesweiler Scholle und im Feld Carolus Magnus im Mittel rd. 200 m. Im östlichen Randbereich des Reviers steigt die Mächtigkeit dieser Schichtenfolge im Grubenfeld Norbert Metz bis über 400 m an.

Auf der Herzogenrather und der Alsdorfer Scholle bilden die Köln-Schichten im Bereich des Aachener Reviers zusammen mit den überlagernden quartären Terrassenablagerungen das oberflächennahe Hauptgrundwasserstockwerk im Hangenden der Tertiären Einheit T2. Nur im Bereich des Nordsterngrabens werden die Köln-Schichten bis an den S-Rand der Grube Nordstern von Flöz Morken [6A] und den hangenden Miozän-Schichten der Tertiären Einheit T5 überlagert. Die Mächtigkeit der Köln-Schichten erreicht rd. 100 bis 150 m; in südöstlicher Richtung keilen die Schichten sukzessive aus. Bis an den SE-Rand des Reviers geht die Mächtigkeit der Köln-Schichten auf Beträge zwischen rd. 50 und 70 m zurück. Der Aquifer wird insbesondere auf der Herzogenrather Scholle lokal durch eingeschaltete Braunkohlenflöze gegliedert. Da die Verbreitung dieser Braunkohlenflöze aber räumlich begrenzt ist, bewirken sie in der Regel keine regional bedeutsame hydraulische Gliederung des Aquifers. Lokal wurden diese Braunkohlenflöze auch abgebaut (z.B. Grube Maria Theresia, Herzogenrath).

Auf niederländischer Seite finden die Grafenberg-Schichten ihr Pendant in den Schichten der Formatie van Veldhoven, deren Verbreitung im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen auf die Rur-Scholle beschränkt ist. Im Südlimburger Raum lagern daher weiträumig sandige untermiozäne Ablagerungen der Formatie van Breda (Schichten von Kakkert) und der Ville-Formatie (Morken-Sand, entsprechend Horizont [5D] auf deutscher Seite) den Rupel-Ablagerungen auf. Damit bilden die Schichten im stratigraphischen Niveau zwischen den bindigen Rupel-Schichten (Tertiäre Einheit T2) und Flöz Morken [6A] (Tertiäre Einheit T4) auch im Südlimburger Raum ein hydraulisch weitgehend zusammenhängendes Grundwasserstockwerk. Im Bereich zwischen Feldbiss und Heerlerheider Sprung sind die überwiegend sandigen Schichten der Tertiären Einheit T3 flächenhaft verbreitet. Die Mächtigkeit des Aquifers beträgt hier zwischen rd. 140 m im Grubenfeld Emma und rd. 80 m im Bereich Heerlen. Im Bereich zwischen Heerlen und Kerkrade keilen die Schichten nach SE sukzessive aus. Südwestlich des Heerlerheider Sprunges ist ihre Verbreitung im Südlimburger Revier im Wesentlichen auf den

Bereich nordwestlich von Hoensbroek begrenzt. Die Mächtigkeit der sandigen Schichten beträgt hier einschließlich der quartären Überlagerung im Mittel noch rd. 20 bis 50 m.

A.2.4 Tertiäre Einheit T4

Ab dem frühen Miozän entwickelte sich mit dem Rückzug der Nordsee in Küstennähe der Ablagerungsraum der Braunkohlenflöze der Hauptflözgruppe (Ville-Schichten). Im südlichen Niederrheingebiet kam es im mittleren Miozän zur Ablagerung des bis zu 100 m mächtigen Hauptflözes (Horizont [6]). Nach Norden spaltet sich das Hauptflöz [6] in mehrere Flöze auf (Flöz Morken [6A], Flöz Frimmersdorf [6C], Flöz Garzweiler [6E]) und verzahnt sich dabei mit marinen Sanden. Die Schichten der Hauptflözgruppe (Ville-Schichten [6]) erreichen damit im nordwestlichen Teil der Rur-Scholle eine Mächtigkeit von über 300 m (Bohrung Straeten 1, s. Abb. 3.5).

An der Basis der Braunkohlenserie ist flächenhaft über die gesamte Rur-Scholle sowie bis in die südwestlich angrenzenden Randschollen hinein Flöz Morken [6A] ausgebildet; den Verbreitungsbereich von Flöz Morken [6A] im Untersuchungsgebiet zeigt Abb. A.4.

Im Südlimburger Raum reicht das Gebiet der flächenhaften Verbreitung von Flöz Morken nach SW bis an den Heerlerheider Sprung. Die Mächtigkeit von Flöz Morken [6A] beträgt im Bereich zwischen Heerlerheider Sprung und Feldbiss im Allgemeinen zwischen 6 und 8 m (TNO-REGIS); nach Südosten hin keilt Flöz Morken [6A] im Bereich der Grubenfelder Oranje Nassau IV und Hendrik aus. Im Aachener Revier ist Flöz Morken nördlich bzw. östlich der Alsdorfer Scholle flächenhaft verbreitet; daneben tritt Flöz Morken [6A] nur lokal im Bereich des Nordsterngrabens auf. Die Mächtigkeit von Flöz Morken [6A] wird für den Bereich der Rur-Scholle von IWU (2001) mit rd. 24 m angesetzt. Für den Bereich des Aachener Reviers kann nach den vorliegenden Bohrdaten im Allgemeinen eine Mindestmächtigkeit von rd. 12 m angenommen werden; im Schacht 1 der Grube Carl-Alexander wurde das Flöz gemäß BREDDIN (1933a/b) in einer Mächtigkeit von rd. 8 m angetroffen. Am SE-Rand des Aachener Reviers wurde Flöz Morken [6A] auf der Baesweiler Scholle im Braunkohlentagebau Zukunft abgebaut.

Einen vergleichbaren Verbreitungsraum wie Flöz Morken [6A] hat auch das im Hangenden folgende Flöz Frimmersdorf [6C] im Untersuchungsgebiet; auch Mächtigkeit und Durchlässigkeit des Horizontes sind vergleichbar mit Flöz Morken [6A]. Beide Flöze zusammen bilden daher aus hydrogeologischer Sicht das Hauptgliederungselement des tertiären Deckgebirges. Sie trennen im nordöstlichen Teil des Südlimburger Reviers sowie im östlichen Teil des Aachener Reviers als Grundwasserstauer das basale, marin geprägte Hauptgrundwasserstockwerk des tertiären Deckgebirges (Tertiäre Einheit T3) von einem komplex aufgebauten Grundstockwerkssystem in den Schichten der überlagernden Braunkohlenformation (Tertiäre Einheit T5) sowie den darüber folgenden wasserwirtschaftlich bedeutsamen, oberflächennahen Grundwasserleitern der fluviatilen Serie (Tertiäre Einheit T6, vgl. Anl. 4).

A.2.5 Tertiäre Einheiten T5 und T6

Die Verbreitung der im Hangenden von Flöz Morken [6A] ausgebildeten Tertiären Einheit T5 deckt sich im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen mit der Verbreitung von Flöz Morken [6A]. Die Schichtenfolge umfasst im Aachener Revier eine Wechselfolge von Braunkohle/Ton-Horizonten und marinen Sanden. In den einzelnen Sandhorizonten sind lokal getrennte Grundwasserstockwerke ausgebildet. Im Südlimburger Revier umfasst die Tertiäre Einheit T5 die marinen Schichten der Formatie van Breda, in die von NE her die kontinentalen Ablagerungen der Ville und Inden Formaties eingeschaltet sind. Die Schichten der Formatie van Breda werden von einer Wechselfolge mariner Sande und Tone aufgebaut. Die stärker kontinental geprägten Schichten der Ville und Inden Formaties werden wie im Aachener Revier von einer Wechselfolge aus Sanden und Tonen sowie Braunkohleneinschaltungen aufgebaut. Die Verbreitung der Formatie van Inden ist auf den Bereich östlich des Feldbiss begrenzt.

Die Ablagerungen der hangenden Tertiären Einheit T6 treten im Südlimburger Revier nur östlich des Feldbiss auf; die sandigen Einheiten der Kieszeloöliet Formatie setzen hier bereits im Miozän ein. Im Aachener Revier sind die der Tertiären Einheit T6 zugeordneten pliozänen Ablagerungen der Hauptkiesserie sowie die im Hangenden folgenden Sand/Ton-Folgen auf der Baesweiler Scholle und der Rur-Scholle ausgebildet. Auch in diesem oberen Deckgebirgsniveau führt die Wechselfolge von Sand/Kies- und Ton/Schluff-Horizonten zur Ausbildung mehrerer Grundwasserstockwerke. Die Tertiäre Einheit T6 ist insbesondere aufgrund der lokalen wasserwirtschaftlichen Bedeutung der Kieseloolith-Schichten bzw. der Hauptkiesserie [8] für die Grundwasserversorgung in den Profilschnitten (Anl. 6) gesondert ausgehalten.

Die Mächtigkeit des tertiären und quartären Schichtpaketes im Hangenden von Flöz Morken [6A] (Tertiäre Einheiten T5 und T6) erreicht im Südlimburger Revier am Nordrand des Grubenfeldes Emma eine maximale Mächtigkeit um rd. 120 m; östlich des Feldbiss nimmt die Mächtigkeit im Grubenfeld Hendrik bis auf rd. 250 m zu. Im Aachener Revier beträgt die Mächtigkeit dieser komplexen Schichtenfolge im Bereich der Baesweiler Scholle zwischen rd. 100 m im SE und 150 m im NW; am E-Rand des Reviers, im Grubenfeld Norbert Metz, steigt ihre Mächtigkeit bis auf rd. 400 m an.

Die quartären Ablagerungen wurden bei den Profilschnittdarstellungen (Anl. 6) im Allgemeinen nicht gesondert ausgehalten, sondern graphisch jeweils in das Hangende der oben beschriebenen tertiären Einheiten mit einbezogen. Dabei handelt es sich flächenhaft im Wesentlichen um sandig-kiesige Terrassenablagerungen sowie einen Decklehm (Löß, Lößlehm). Die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen beträgt im Untersuchungsgebiet im Mittel rd. 10 bis 20 m. Von gesonderter Bedeutung sind die quartären Terrassenablagerungen im Rahmen der vorliegenden Bearbeitung nur dort, wo sie unmittelbar dem Karbon oder der basalen Grundwasser stauenden Tertiären Einheit T2 aufliegen und ein eigenständiges grundgebirgsnahes Grundwasservorkommen bilden. Dies betrifft nur den Bereich der Grube Gouley-Laurweg auf der Kohlscheider Scholle, wo die quartären Terrassenablagerungen den Lintfort-Schichten [04A] oder im südlichen Teil des Wurmvals unmittelbar der Verwitterungsdecke des karbonischen Festgesteins aufliegen.

Anhang B

Abriss der historischen Entwicklung des Bergbaus

B.1 Historischer Altbergbau

Für das Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier sind erste urkundliche Hinweise auf Steinkohlenbergbau aus dem 12. Jahrhundert bekannt (s. z.B. bei SCHUNDER, 1968, und WIESEMANN, 1995). Ihren Anfang nahm die Steinkohlengewinnung im Bereich des Wurmtals und des Amstelbachtals (in den Niederlanden als Anselderbeek bezeichnet) bei Kerkrade (NL) und Herzogenrath (D), wo die Steinkohle unter gering mächtigem Deckgebirge lagert bzw. ohne Überdeckung zutage tritt. Hier wurde in einer ersten Bergbauphase die Steinkohle in primitiver Gräberei im Tagebau oder aus schachtartigen Grubenbauen geringer Tiefe oberhalb des Grundwasserspiegels gewonnen. In einer zweiten Phase, etwa seit dem 14. Jahrhundert, ging man dazu über, von dem natürlichen Vorflutniveau aus Stollenbau zu treiben (Wurmtal, Amstelbachtal). Eine dritte Phase begann im 15. Jahrhundert mit dem Bestreben, auch tiefer reichende Grubenbaue, d.h. unter dem Niveau des Wurmtals, anzulegen.

Die Berechtigung zum Kohlenabbau war bis Mitte des 16. Jahrhunderts an das Grundeigentum gebunden. Die Köhler zahlten eine Abgabe an die Grundeigentümer und waren verpflichtet, die Schächte und Tagesbrüche nach Verlassen zu verfüllen. Seit der 1541 erwähnten „Ordnung des Colwerks“ war dann im Aachener Reich der Kleine Rat für die Belehnung mit Steinkohle zuständig; im Amt Wilhelmstein konnte das Regal dagegen erst Ende des 17. Jahrhunderts durchgesetzt werden (Abb. B.1).

In der Herrschaft Land zur Heyden hatte das Regal der Grundeigentümer weiter Bestand. Für das zur Provinz Südlimburg gehörende Land Herzogenrath bestätigte Karl II. von Spanien im Reglement von 1694 den Grundeigentümerbergbau; er erhielt den Erbpfennig von Abbauen unter öffentlichen Wegen und Gemeindegrundstücken. Größter Grundbesitzer im Land Herzogenrath war das Kloster Rolduc in Kerkrade, das selbst zu dieser Zeit erfolgreich Bergbau betrieb. So entwickelte sich der Steinkohlenbergbau in Abhängigkeit von den herrschaftlichen Verhältnissen in dieser Zeit innerhalb des heutigen Reviers durchaus unterschiedlich.

Die vierte Bergbauphase setzte mit Aufstellen des ersten Wasserrades an der Wurm im Jahre 1616 ein. Darüber hinaus wurde es mit dem Aufkommen von Pferdegöpel, Treträdern und vereinzelt auch Windrädern möglich, die Wasserhaltung in größeren Teufen zu bewältigen. 1778 erreichte der Schacht der Grube Buschweide, in dem die Wasserhaltung durch ein Wasserrad (Wasserkunst) betrieben wurde, eine Teufe von 121 m. Aus wirtschaftlichen Gründen blieb die Einrichtung einer derartigen Wasserhaltung jedoch nur wenigen Gruben vorbehalten.

Mit der Einführung des Französischen Bergrechts vom 21.07.1791 wurde die Steinkohle unter Staatsvorbehalt gestellt, die Gruben „privatisiert“ und die Trennung des Bergwerkseigentums vom Grundeigentum vollendet. Unter der Last der Auflagen und Abgaben kamen die privatisierten Gruben teilweise zum Erliegen. Einen Überblick über die Verteilung der Gruben und Konzessionen im Altbergbaubereich zu Beginn des 19. Jahrhunderts gibt Abb. B.2.

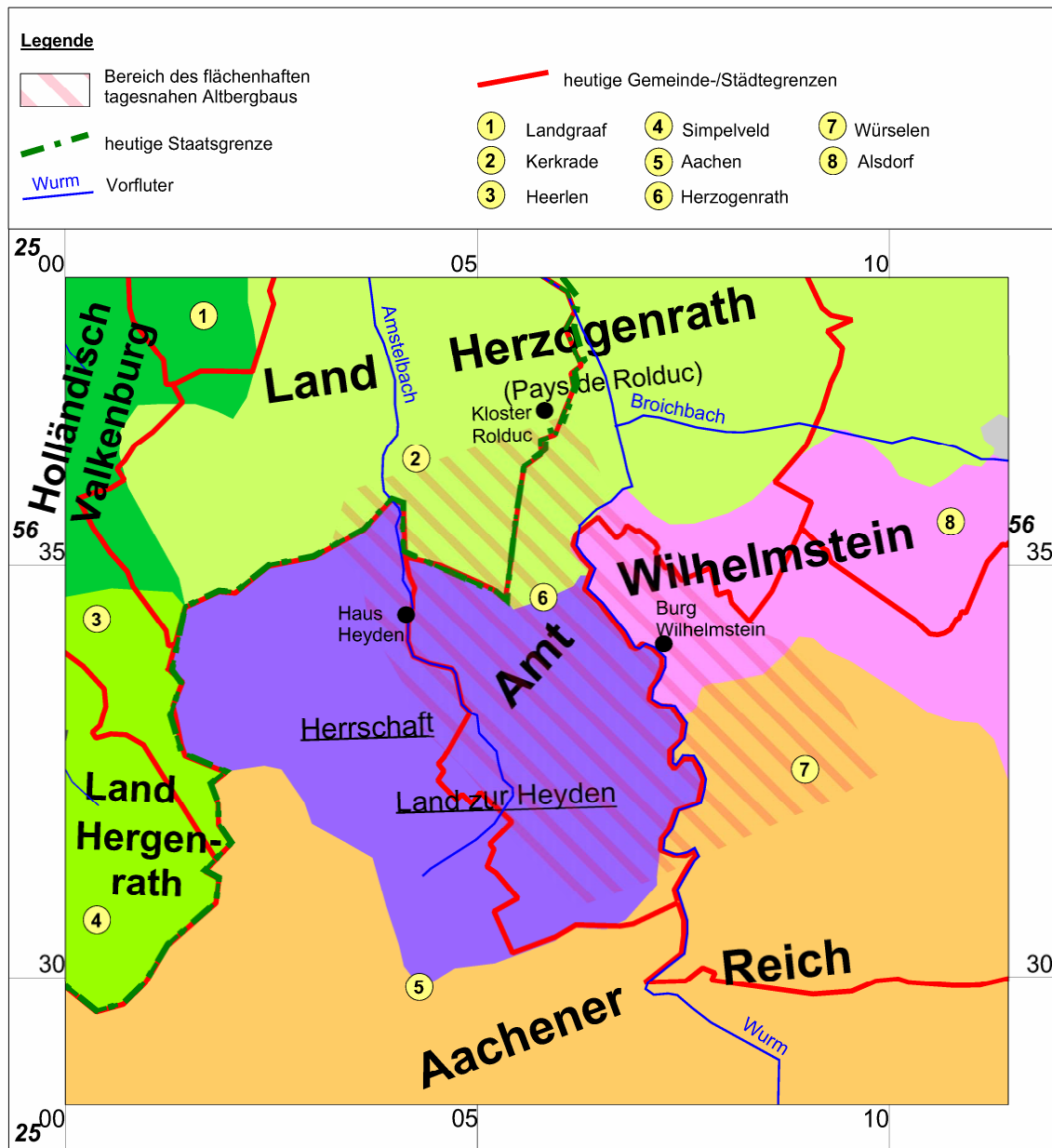


Abb. B.1: Politisch-historische Karte des Altbergbaubereichs um das Wurmmtal im Jahre 1789 (nach WIESEMANN, 1995)

Die Aufstellung der ersten Dampfmaschine zur Wasserhaltung, 1811 auf der Grube Langenberg, kennzeichnet den Beginn der fünften Bergbauphase. Aufgrund des erhöhten Kapitalbedarfs für den Maschineneinsatz wurden die Gruben zusammengeschlossen. Im Jahre 1836 wurde zur Konsolidierung des Kleinbesitzes die "Vereinigungs-Gesellschaft für den Steinkohlenbau" gegründet und aus ähnlichen Beweggründen 1842 der „Pannesheider Bergwerksverein“, an dem der zu dieser Zeit noch im Inde-Revier tätige „Eschweiler Bergwerks-Verein“ wesentliche Anteile besaß.

Auf niederländischer Seite ging die Grube Domaniale 1815 in Staatsbesitz über und wurde kurz auch durch den Staat betrieben. Als Rechtsnachfolgerin des alten Klosterrather Bergbaus stand es ihr frei, gemäß Vertrag von 1816 die Kohle auch unter heute deutschem Staatsgebiet bis an die Wurm abzubauen und dazu die erforderlichen Tagesöffnungen anzulegen.

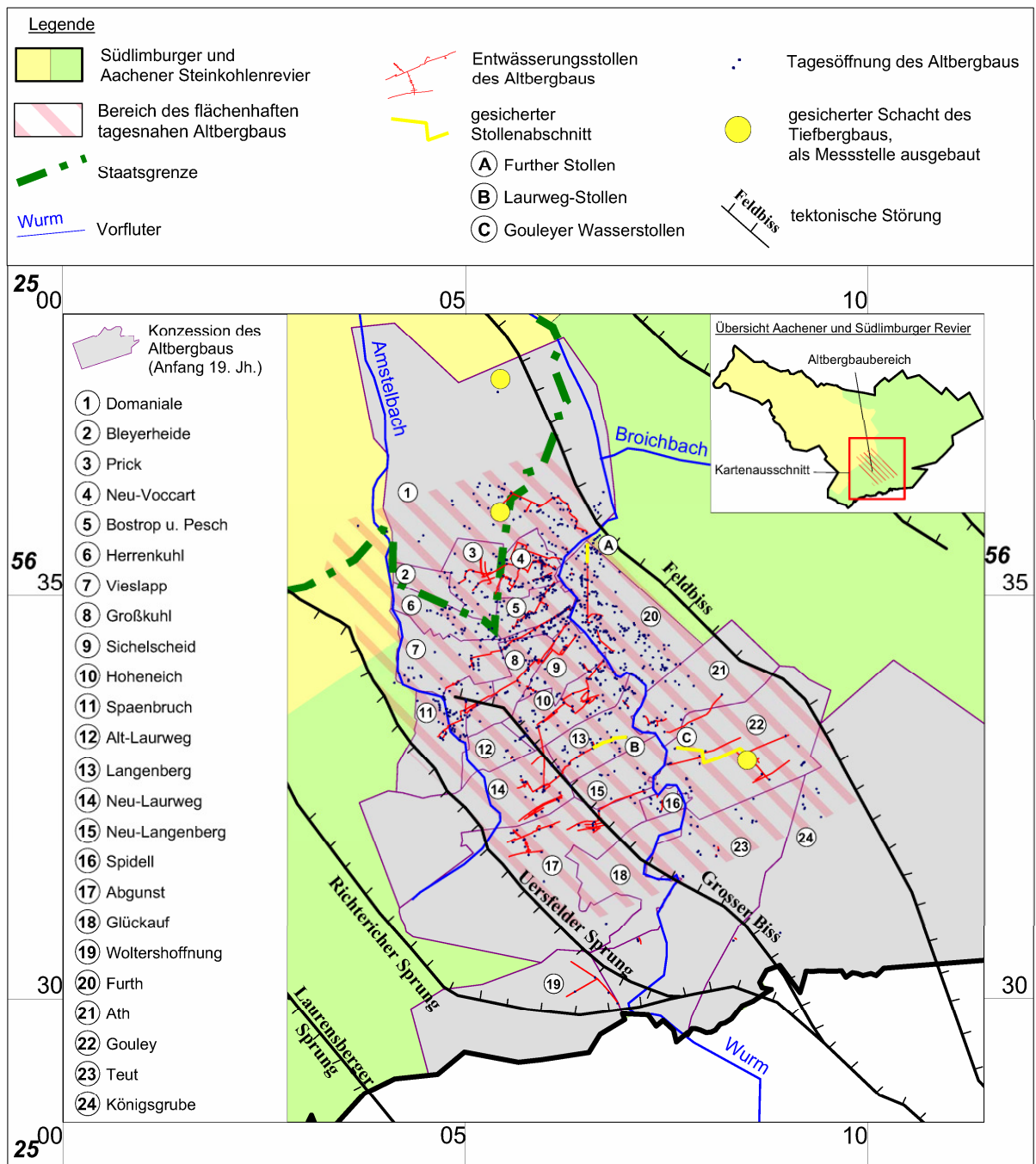


Abb. B.2: Überblick über den „Altbergbaubereich“ des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers (Konzessionen nach LONGRÉE, 1862)

Der Abbau war bis Mitte des 19. Jahrhunderts auf den Bereich der tektonischen Hochscholle zwischen dem Feldbiss im Osten und dem Uersfelder Sprung im Westen begrenzt, wo das Flöz-führende karbonische Festgestein unter gering mächtigem Deckgebirge anstand. Dieser Altbergbaubereich (Bereich des tages- und oberflächennahen Altbergbaus) erstreckt sich auf niederländischer Seite über das Grubenfeld Domaniale (mit Neu-Prick) und setzt sich auf deutscher Seite zwischen Amstelbachtal und Wurmatal entlang der Wurm in südöstlicher Richtung bis in den Bereich der ehemaligen Grube Teut und den nordwestlichen Randbereich der Königsgrube fort (Abb. B.2). Die Steinkohlengrube Königsgrube nahm erst 1842 mit dem ers-

ten Schacht die Förderung auf. Der Abbau erfolgte hier noch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts oberflächennah.

Der Bereich des tages- und oberflächennahen Altbergbaus umfasst eine Fläche von rd. 14 km² in heute dicht besiedelten Flächen der Städte/Gemeinden Würselen, Herzogenrath und Kerkrade (NL) westlich und östlich des Naturschutzgebietes Wurmatal (Abb. B.3) und reicht im Bereich des Amstelbachtals bis auf das heutige Stadtgebiet von Aachen (Aachen-Richterich und -Horbach).

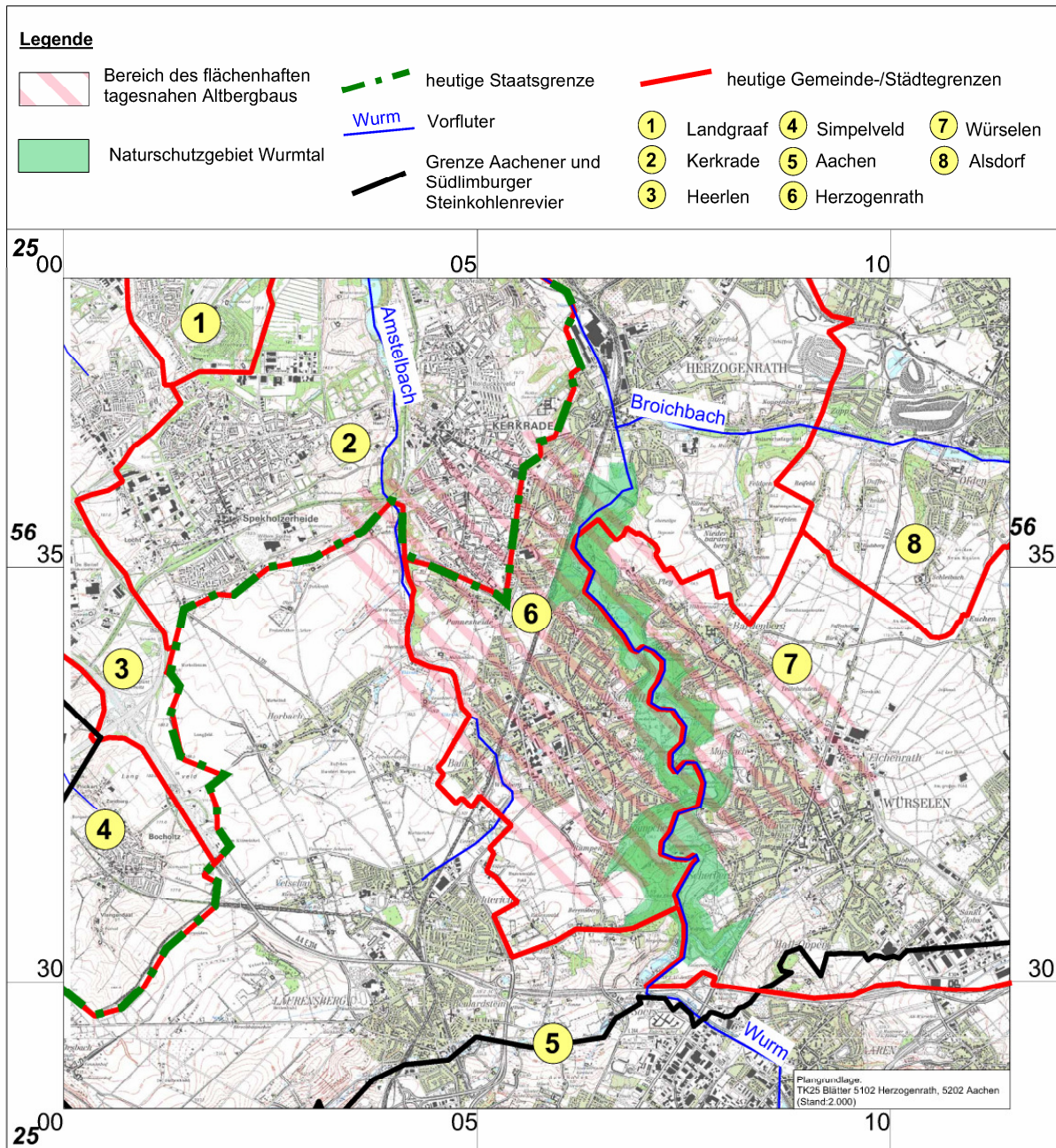


Abb. B.3: Heutige Flächennutzung im Altbergbaubereich (Bereich des tagesnahen und oberflächennahen Bergbaus) des Aachener und Südlimburger Reviers

Dieser Altbergbaubereich ist durch eine hohe Dichte an Stollen und Tagesöffnungen des Bergbaus charakterisiert. Hier sind etwa 900 Tagesöffnungen des Bergbaus und etwa 29 alte

Entwässerungstollen zur Wurm mit einer Gesamtlänge von rd. 27 km dokumentiert (s. Abb. B.2).

Aufgrund der historischen Entwicklung des Grenzverlaufes im niederländisch/deutschen Grenzbereich liegt die Konzession der niederländischen Grube Domaniale heute im Bereich des Wurmtals mit einer Fläche von rd. 1,8 km² auf deutschem Staatsgebiet (SIKORSKI et al., 2009). Im Niveau des tagesnahen und oberflächennahen Altbergbaus bestehen daher auch heute noch u.a. über die alten Entwässerungstollen zur Wurm zahlreiche untertägige Verbindungen zwischen den heutigen deutschen und niederländischen Gruben.

B.2 Industrieller Tiefbergbau ab Mitte des 19. Jahrhunderts

B.2.1 Aachener Revier

Die „Vereinigungs-Gesellschaft“ erwarb 1858 alle Aktien des „Pannesheider Bergwerksvereins“ sowie die Grube Gouley; bis 1879 kamen die Gruben Teut und Königsgrube hinzu, so dass zu dieser Zeit praktisch der gesamte Bergbau an der Wurm bis auf die niederländische Grube Domaniale zusammengeschlossen war (SCHUNDER, 1968). 1848 erhielt die „Vereinigungs-Gesellschaft“ auch die Konzession für das östlich des Feldbiss gelegene Feld Gemeinschaft.

Die Verbindung der Schächte untereinander war im 19. Jahrhundert über ein in der 200 m-Sohle und der 270 m-Sohle angelegtes Bahnnetz hergestellt worden. Die Förderschächte der Gruben Neu-Laurweg, Kämpchen, Langenberg, Ath, Furth, Gouley-Gemeinschaft, Königsgrube und Teut standen in diesem Niveau in direkter Verbindung. Damit waren alle Förderschächte der „Vereinigungs-Gesellschaft“, mit Ausnahme von Neu-Voccart und Neu-Prick, an dieses unterirdische Bahnnetz angeschlossen. Dadurch wurde zugleich eine weiträumige hydraulische Verbindung der westlich des Feldbiss gelegenen Gruben untereinander geschaffen. Weitere Verbindungen wurden später in den tieferen Sohlniveaus geschaffen; im Niveau der 350 m-Sohle war auch die Grube Neu-Voccart an die übrigen Gruben der damaligen „Vereinigungs-Gesellschaft“ angeschlossen.

Auch die heute auf niederländischem Staatsgebiet in Kerkrade gelegene Grube Neu-Prick wurde seit 1852 durch den „Eschweiler Bergwerks-Verein“ betrieben. Der Abbau erfolgte über den einzigen Schacht, den rd. 235 m tiefen Catharina-Schacht bis auf das Niveau der 270 m-Sohle. Zur Ableitung der Grubenwässer zur Wurm sowie zur Bewetterung wurde über die Staatsgrenze hinweg ein Querschlag im Niveau der 218 m-Sohle zur Grube Neu-Voccart aufgeföhren. 1856 wurde dieser Querschlag zur Unterbindung des Schmuggels durch zwei Gittertüren verschlossen. 1904 musste die Grube Neu-Prick aufgrund zu starker Wasserzutritte aus dem Grubenfeld Domaniale stillgelegt werden, nachdem dort die Wasserhaltung von der 260 m-Sohle auf die 200 m-Sohle verlegt worden war. Die Grube Neu-Prick ist damit hydraulisch an die Grube Domaniale angeschlossen. Die Verbindungsstrecke zur Grube Neu-Voccart wurde durch zwei Dämme gesichert.

Ab 1860 erfolgte im Bereich der Gruben Ath (1874, 270 m-Sohle), Gouley und Königsgrube die Durchörterung des Feldebiss nach Osten in das Grubenfeld Gemeinschaft hinein bis auf das Niveau der 430 m-Sohle. Mit der Entwicklung von Schachtbohrverfahren (insbesondere das Senkschacht-Verfahren nach HONIGMANN) im Aachener Revier wurde es dann möglich, auch östlich des Feldebiss erste Schächte durch das stark wasserführende, mächtige tertiäre Deckgebirge abzuteufen. Im Jahre 1848 ging die Grube Maria in Förderung, 1854 folgte die Grube Anna. Die Grube Maria wurde 1890 hoch verschuldet von der „Vereinigungs-Gesellschaft“ aufgekauft; die Grube Anna wurde 1863 durch den „Eschweiler Bergwerks-Verein“ gekauft.

Mit der Einrichtung der ersten elektrischen Wasserhaltung begann 1896 die sechste Bergbauphase. 1906 schloss sich der „Eschweiler Bergwerks-Verein“ mit der „Vereinigungs-Gesellschaft“ zusammen. Einen Überblick über die Besitzverhältnisse der Gruben des Aachener und Südlimburger Reviers im 20. Jahrhundert gibt Abb. B.4.

Im Bereich westlich des Feldebiss wurde 1903 die Königsgrube stillgelegt; der Abbau war im Wesentlichen bis zur 430 m-Sohle erfolgt. Auch auf der Grube Gouley bewegte sich der Abbau zu Beginn des 20. Jahrhunderts im Niveau zwischen der 350 m- und 430 m-Sohle; 1914 wurde die 530 m-Sohle in Angriff genommen.

Im Jahre 1950 wurde die Grube Gouley mit der Kohlscheider Grube Laurweg zusammengelegt und beide Gruben über einen Blindschacht zwischen der 455 m-Sohle Laurwegs und der 650 m-Sohle Gouleys verbunden. Die Restkohlenvorräte Laurwegs wurden von Gouley aus über die 530 und 650 m-Sohle her abgebaut, so dass in diesen Teufen auch entsprechend weiträumige hydraulische Verbindungen innerhalb des Feldes Gouley-Laurweg geschaffen wurden. 1956 wurde von Gouley aus auch die Ausrichtung des Feldes Gemeinschaft im Niveau der 530 und 650 m-Sohle in Angriff genommen.

Der 1899 angesetzte Von-Goerschen-Schacht in Würselen wurde zum Hauptförderschacht ausgebaut; er erreichte eine Endteufe von rd. 889 m. Von hier aus wurde das Grubenwasser über den alten Gouleyer Wasserstollen zur Wurm abgeleitet. 1965 begann man mit dem Abbau im Niveau zwischen der 650 m und 850 m-Sohle. 1966, nur wenige Jahre vor der Stilllegung, ging die 850 m-Sohle als Fördersohle in Betrieb.

Das am Südwestrand des Aachener Reviers, westlich des Feldebiss, gelegene Grubenfeld **Carl-Friedrich** entstand 1907 durch Konsolidation mehrerer Einzelfelder mit dem Feld „Woltershoffnung“, in dem 1904 der Stollenbetrieb stillgelegt wurde. 1905 erreichte der Wetterschacht (Schacht I) das Steinkohlengebirge und 1907 die 200 m-Sohle (-16 mNHN); der Förderschacht, Schacht II, erreichte 1911 eine Teufe von 300 m. Im Jahre 1911 begann die Gewerkschaft Carl-Friedrich mit der Kohlenförderung. Die Grube baute auf den im Liegenden von Flöz Steinknipp in den Carl-Friedrich-Schichten ausgebildeten Finnefrau-Flözen bis in das Niveau der 300 m-Sohle (-116 mNHN). 1921 ging die Gewerkschaft Carl-Friedrich aufgrund wirtschaftlicher Schwierigkeiten in die „Anthrazitgrube Carl-Friedrich Aktiengesellschaft für Bergbau und verwandte Industrien“ über. 1924 verpachtete der Eschweiler Bergwerks-Verein das unmittelbar nördlich angrenzende, im Bereich des Grubenfeldes Gouley-Laurweg gelegene Kohlenfeld "Melanie" an die Grube Carl-Friedrich.

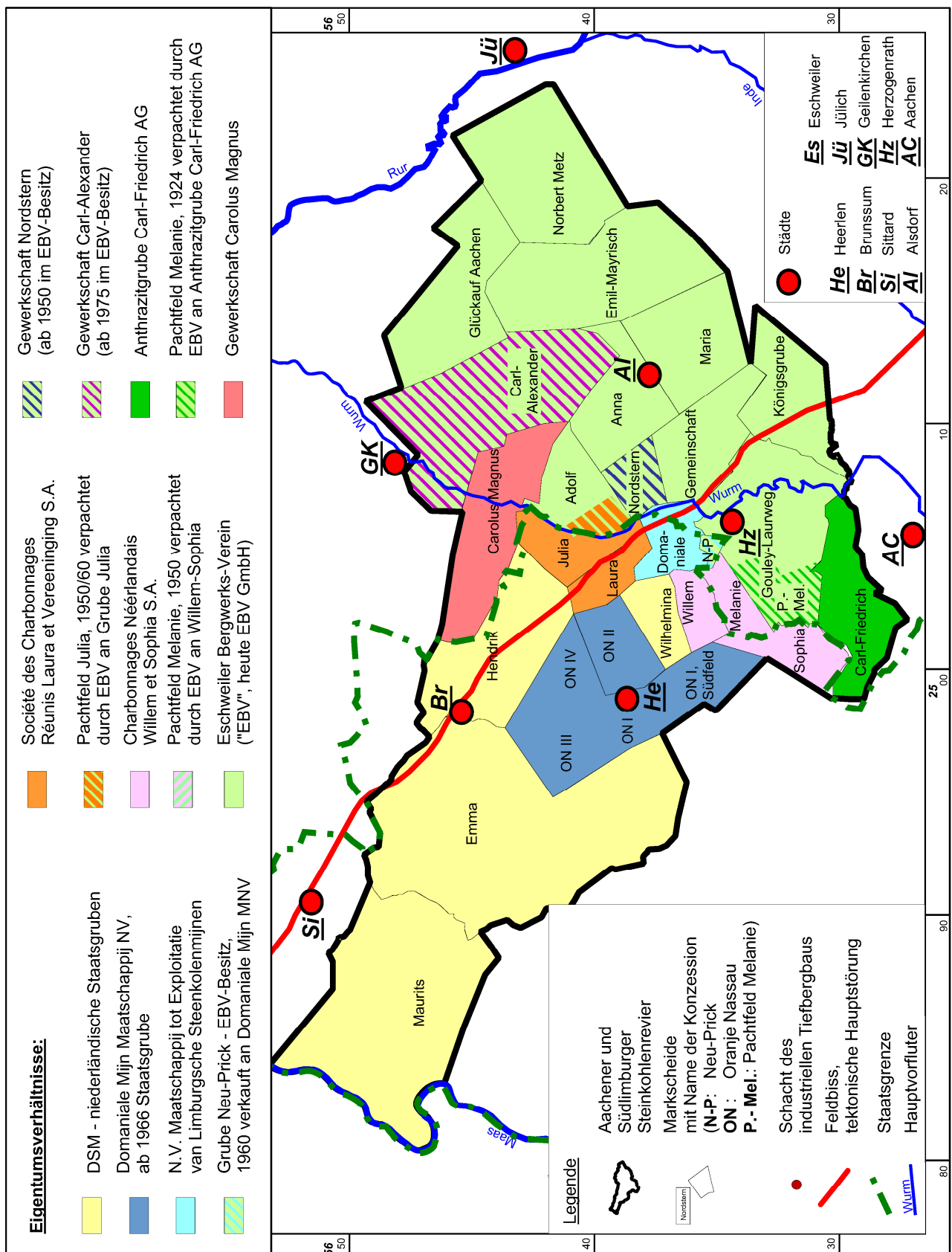


Abb. B.4: Überblick über die Grubenfelder des Aachener und Südlimburger Reviers nach Eigentumsverhältnissen im 20. Jahrhundert.

Der Abbau wurde dann ausschließlich auf das Pachtfeld konzentriert (Flöz Steinknipp). Der Aufschluss des Pachtfeldes erfolgte vom Schacht 1 aus über zwei nach NW aufgefahrene Hauptquerschläge im Niveau der 100 m-Sohle (83 mNHN) und der 200 m-Sohle (-17 mNHN).

1927 musste man aber auch hier die Förderung aufgrund ungünstiger Lagerungsverhältnisse einstellen. Die Grube Carl-Friedrich war im Pachtfeld Melanie über eine Richtstrecke im Niveau der 200 m-Sohle mit der Grube Laurweg verbunden. Im Zuge der Stilllegung wurden die beiden Hauptquerschläge vom Schacht 1 in das Pachtfeld Melanie an der Markscheide der Grube Carl-Friedrich durch Wasserdämme gesichert und so hydraulisch getrennt.

Östlich des Feldbiss baute die **Grube Maria** bis in das Niveau der 820 m-Sohle. Die Grube war durch zahlreiche Strecken mit der Grube Anna verbunden. 1958 wurde die Grube Maria noch unter großem Aufwand bei der Durchörterung der Sandgewand unter Tage mit der Grube Emil Mayrisch verbunden; 1962 wurde Maria dann stillgelegt.

Die **Grube Anna** hatte in Alsdorf fünf Schächte, dazu zwei Schächte im Feld Gemeinschaft. Die Alsdorfer Schächte hatten fünf Sohlen; Hauptfördersohlen waren die 610 m und die 860 m-Sohle; dazu kamen die Wettersohlen im Feld Gemeinschaft bei 216 m, 360 m und 460 m. Der tiefste Schacht, der 1904 angesetzte Eduard-Schacht, hatte eine Teufe von 890 m; der Abbau erreichte ein Teufenniveau von rd. -880 mNHN. Das Feld Gemeinschaft war von Anna aus flächenhaft bis in das Niveau der 610 m-Sohle aufgeschlossen. Der im Feld Gemeinschaft angelegte Wetterschacht reichte bis zur 216 m-Sohle. Der Abbau erfolgte über die am N-Rand des Grubenfeldes von Nordstern aus bis in das Niveau der 860 m-Sohle aufgefahrenen Hauptquerschläge bis etwa 1969.

Im Jahre 1913 wurde durch den EBV die Förderung auf der **Grube Adolf** aufgenommen, nachdem 1908 der Adolfschacht das Steinkohlengebirge erreichte hatte und 1909 über einen Wetterquerschlag die Verbindung zur Grube Anna hergestellt war. Mit einem 1923 fertig gestellten, eigenen Wetterschacht wurde Adolf eine selbständige Schachthanlage. Über den Schacht 1 war die Grube bis in das Niveau der 860 m-Sohle (-692 mNHN) erschlossen. Der nordwestlich der Adolf-Störung betriebene Abbau erreichte ein Teufenniveau von etwa -520 mNHN. Im Jahre 1972 wurde die Schachthanlage nach Einrichtung des Verbundes mit der Grube Anna geschlossen und die eigenständige Wasserhaltung eingestellt. Schacht 1 der Grube Adolf und der Eduard-Schacht der Grube Anna waren über Hauptquerschläge in der 450 m-Sohle, der 600 m-Sohle und der 860 m-Sohle direkt miteinander verbunden. 1974 wurde die Grube Adolf dann stillgelegt.

Im Jahre 1938 begann man mit dem Abteufen der östlichsten Schächte des Wurmreviers auf der Grube **Emil Mayrisch**, die 1951 in Förderung ging. Von der Grube Emil Mayrisch aus wurden auch die Grubenfelder **Norbert Metz** und **Glückauf Aachen** aufgeschlossen. Im Grubenfeld Emil Mayrisch reichte der Abbau bis in Teufenniveaus um -800 mNHN. In dem auf der tiefsten tektonischen Scholle des Aachener Reviers gelegenen Grubenfeld Norbert Metz wurden die größten Abbauteufen um rd. 1.200 m erreicht; das Grubenfeld war über Hauptquerschläge in der 860 m-Sohle und in der 710 m-Sohle mit dem Grubenfeld Emil May-

risch verbunden. Das Grubenfeld Glückauf Aachen wurde im Niveau der 860 m-Sohle angefahren; hier hat kein größerer Abbau stattgefunden.

Nach dem großen Zechensterben der sechziger und siebziger Jahre blieben im Aachener Revier nur die Gruben Anna in Alsdorf und Emil Mayrisch in Aldenhoven-Siersdorf übrig; diese wurden aus wirtschaftlichen Gründen 1983 zusammengelegt. Nach Fertigstellung einer durch das Feld Carl-Alexander verlaufenden sechs Kilometer langen Verbindungsstrecke im Niveau der 860 m-Sohle („Sandgewand-Querschlag“) stellte die Grube Anna die Förderung ein. Damit waren alle Gruben des EBV östlich des Feldbiss untereinander verbunden.

Ein eigenständiger Betrieb, unabhängig vom Eschweiler Bergwerks-Verein, hat im Aachener Revier im 20. Jahrhundert östlich des Feldbiss auf den Gruben Nordstern, Carolus Magnus und Carl-Alexander stattgefunden.

Die **Grube Nordstern** wurde 1876 durch HONIGMANN erschlossen und bereits im selben Jahr in Betrieb genommen. Die Grube bestand zunächst aus einer Doppelschachtanlage mit Fördersohlen in 190 m, 300 m und 374 m Teufe. In den Jahren 1900 bis 1902 wurden zwei weitere Schächte im Bereich der Doppelschachtanlage und ein Wetterschacht rd. 1.400 m westlich der Schachtanlage, an der Markscheide zum Feld Gemeinschaft abgeteuft. 1913 wurde ein sechster Schacht im Bereich der Schachtanlage abgeteuft. Eigentümer der Grube war zuletzt die „Gewerkschaft Nordstern“. Der Abbau erreichte ein Teufenniveau bis rd. -760 mNHN; 1927 wurde die Grube Nordstern bereits stillgelegt.

1950 wurde die stillgelegte Grube Nordstern zum weiteren Aufschluss des zum Betriebsfeld Anna gehörenden Feldes Gemeinschaft durch den „Eschweiler Bergwerks-Verein“ erworben. Der Schacht VI wurde als Wetterschacht genutzt und mehrere Hauptquerschläge im Niveau der 460 m-, 610 m- und 860 m-Sohle an der Nordgrenze des Feldes Gemeinschaft bis an die Grenze zum Grubenfeld Domaniale aufgefahren. Die aus dem Grubenfeld Nordstern zulaufenden Grubenwässer wurden der Wasserhaltung Anna zugeführt.

Die Gewerkschaft **Carolus Magnus** (s. Abb. B.4) wurde 1910 durch drei französische Stahlunternehmen gegründet. 1913 begann man mit den Teufarbeiten für die Schächte I und II. Das Steinkohlengebirge wurde im Schacht I im Jahre 1914, im Schacht II im Jahre 1917 erreicht; 1917 begann die Steinkohlenförderung im Schacht I. Die Schächte wurden im Zuge der Erweiterung des Abbaufeldes vertieft; die Endteufe wurde am Schacht I im Jahre 1949 bei 846 m, im Schacht II im Jahre 1930 bei rd. 700 m erreicht. Im Jahre 1962 wurde die Zeche Carolus Magnus stillgelegt und die beiden Schächte verfüllt. Die Abbaubereiche der ehemaligen Grube Carolus Magnus erstrecken sich auf vier Sohlen (450 m-, 560 m-, 680 m- und 820 m-Sohle) in einem Teufenbereich zwischen rd. -330 mNHN und rd. -740 mNHN über eine Fläche von rd. 56 ha um die zentral angelegten Schächte. In östlicher Richtung erfolgte der Abbau bis an die Markscheide zum Feld Carl-Alexander. Hier sind Annäherungsstellen zu Grenzbauen der Grube Carl-Alexander im Niveau -410 bis -418 mNHN dokumentiert; Annäherungsstellen zu den südlich angrenzenden Gruben (Adolf, Julia (NL)) sind nicht bekannt.

Die Förderrechte für das Grubenfeld **Carl-Alexander** wurden 1904 durch den EBV an die RÖCHLING'SCHEN EISEN- UND STAHLWERKE in Völklingen sowie an die französische Stahlge-

werkschaft ACIÉRIES DE LONGWY verkauft. Die neu gegründete Gesellschaft GEWERKSCHAFT CARL-ALEXANDER begann im Jahre 1908 mit den Abteufarbeiten der beiden Schächte. Aufgrund von Schwimmsandeinbrüchen konnte die Förderung jedoch erst 1921 aufgenommen werden. Nach Absatzschwierigkeiten zu Beginn der 1960'er Jahre wurde die Grube 1965 durch den EBV übernommen.

Im Jahre 1970 begann der EBV damit, eine Verbindung zwischen den Gruben Carl-Alexander und Emil Mayrisch in Aldenhoven-Siersdorf zu errichten. Dazu wurde die 625 m-Sohle von Carl-Alexander mit der 860 m-Sohle von Emil Mayrisch über einen Blindschacht verbunden. 1975 stellte Carl-Alexander die Förderung ein; die nördlichen Felder (vor allem 2. nordwestliche Abteilung auf dem „Lovericher Horst“) wurden über die neue Verbindung von Emil Mayrisch aus vollmechanisch abgebaut.

B.2.2 Südlimburger Revier

Ab Mitte des 19. Jahrhunderts verlagerte sich der niederländische Steinkohlenbergbau mit fortschreitender technischer Entwicklung südwestlich des Feldebisses dem Einfallen der Karbonoberfläche folgend sukzessive in nordwestlicher Richtung bis zur Maas. Einen groben Abriss der historischen Entwicklung des Südlimburger Reviers liefert u.a. TU DELFT (2010).

Die Grube **Domaniale**, seit 1815 Staatseigentum, wurde ab 1846 an private Gesellschaften verpachtet - zunächst an die „Aken-Maastrichtsche Spoorweg-Maatschappij“ und ab 1925 dann an die „N.V. Domaniale Mijn Maatschappij“. Die Grube Domaniale baute auf 13 Sohlen, bis zur 800 m-Sohle. Die oberste Sohle, die 40 m-Sohle am Schacht Willem I, war an einen Entwässerungskanal zur Wurm angeschlossen. Im Niveau der 200 m-, 260 m-, 380 m- und 500 m-Sohle waren die Hauptschächte Willem II und Beerenbosch I und II miteinander verbunden; an den tiefsten Schacht, den Schacht Willem II, waren darüber hinaus die 620 m- und 800 m-Sohle angeschlossen. 1960 erwarb die Domaniale Grube die Konzession Neu-Prick, ohne aber hier eine Abbautätigkeit aufzunehmen. 1966 übernahm der niederländische Staat die Anteile der Domaniale-Grube; 1996 wurde die Domaniale-Grube schließlich liquidiert.

Die Konzessionen **Willem und Sophia** wurden erstmals 1860/61 an die „Nederlandse Bergwerkvereniging“ verliehen. Diese versuchte in der Zeit von 1862 bis 1881 zwei Schächte abzuteufen (Ham I und Ham II), was aber aufgrund der starken Wasserzutritte misslang; die Gesellschaft ging bankrott. 1898 wurden die Konzessionen an die belgische „Société Anonyme des Charbonnages Néerlandais Willem et Sophia“ vergeben. Nach dem Abteufen von zwei Schächten im Feld Willem (Schacht I und Schacht II) wurde 1902 die Förderung aufgenommen. Die Schächte erreichten eine Teufe von über 600 m und schlossen die Grube mit insgesamt sieben Sohlen zwischen der 105 m-Sohle und der 590 m-Sohle auf.

Im Feld Sophia wurde 1949 mit der Anlage des Schachtes begonnen. Über den Schacht wurde das Grubenfeld bis in das Niveau der 296 m-Sohle aufgeschlossen. Im Jahre 1950 wurde die deutsche Konzession Melanie vom EBV gepachtet. Von 1955 bis 1959 wurde der Schacht

Melanie bis zu einer Teufe von 230 m abgeteuft; in 100 und 217 m Teufe wurde jeweils eine Sohle angelegt.

Im Jahre 1893 begann die von HONIGMANN gegründete „Maatschappij tot Exploitatie van Limburgsche Steenkolemijnen“ in den Konzessionen **Oranje Nassau** bei Heerlen mit dem Abteufen von zwei ersten Schächten. 1899 ging die Anlage der Grube Oranje Nassau I in Förderung; 1905 bis 1912 wurde ein dritter Schacht abgeteuft. Die Schächte II und III erschlossen die Grube bis in das Niveau der 420 m-Sohle. 1898 wurde auch mit dem Abteufen des ersten Schachtes der Grube Oranje Nassau II begonnen (bis 430 m-Sohle); die Grube konnte aber erst 1904 die Förderung aufnehmen. Später wurden beide Gruben unterirdisch verbunden. 1910 begann man mit der Anlage der Grube Oranje Nassau III; 1914 startete hier die Förderung. Die Grube erreichte mit der 825 m-Sohle das tiefste Niveau der Oranje Nassau Gruben. Die Grube hatte einen Hauptschacht und einen Luftschacht. Der rd. 630 m tiefe Luftschacht wurde später Förderschacht der Grube Oranje Nassau IV, die 1927 die eigenständige Förderung aufnahm. 1966 wurden die Gruben Oranje Nassau III und IV zusammengelegt.

Die Konzessionen „Laura“ und „Vereeniging“ waren 1887 im Besitz der Vereinigungsgesellschaft, die diese 1899 in die neu gegründete "Société des Charbonnages Réunis Laura & Vereeniging S.A." einbrachten. 1923 erfolgte eine Neuaufteilung dieser Konzessionen; der **Grube Laura** wurden die westlich des Feldbiss gelegenen Feldesteile zugeordnet; östlich des Feldbiss entstand die **Grube Julia**.

Im Feld Laura wurde 1901 mit dem Abteufen des ersten Schachtes begonnen; 1902 wurde Schacht 2 angesetzt. Massive Grubenwasserzuflüsse erschwerten die Teufarbeiten. 1904 erreichte Schacht I die geplante Teufe von 223 m. 1907 nahm die Grube Laura die Förderung auf der 183 m-Sohle auf; die Planungen für eine tiefere 220 m Sohle mussten aufgrund der massiven Grubenwasserzutritte zunächst aufgegeben werden. Zwischen 1917 und 1920 wurden weitere Aufschlüsse im Niveau der höher gelegenen 120 m- und 153 m-Sohlen vorgenommen. Nach 1927 wurden auch die tieferen Sohlen in Angriff genommen (274 m-, 378 m-, 550 m- und 680 m-Sohle).

Auf der Grube Julia wurde 1922 mit dem Abteufen des ersten Schachtes durch das rd. 217 m mächtige Deckgebirge begonnen; in 303 und 365 m Teufe wurden Sohlen angelegt. 1926 wurden die ersten Kohlen gefördert. Im Weiteren wurde noch die 540 m-Sohle aufgeschlossen; auch der zweite Schacht wurde bis zur 540 m-Sohle abgeteuft. 1950 wurde per Staatsvertrag vom EBV der westliche Teil des Feldes Adolf gepachtet; 1960 wurde das Pachtfeld nochmals erweitert. Im Jahre 1967 wurden die Gruben Laura und Julia vereinigt.

Im Jahre 1902 wurden alle noch nicht verliehenen Kohlevorkommen zu Staatseigentum erklärt und ein Bohrprogramm zu deren Erschließung initiiert. Die „Staatsmijnen“ (DSM) begannen 1903 mit der Einrichtung der ersten Doppelschachtanlage in der Konzession „**Wilhelmina**“; 1906 wurde hier die erste Kohle auf der 162 m-Sohle gefördert. Der Abbau erfolgte hier bis in das Niveau der 785 m-Sohle, mit deren Anlage 1949 begonnen wurde.

Die **Staatsgrube Emma** brachte 1908 einen ersten Gefrierschacht nieder und ging 1911 in Betrieb. Der Abbau erfolgte auf vier Sohlen (325 m, 410 m, 546 m, 700 m); die 800 m-Sohle

wurde nicht mehr in Betrieb genommen. Auf dem Grubengelände in Hoensbroek wurden insgesamt drei Schächte abgeteuft; ein vierter Schacht lag am NW-Rand des Feldes bei Schinnen. Das untertägige Abbaugebiet der Grube Emma erstreckte sich mit einer Gesamtfläche von rd. 72 km² vom Schachtstandort in Hoensbroek nach Süden bis zum Kasteel Hoensbroek, im Westen bis zu den Ortschaften Nuth und Schinnen, im Nordwesten über Puth und Oirsbeek zurück zum Schachtstandort.

Die **Staatsgrube Hendrik** begann 1911 mit dem Schachtabteufen und ging 1918 in Förderung. Auf dem Grubengelände wurden insgesamt drei Schächte abgeteuft; ein vierter Schacht (Schacht III, Luftschacht) lag im südöstlichen Teil des Feldes bei Brunssum. In den 1950'er Jahren wurden die 730 m- und 855 m-Sohle vorgerichtet, um die Kohlenvorkommen nordöstlich des Feldebiss aufzuschließen. Im Jahre 1959 nahm im südlichen Teil des Grubenfeldes der Schacht IV die Förderung auf, der mit über 1.000 m Teufe der tiefste Schacht des Südlimburger Reviers war. 1963 wurden die Gruben Emma und Hendrik zusammengelegt.

Die **Staatsgrube Maurits** wurde 1915 konzessioniert; allerdings ging die Grube erst 1923 als Zwei-Schacht-Anlage in Förderung. 1958 wurde ein dritter Schacht abgeteuft, der eine Teufe von 895 m erreichte. Die tiefste Sohle der Grube lag bei rd. 810 m (391 m, 455 m, 548 m, 660 m, 810 m-Sohle). 1947 wurde die Grube Maurits aus Sicherheitsgründen (Fluchtwege) durch einen 13 km langen Tunnel mit der Grube Emma verbunden. Alle niederländischen Gruben waren damit untereinander durch Strecken verbunden.

B.3 Stilllegung

In den 60'er und 70'er Jahren des 20. Jahrhunderts begann der endgültige Niedergang des Steinkohlenbergbaus im Aachener und Südlimburger Revier. Im Zeitraum zwischen 1967 und 1974 wurden die Steinkohlengruben des Südlimburger Reviers sukzessive stillgelegt (s. Abb. B.5; SHGM, 1975):

	Stilllegung der Produktion	Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung
- Maurits	1967	1967
- Domaniale, Wilhelmina, Laura	1969	1970
- Willem-Sophia	1970	1970
- Oranje Nassau II	1971	1971
- Oranje Nassau III/IV, Emma/Hendrik	1973	1973/1974
- Oranje Nassau I, Julia	1974	1974/1975

Die letzte Wasserhaltung im Rahmen der Steinkohlengewinnung im Südlimburger Revier wurde 1975 auf der Grube Julia eingestellt.

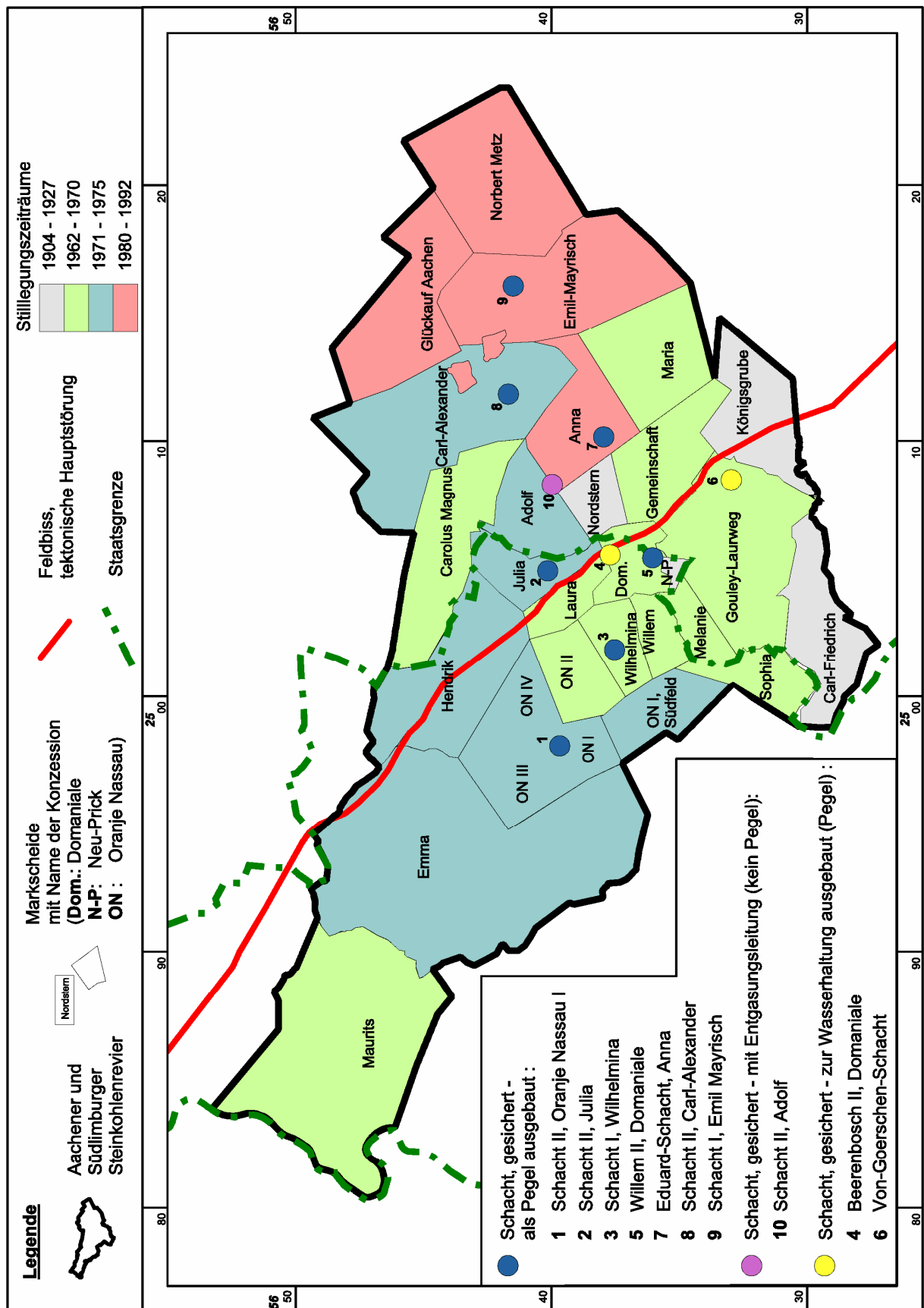


Abb. B.5: Überblick über den zeitlichen Ablauf der Stilllegungen im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier und die gesicherten Schächte mit Peilrohren zur Überwachung des Grubenwasseranstiegs

Im Aachener Revier kündigte sich der Niedergang des Steinkohlenbergbaus mit der Schließung der ersten Zechen (Carolus Magnus, Maria) 1962 an; 1968 wurde das Feld Gemeinschaft der Grube Anna stillgelegt. Die westlich des Feldbiss gelegene Grube Gouley-Laurweg wurde im Jahre 1969 geschlossen und die Wasserhaltung hier zunächst stillgelegt. Die Königsgrube und die Gruben Carl-Friedrich sowie Nordstern waren schon bis 1927 geschlossen worden. Damit war bis Mitte der 1970'er Jahre der gesamte Steinkohlenbergbau westlich der tektonischen Störung Feldbiss stillgelegt.

Östlich des Feldbiss folgten dann im Aachener Revier:

- | | |
|------------------|------|
| - Adolf | 1974 |
| - Carl-Alexander | 1975 |
| - Anna | 1983 |
| - Emil Mayrisch | 1992 |

Mit der letzten Schicht auf der Steinkohlengrube Emil Mayrisch in Siersdorf am 31.12.1992 endete der Steinkohlenbergbau im Aachener Revier; Mitte 1993 wurde östlich des Feldbiss auch die Wasserhaltung eingestellt.

Zum Schutz der östlich des Feldbiss auf deutscher Seite gelegenen Steinkohlengruben der damaligen EBV Aktiengesellschaft musste die Wasserhaltung in den Grubenfeldern Domaniale (Schacht Beerenbosch II) und Gouley-Laurweg (Von-Goerschen-Schacht) im Jahre 1973 bzw. 1974 wieder aufgenommen werden. Bis zur Schließung der deutschen Grube Emil Mayrisch im Jahre 1992 musste das Standwasserniveau hier auf einem Niveau unterhalb von mehreren Annäherungsstellen zwischen den westlich des Feldbiss gelegenen deutschen und niederländischen Stilllegungsbereichen und den östlich des Feldbiss gelegenen aktiven Bergwerken gehalten werden. Im Januar 1994 wurden schließlich die letzten Wasserhaltungen des Aachener und Südlimburger Reviers im Bereich westlich des Feldbiss eingestellt. Seither steigt das Standwasserniveau im gesamten Revier grenzüberschreitend flächenhaft an.

Die Schächte des Tiefbergbaus wurden im Zuge der Stilllegungsmaßnahmen sukzessive gesichert. Die niederländischen Schächte wurden im Wesentlichen durch Einbringen einer Betonplombe im Niveau der Karbonoberfläche gesichert; auf deutscher Seite wurden die Schächte vollständig verfüllt oder durch Einbau eines Betonpfropfens im Festgesteinsniveau gesichert. Zur Überwachung des Grubenwasseranstiegs wurden im Südlimburger Revier insgesamt vier Schächte mit Peilrohren ausgestattet (Abb. B.5); der Schacht Beerenbosch II (Domaniale) und der Von-Goerschen-Schacht (Gouley-Laurweg) wurden im Zuge der Sicherungsmaßnahmen für eine Fortführung der Wasserhaltung ausgerüstet.

Im Aachener Revier wurden östlich des Feldbiss drei Schächte der Gruben Anna (Eduard-Schacht), Emil Mayrisch (Schacht I) und Carl-Alexander (Schacht II) mit Peilrohren ausgerüstet. Darüber hinaus wurden in diesen Schächten Entgasungsleitungen eingebaut; auch der Schacht II der Grube Adolf wurde mit einer entsprechenden Entgasungsleitung ausgerüstet. Die Entgasungsleitungen wurden an der Geländeoberfläche durch Protego-Hauben geschützt.

Parallel dazu wurden auch im Altbergbaubereich (Gouley-Laurweg, Domaniale) zahlreiche Schächte, die in das Niveau des ansteigenden Standwasserniveaus reichen, sukzessive gesi-

chert. Zur Minimierung der möglichen Einwirkungen des Grubenwasseranstiegs auf die Vielzahl von Schächten des tagesnahen Altbergbaus zu beiden Seiten des Wurmerts wurde eine Konzeption zur Begrenzung des Grubenwasseranstiegs auf das Vorflutniveau erarbeitet (IHS, 1997). In diesem Zusammenhang werden nach hydraulischen Gesichtspunkten ausgewählte alte Entwässerungstollen zur Wurm teilweise wieder aufgewältigt und als dauerhafte Drainage eingerichtet. Bisher wurden drei alte Entwässerungstollen entsprechend hergerichtet - der Further Stollen (AKAS, 2003), der Laurweg-Stollen (IHS, 2003) und der Gouleyer Wasserstollen (s. Abb. B.2).

Darüber hinaus wurde auch eine flächenhafte Bewertung der möglichen Einwirkungen des tagesnahen und oberflächennahen Bergbaus vorgenommen. In den Jahren 2002 und 2004 wurden exemplarisch zwei Teilflächen auf den Stadtgebieten von Herzogenrath und Würselen im Rahmen des Präventivprogramms der Bergbehörde im Auftrag des damaligen Bergamtes Düren (heute Bezirksregierung Arnsberg) bearbeitet (ARBEITSGRUPPE ALTBERGBAU „AACHENER REVIER“, 2002; AKAS, 2004). Derzeit wird das erste kommunale Bergbauinformationssystem zur flächenhaften Erfassung der potenziellen Einwirkungsbereiche des Altbergbaus im Auftrag der Stadt Herzogenrath erstellt (IHS, 07.2011). Dabei geht es vor allem um die Ausweisung von „Positivflächen“, auf denen die Stadtentwicklung zukünftig ohne Einschränkungen durch den Altbergbau geplant werden kann.

B.4 Hydraulische Verbindungen innerhalb der Wasserprovinzen

B.4.1 Westliche Wasserprovinz

Mit der Einstellung der Wasserhaltung stieg auch das Grubenwasser seit Ende der 1960'er Jahre in Teilen des Reviers sukzessive wieder an. Die bis zuletzt betriebenen Gruben im Südlimburger Steinkohlenrevier wurden gegen die Wasserzuflüsse aus den ersten Stilllegungsbereichen (Maurits, Oranje Nassau II, Oranje Nassau I-Südfeld, Laura, Wilhelmina, Willem-Sophia, Domaniale) zunächst durch Einrichtung von Wasserdämmen auf den tief gelegenen Verbindungsstrecken geschützt. Dadurch wurde ein hydraulisches System von Grubenwasserbassins geschaffen, das mit den noch vorhandenen hydraulischen Verbindungen über offene Strecken, Annäherungsstellen oder Feld-überschreitenden verschachtelten Abbau den Verlauf des Grubenwasseranstiegs im gesamten Revier maßgeblich bestimmte (Abb. B.6).

Aufgrund der Annäherungsstellen zwischen der Westlichen und der Östlichen Wasserprovinz, über deren hydraulische Eigenschaften keine konkreten Erkenntnisse vorlagen, wurde das Standwasserniveau im Feld Domaniale seit dem 07.06.1973 durch eine Wasserhaltung auf ein Niveau zwischen -214 bis -225 mNN eingestellt (s. Kap. 7.1). Im Feld Gouley-Laurweg wurde das Standwasserniveau seit dem 10.05.1974 zunächst auf rd. -182 mNHN, ab 1980 dann auf -167 mNHN kurz gehalten.

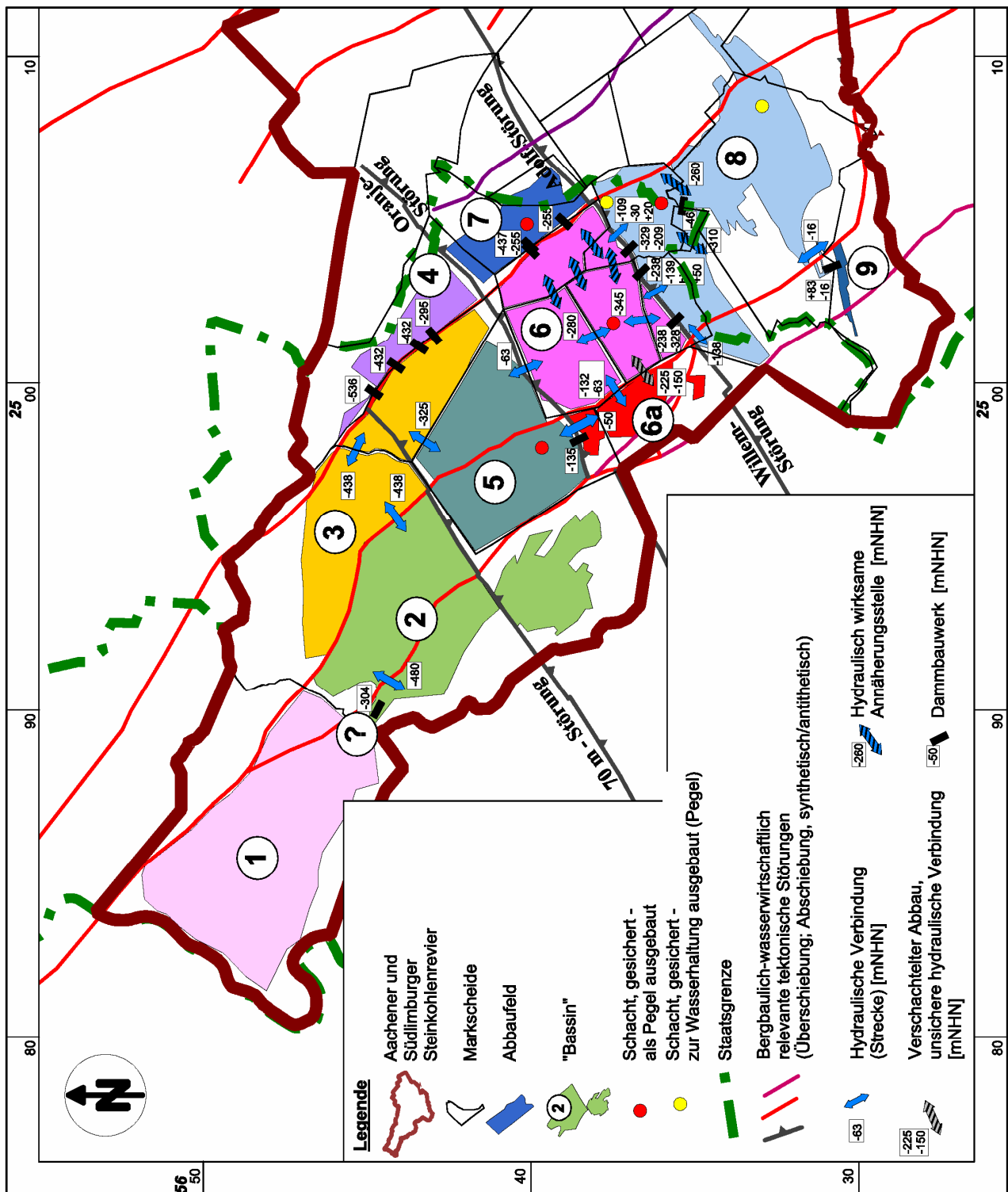


Abb. B.6: Überblick über die hydraulischen Verbindungen innerhalb der Westlichen Wasserprovinz nach Stilllegung der Gruben

Im Zuge dieser Wasserhaltungsmaßnahmen entwickelten sich im Bereich der Westlichen Wasserprovinz nach Stilllegung der einzelnen Gruben im Verlauf des Grubenwasseranstiegs drei Teilwasserprovinzen (Abb. 4.3):

- das **Nördliche Hauptbassin** mit den Grubenfeldern
 - Emma
 - Oranje Nassau I-Nordfeld, Oranje Nassau III und IV
 - Hendrik
- das **Mittlere Hauptbassin** mit den Grubenfeldern
 - Oranje Nassau I-Südfeld
 - Oranje Nassau II
 - Wilhelmina
 - Laura
 - Julia
 - Willem-Sophia und Domaniale (jeweils nördlich der Willem-Störung)
- das **Südliche Hauptbassin** mit den Grubenfeldern
 - Domaniale (südlich der Willem-Störung) mit Neu-Prick
 - Willem-Sophia (südlich der Willem-Störung)
 - Gouley-Laurweg

Nach den Archivunterlagen der EBV GmbH und gemäß SHGM (1975) können diese Bassins wie folgt charakterisiert werden:

Das **Nördliche Hauptbassin** umfasst die Gruben nordwestlich der Oranje-Störung. Die Grube Emma ist gegliedert in die Feldesteile Emma-Süd und Emma-Mitte südlich des Heerlerheider Sprunges (Bassin 2) sowie den Feldesteil Emma-Nord nördlich des Heerlerheider Sprunges. Die tiefste Verbindung zwischen Emma-Süd und Emma-Mitte liegt bei -480 mNHN; zu Emma-Nord besteht eine Verbindung über eine Strecke im Niveau -438 mNHN. Emma-Nord bildet durch eine offene Strecke im Niveau -438 mNHN ein einheitliches Bassin mit der Grube Hendrik (Bassin 3).

Die nordöstlich des Feldebisses gelegenen Feldesteile der Grube Hendrik wurden durch Wasserdämme abgesperrt und bilden daher ein eigenständiges Bassin (Bassin 4); eine Messmöglichkeit zur Erfassung des Grubenwasseranstiegs besteht hier nicht.

Zwischen der Grube Hendrik und den Gruben Oranje Nassau I, III, IV wird eine sichere Übertrittsstelle über eine Strecke im Niveau der 420 m-Sohle bei -325 mNHN angenommen. Darüber hinaus können Feld-übergreifende und bis an die Markscheide geführte Abbaue im Niveau -450 bis -330 mNHN hydraulisch wirksam sein. Die Gruben Oranje Nassau I, III, IV sind über die 420 m-Sohle (-325 mNHN) untereinander verbunden (Bassin 5), die Gruben Oranje Nassau III und Oranje Nassau IV sind auch über die 700 m-Sohle (-600 mNHN) verbunden.

Verbindungen von Hendrik zu den Gruben Julia und Laura sind nicht bekannt. Der südliche Feldesteil der Grube Oranje Nassau I, das südlich der Oranje-Störung gelegene Südfeld, wurde im Rahmen der Stilllegungsmaßnahmen zur Sicherung des noch weiter geführten Abbaus auf der Staatsgrube Emma durch einen Damm im Niveau -135 mNHN abgesperrt. Eine Verbindung zu diesem Feldesteil (Bassin 6a) besteht erst über eine offene Strecke im Niveau -50 mNHN.

Die tiefste, die Oranje-Störung überschreitende hydraulische Verbindung besteht in einer offenen Strecke im Niveau -63 mNHN zwischen den Gruben Oranje Nassau IV und Oranje Nassau II. Diese Verbindung bildet die Übertrittsstelle zwischen dem Nördlichen und Mittleren Hauptbassin.

Zwischen der am NW-Rand des Südlimburger Reviers gelegenen Grube Maurits und der nach Südosten angrenzenden Grube Emma bestehen gemäß SHGM (1975) keine hydraulischen Verbindungen; die Grube Maurits wurde daher als eigenständiges Becken angesehen (Bassin 1, s. Abb. B.6). Allerdings wird bei TU Delft (2010) auf eine im Jahre 1947 hergestellte 13 km lange „Streckenverbindung“ zur Grube Emma hingewiesen, über deren konkrete Lage aber keine Informationen vorliegen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine am NW-Rand des Feldes Emma im Niveau -304 mNHN gelegene Strecke, die durch einen Damm gesichert wurde (Abb. B.6). Eine Messmöglichkeit besteht in diesem Bassin nicht.

Im Zuge des Grubenwasseranstiegs stellte sich in den einzelnen Bassins des Nördlichen Hauptbassins bis 1976 ein einheitliches Standwasserniveau im Niveau der Übertrittsstelle zwischen Hendrik (Bassin 3) und Oranje Nassau IV (Bassin 5) bei -325 mNHN ein. Der weitere Anstieg erfolgte im Nördlichen Hauptbassin auf einem einheitlichen Niveau. Nach der Sicherung der Schächte stand für die Überwachung des Standwasserniveaus im Nördlichen Hauptbassin der Schacht II der Grube Oranje Nassau I in Heerlen zur Verfügung (vgl. Abb. 4.3).

Das **Mittlere Hauptbassin** umfasst die Grubenfelder zwischen der Oranje-Störung und der Willem-Störung. Im Bereich der Willem-Störung wurden im Zuge der Stilllegung alle tief gelegenen Verbindungsstrecken bis in ein Niveau von rd. -209 mNHN durch insgesamt 12 Wasserdämme hydraulisch abgesperrt. So wurden auch die nördlichen Feldesteile der Gruben Willem-Sophia und Domaniale mit abgedämmt. Die Gruben Oranje Nassau II, Wilhelmina und Laura sowie die nördlichen Feldesteile der Gruben Willem-Sophia und Domaniale sind unterhalb dieses Niveaus durch zahlreiche Strecken und durchschlägige Gewinnungsbetriebe miteinander hydraulisch verbunden (Bassin 6).

Das Oranje Nassau I-Südfeld (Bassin 6a) ist mit der Grube Oranje Nassau II im Niveau von -132 und -63 mNHN durch offene Strecken verbunden. Eine unsichere Verbindung besteht zwischen Wilhelmina und Oranje Nassau I-Südfeld über angrenzende Abbaue im Niveau -225 und -150 mNHN.

Zwischen der Grube Laura und der Grube Julia bestanden Verbindungsstrecken im Niveau -255 mNHN und -437 mNHN. Diese Verbindungen wurden im Zuge der Stilllegung durch Setzen von Wasserdämmen geschlossen, der Damm im Niveau -255 mNHN wurde im November 1973 gesetzt. Die Grube Julia wurde dadurch zu einem hydraulisch eigenständigen Bassin (Bassin 7).

Das Mittlere Hauptbassin ist mit dem Südlichen Hauptbassin über offene Strecken im Niveau -139 mNHN der Grube Willem-Sophia verbunden. Oberhalb dieses Niveaus bestehen zahlreiche Streckenverbindungen über die Willem-Störung bis in ein Niveau von rd. 50 mNHN (Abb. B.6).

Die Überwachung des Standwasserniveaus im Bassin 6/6a erfolgt über den Schacht I der Grube Wilhelmina in Heerlen; im Grubenfeld Julia (Bassin 7) wurde im Schacht II im Zuge der Sicherungsarbeiten eine Pegelleitung zur Überwachung des Standwasserniveaus eingebaut.

Das **Südliche Hauptbassin** umfasst die niederländischen und deutschen Gruben südlich der Willem-Störung. Die Gruben Willem und Sophia sind über eine Verbindungsstrecke zwischen den beiden Hauptschächten im Niveau -138 mNHN verbunden. Die Gruben Willem und Domaniale sind im Feld Neu-Prick über angrenzende Abbaubetriebe im Niveau -310 mNHN verbunden. Über die 485 m-Sohle Willem-Sophia (-326 mNHN) werden die Grubenwässer dem Schacht Willem II (Domaniale) bzw. über die 500 m-Sohle dem Schacht Beerenbosch II (Domaniale) zugeführt. Die Gruben Domaniale und Gouley-Laurweg sind im Niveau -260 bis -215 mNHN über durchschlägige Abbaue im Flöz Großmühlenbach aus den Jahren 1943 bis 1951 auf einer Länge von 140 m hydraulisch verbunden. Eine Steckenverbindung zwischen Neu-Prick und der alten Grube Voccart (Gouley-Laurweg) im Niveau 46 mNHN wurde bereits 1904 durch einen Damm gesichert; über die Standfestigkeit dieses Dammes liegen keine Erkenntnisse vor.

Die Erfassung der Standwasserniveaus erfolgt im Feld Domaniale über die Schächte Willem II und Beerenbosch II; im Grubenfeld Gouley-Laurweg über den Von-Goerschen-Schacht (s. Abb. 4.3).

Für das Grubenfeld Carl-Friedrich liegt keine Angabe über die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs nach der Stilllegung 1927 vor. Grundsätzlich ist nicht auszuschließen, dass die zwischen Gouley-Laurweg und Carl-Friedrich gesetzten Wasserdämme umläufig sind und daher zumindest eine eingeschränkte Kopplung des Grubenwasseranstiegs in diesen beiden Bassins vorliegt.

B.4.2 Östliche Wasserprovinz

Im Bereich der Östlichen Wasserprovinz wurde das Grubenwasser bis zur Stilllegung der Grube Emil Mayrisch weitflächig im Niveau der 860 m-Sohle gehalten. Die Grubenfelder sind weitgehend durch Richtstrecken, verschachtelten Abbau etc. miteinander verbunden, so dass in der Schlussphase des Steinkohlenbergbaus, bis in das Jahr 1993, nur noch Wasserhaltungen auf Carl-Alexander, Emil Mayrisch und Anna erfolgten. Die bis Ende der 1960er Jahre stillgelegten Gruben / Feldesteile (Nordstern, Maria, Gemeinschaft, Carolus Magnus) bilden z.T. eigenständige Bassins, in denen nach der Stilllegung schon ein Teilgrubenwasseranstieg erfolgt war. Einen Überblick über die maßgeblichen hydraulischen Verbindungen und die einzelnen Bassins der Östlichen Wasserprovinz gibt Abb. B.7.

Mit der Wasserhaltung **Anna** am Standort Eduard-Schacht wurden die zulaufenden Grubenwässer aus den auf der westlichen Scholle der Östlichen Wasserprovinz, zwischen Feldbiss und Sandgewand gelegenen Gruben im Niveau der 610 m-Sohle (-441 mNHN) und der 860 m-Sohle (-692 mNHN) gefasst (Wasserbassin I).

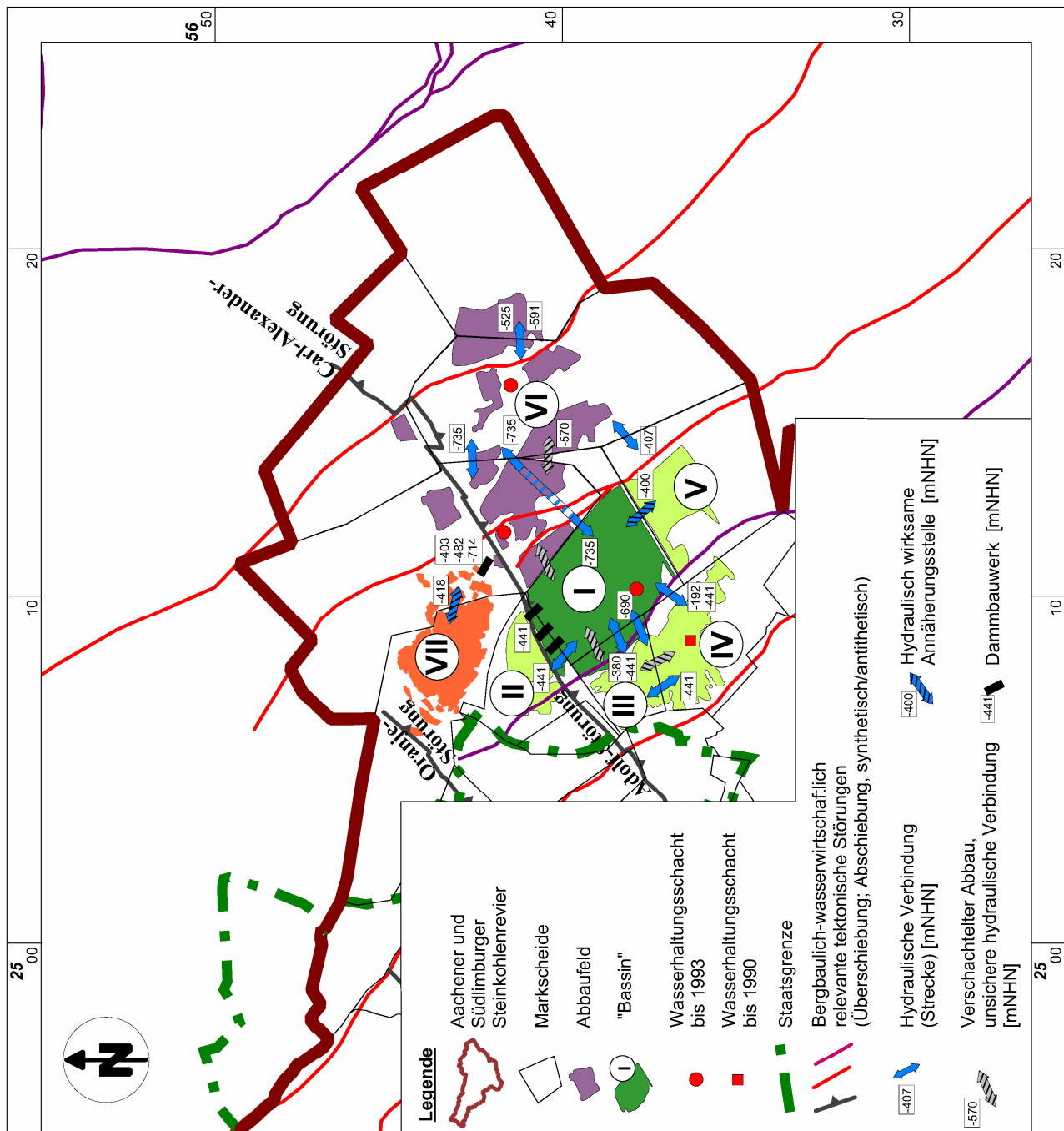


Abb. B.7: Überblick über die hydraulischen Verbindungen innerhalb der Östlichen Wasserprovinz und die Wasserbassins vor der Einstellung der Wasserhaltung 1993

Die Grubenwässer von **Adolf** wurden seit etwa 1972 über die Verbindungsstrecken im Niveau der 610 m-Sohle (-441 mNHN) und der 860 m-Sohle (-692 mNHN) zugeführt. Der Wasserzulauf über die Adolf-Störung erfolgte im Niveau der 610 m-Sohle; nördlich der Adolf-Störung stellte sich entsprechend ein Standwasserniveau im Niveau der 610 m-Sohle (-441 mNHN) ein (Bassin II).

Der Zulauf von **Gemeinschaft** erfolgte über die Richtstrecken im Niveau der 610 m-Sohle (-441 mNHN) und der 360 m-Sohle (-192 mNHN). Bis 1990 wurde das auf der 216 m-Sohle (-61 mNHN) anfallende Wasser durch eine Wasserhaltung im Feld Gemeinschaft gehoben

(Schacht 1); danach wurde es über die tiefer gelegenen Sohlen dem Eduard-Schacht zugeführt (Bassin III).

Der Wasserzulauf aus den Stilllegungsbereichen der Grube **Nordstern** erfolgte über die 610 m- und 460 m-Sohle (Bassin IV). In den Grubenfeldern Gemeinschaft und Nordstern lag das Standwasserniveau damit zum Zeitpunkt der Stilllegung der Wasserhaltung 1993 im Wesentlichen im Niveau der 610 m-Sohle (rd. -441 mNHN). Lediglich im Umfeld des am Süd- rand des Feldes Nordstern von Anna aus aufgefahrenen Hauptquerschlags auf der 860 m-Sohle lag das Standwasserniveau lokal tiefer.

Die **Grube Maria** wurde nach der Stilllegung 1962 zunächst bis in ein Niveau von -422 mNHN geflutet. Dort wurde das Grubenwasser 1978 über eine Wasserhaltung im Neuschacht angenommen und bis 1990 über eine Richtstrecke auf der 530 m-Sohle (-407 mNHN) der Schachthanlage Emil Mayrisch zugeleitet. Nach Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahme Maria wurde diese Verbindung mit einem Wetterdamm abgesperrt. Wasserdurchtritte im Bereich dieses Dammes wurden nicht beobachtet, so dass davon auszugehen ist, dass sich im Feld Maria ein Standwasserniveau zwischen -420 und -407 mNHN einstellte (Bassin V).

Das Grubengebäude Maria ist oberhalb der 630 m-Sohle (-450 mNHN) mit dem Grubenfeld Anna durch Annäherungen in Abbaubereichen bei etwa -400 mNHN verbunden. Das Grubenwasser trat daher nach 1990 dem Eduard-Schacht über die 610 m-Sohle (-441 mNHN) zu.

Darüber hinaus bestehen auch zwischen Anna und Carl-Alexander zahlreiche Annäherungen die z. T. als wirksame hydraulische Verbindungen angesehen werden. Mit der Auffahrung des „Sandgewand-Querschlags“ im Niveau der 860 m-Sohle wurde 1983 dann auch eine Verbindung zur Grube Emil Mayrisch geschaffen; die Baue im Feld Carl-Alexander wurden dabei unterfahren.

In den östlich der Sandgewand gelegenen Gruben wurden bis zuletzt eigenständige Wasserhaltungen betrieben.

Die Wasserhaltung der Grube **Carolus Magnus** wurde nach Verfüllung der Schächte Ende 1962 eingestellt. Konkrete Erkenntnisse über den Verlauf des Grubenwasseranstiegs fehlen. Nach den vorliegenden Unterlagen ist davon auszugehen, dass das Grubengebäude mindestens bis in das Niveau der Annäherungsstelle zu den Bauen der Grube Carl-Alexander im Flöz D (-410 bis -418 mNHN) abgesoffen ist und dann ein Übertritt zur Grube Carl-Alexander erfolgte; Angaben zum genauen Zeitpunkt des Übertritts liegen nicht vor. Die übertretenden Wässer wurden durch die Wasserhaltung Carl-Alexander bis 1978 im Niveau der 625 m-Sohle (-489 mNHN) und der 855 m-Sohle (-719 mNHN) kurz gehalten.

Im Zusammenhang mit der Stilllegung der Grube **Carl-Alexander** wurden dann 1978 die Wasserzutritte aus dem Feld Carolus Magnus sowie dem Nordwestfeld der Grube Carl-Alexander durch Setzen von 3 Wasserdämmen auf den Verbindungsstrecken zum Schacht im Niveau der 1., 2. und 3. Sohle abgedämmt (s. Abb. B.7, Bassin VII). Der Verlauf des Grubenwasseranstiegs hinter den Wasserdämmen, d.h. im NW-Feld Carl-Alexander sowie im Feld Carolus Magnus wurde anhand von Manometern bis 1980 überwacht; danach wurden die Streckenzugänge zu den Wasserdämmen abgeworfen. Nach 1978 wurden die im Stilllegungs-

bereich Carl-Alexander anfallenden Grubenwässer weiter im Schacht II gehoben. Darüber hinaus bestehen in Grenzbauen am SE-Rand des Feldes Carl-Alexander Annäherungsstellen nach Emil Mayrisch in verschiedenen Teufenniveaus (u.a. bei -570 mNHN).

Die Wasserzutritte in den von Emil Mayrisch aus aufgefahrenen Abbaubetrieben im Nordfeld Carl-Alexander wurden im Niveau der 860 m-Sohle (-735mNHN) direkt der Wasserhaltung Emil Mayrisch zugeführt. Die Wasserhaltung Emil Mayrisch (Schacht I) fasste neben den aus Carl-Alexander zutretenden Wässern, auch die in den Grubenfeldern **Emil Mayrisch, Norbert Metz und Glückauf Aachen** über mehrere Sohlen zutretenden Wässer im Niveau der 710 m-Sohle (-591 mNHN) und der 860 m-Sohle (-735 mNHN). Zusammen mit dem Stilllegungsbereich Carl-Alexander bildeten diese Abbaufelder ein hydraulisch zusammenhängendes Bassin VI.

Unter Berücksichtigung der Höhenlage der Standwasserniveaus in den einzelnen Bassins bzw. dem Wasserhaltungsniveau zum Zeitpunkt der Einstellung der Wasserhaltungsmaßnahmen in 1993 sind in der Östlichen Wasserprovinz anhand der oben beschriebenen hydraulischen Verbindungen im Hinblick auf die Entwicklung des Grubenwasseranstiegs drei Hauptbereiche zu unterscheiden (Abb. 4.4):

- das **Hauptbassin Anna/Emil Mayrisch** (Bassins I/VI) mit den Grubenfeldern
 - Anna
 - Carl-Alexander (ohne Nordwestfeld)
 - Emil Mayrisch
 - Norbert Metz
 - Glückauf AachenHauptwasserhaltungsniveau -735 mNHN
- die **älteren Stilllegungsbereiche im Umfeld der Grube Anna** mit den Grubenfeldern
 - Adolf (Bassin II)
 - Nordstern (Bassin III)
 - Gemeinschaft (Bassin IV)
 - Maria (Bassin V)Standwasserniveau -420 mNHN
- das **Hauptbassin Carolus Magnus** (Bassin VII) mit den Grubenfeldern
 - Carolus Magnus
 - Carl-Alexander, NordwestfeldStandwasserniveau unbekannt (etwa -190 mNHN)

Anhang C

Detailanalyse zum Verlauf des Grubenwasseranstiegs

C.1 Westliche Wasserprovinz

C.1.1 Teilanstieg Nördliches Hauptbassin bis 1994 (Phase W1 bis Phase W3)

- Bassin 1 - Grube Maurits

Im Nördlichen Hauptbassin wurde im 4. Quartal 1967 zunächst die Wasserhaltung der Grube Maurits eingestellt. Angaben zum Anstiegsverlauf liegen nur für einen begrenzten Zeitraum zwischen 04. und 08.1968 vor, so dass keine konkreten Angaben über den Anstiegsverlauf und Wechselwirkungen mit der südlich angrenzenden Grube Emma möglich sind (s. Abb. C.1). Die Anstiegsgeschwindigkeit war in dieser Phase mit 330 m/a sehr hoch, was bei den vergleichsweise geringen Wasserzuläufen (vgl. Tab. 5.1) auf ein geringes Hohlraumvolumen der Unterwerksbaue (unterhalb 810 m-Sohle, -738 mNHN) hindeutet.

- Bassins 2 und 3 - Emma/Hendrik

Im Bereich der Grube Emma/Hendrik wurden die Wasserhaltungen in den einzelnen Feldesteilen ab Mitte 1970 sukzessive eingestellt (Abb. C.1). In den Feldesteilen Emma-Nord (mit Hendrik-Süd) und Emma-Mitte erfolgte der Grubenwasseranstieg bis zum Einstau der Verbindungsstrecken zu den jeweils angrenzenden Feldesteilen (vgl. Abb. B.6) unabhängig voneinander mit Anstiegsgeschwindigkeiten von 47 m/a (Emma-Nord) bzw. 41 m/a (Emma-Mitte).

Nach dem Einstau der Übertrittsstellen traten die Wasserzuläufe von Emma-Nord und Emma-Mitte etwa zeitgleich ab 01.1974 dem noch in Betrieb befindlichen Feldesteil Emma-Süd zu. Nach Einstellung der Wasserhaltung Emma-Süd in 03.1974 erfolgte hier bis zum Erreichen des Standwasserniveaus des angrenzenden Feldesteils Emma-Mitte bei -480 mNHN (vgl. Abb. B.6) aufgrund der erhöhten Wasserzuläufe auch aus den benachbarten Feldesteilen ein schneller Anstieg mit einer mittleren Anstiegsgeschwindigkeit von 200 m/a. Ab 01.1975 traten zusätzlich Grubenwässer aus dem Bassin 5 (Oranje Nassau I-Nordfeld, Oranje Nassau III, Oranje Nassau IV) zu (s.u.). Weitere Angaben liegen aus dem Bereich der Grube Emma/Hendrik nicht vor, da keine Messmöglichkeiten mehr bestanden.

- Bassin 5 - Oranje Nassau I-Nordfeld, Oranje Nassau III und IV

Im Bassin 5 wurden die Wasserhaltungen zwischen 1971 (Oranje Nassau IV) und 09.1974 (Oranje Nassau I-Nordfeld) eingestellt. Bis 01.1975 stieg das Standwasserniveau in das Niveau der 420 m-Sohle (-325 mNHN) an (Abb. C.1); frühere Daten liegen nicht vor. Im Niveau der 420 m-Sohle traten die Wasserzuläufe aus dem Bassin 5 in das angrenzende Bassin 3 über, so dass das Standwasserniveau im Bassin 5 bis zur Auffüllung der Bassins 2 und 3 zunächst stagnierte (vgl. Abb. B.6). Die Stagnation der Wasserstände belegt die gute hydraulische Verbindung zwischen den Bassins 3 und 5 über die bekannte Verbindungsstrecke im Niveau -325 mNHN.

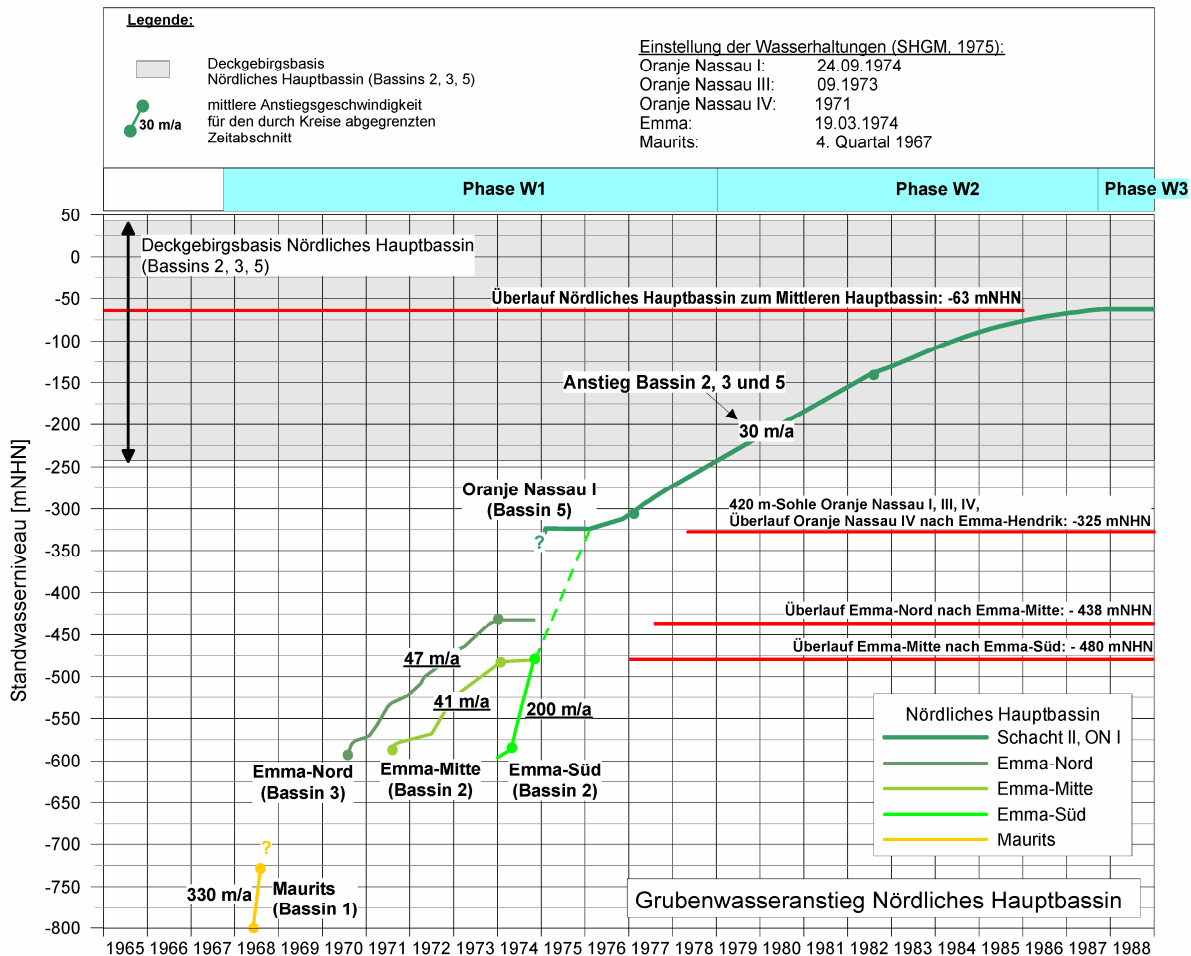


Abb. C.1: Verlauf des Grubenwasseranstiegs im Nördlichen Hauptbassin mit Anstiegsgeschwindigkeiten und hydraulisch relevanten Übertrittsstellen

Etwa ab Mitte 1976 setzt sich der Anstieg des Standwasserniveaus im Bassin 5 weiter fort. Es ist davon auszugehen, dass sich die einzelnen Bassins innerhalb des Nördlichen Hauptbassins zu diesem Zeitpunkt zu einem einheitlichen Bassin zusammengeschlossen und der weitere Anstieg aufgrund der guten hydraulischen Verbindung auf einem weitgehend einheitlichen Niveau erfolgte.

- Nördliches Hauptbassin, gesamt

Zwischen Anfang 1976 und Mitte 1982 stieg das Standwasserniveau im gesamten Nördlichen Hauptbassin mit einer weitgehend konstanten mittleren Anstiegsgeschwindigkeit von 30 m/a an (Abb. C.1). Dabei wurde zunächst nur in den tiefer gelegenen Feldesteilen insbesondere von Emma-Nord bereits das Deckgebirge eingestaut. Ab Mitte 1982 machte sich der weitere Einstau des Deckgebirges auch im Bereich der Oranje Nassau-Gruben in einer sukzessiven Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit bemerkbar, was auf einen Rückgang der Zuläufe aus dem Deckgebirge hinweist. Im Oktober 1987 erfolgte schließlich der Einstau der Verbindungsstrecke zum Mittleren Hauptbassin im Niveau von -63 mNHN (vgl. Abb. B.6), woraufhin sich ab 11.1987 ein konstantes Standwasserniveau von -62 mNHN einstellte (Phase W3).

Ein signifikanter Überstau des Niveaus der Verbindungsstrecke fand dabei nicht statt; auch ist der Zeitpunkt des Überlaufs durch eine vergleichsweise abrupte Stagnation des Standwasserniveaus gekennzeichnet (s. Abb. C.3). Beides deutet auf einen hydraulisch uneingeschränkten Überlauf der im Nördlichen Hauptbassin zutretenden Grubenwässer über die Verbindungsstrecke nach Süden hin.

C.1.2 Teilanstieg Mittleres Hauptbassin bis 1994 (Phase W1 bis Phase W3)

Der Anstiegsverlauf in den einzelnen Bassins des Mittleren Hauptbassins ist insgesamt deutlich komplexer und nur teilweise durch Messdaten belegt. Vollständige Daten liegen nur für die Felder Wilhelmina (Bassin 6) und Julia (Bassin 7) vor (s. Abb. C.2).

- Bassin 6 - Wilhemina

Im Feld Wilhelmina wurde die Wasserhaltung gemäß SHGM (1975) im 2. Quartal 1970 vollständig eingestellt; die Unterwerksbaue unterhalb der 785 m-Sohle (-620 mNHN) wurden nach den vorliegenden Messdaten bereits 1969 geflutet. Nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung erfolgte der Anstieg zwischen der 785 m-Sohle und der 506 m-Sohle (-349 mNHN) aufgrund des vergleichsweise geringen Durchbauungsgrades und Wasserzutritten aus den benachbarten Gruben bis Ende 1970 mit einer sehr hohen Geschwindigkeit von rd. 300 m/a (Abb. C.2). Mit Annäherung an die 506 m-Sohle ging die Anstiegsgeschwindigkeit sukzessive zurück.

Bis zum Erreichen der 506 m-Sohle erfolgten Wasserzutritte aus Laura über die bekannten Annäherungsstellen nach Wilhelmina. Das Standwasserniveau im Feld Laura lag vor Erreichen der 506 m-Sohle noch deutlich höher als im Feld Wilhelmina (Abb. C.2). Dies weist darauf hin, dass die Wasserzuläufe im Feld Laura (in dieser Anstiegsphase rd. 1 m³/min gemäß Betriebsunterlagen) größer waren als die hydraulische Kapazität der Annäherungsstellen. Zugleich ist davon auszugehen, dass im Niveau der 506 m-Sohle (-345 mNHN, s. Abb. B.6) auch Wasserzutritte aus der bereits 1970 stillgelegten Grube Willem-Sophia erfolgten (abgeschätzt rd. 0,5 m³/min nach Betriebsunterlagen; vgl. Tab. 5.1).

Mit dem Überstau der 506 m-Sohle stellte sich bis zum Erreichen der Verbindungsstrecke zur Grube Oranje Nassau II im Niveau -280 mNHN zwischen 04.1971 und 12.1973 eine etwa konstante Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 33 m/a ein. In dieser Phase erfolgte der Grubenwasseranstieg in den Grubenfeldern Wilhelmina, Laura und Willem-Sophia (Teilbereich Bassin 6) bei einem mittleren Grubenwasserzulauf von rd. 2,0 m³/min (Wilhelmina: rd. 0,5 m³/min, Laura; rd. 1,0 m³/min, Willem: rd. 0,5 m³/min) auf einem einheitlichen Niveau ohne weitere Zuflüsse von außerhalb.

Mit dem Einstau der Verbindungsstrecke zur Grube Oranje Nassau II bei -280 mNHN und dem Überstau der Verbindungsstrecke zur Grube Julia im Niveau -255 mNHN kommt es ab Ende 1973 zu einer Überlagerung verschiedener Grubenwasserströme. Im Niveau -280 mNHN erfolgt zunächst der hydraulische Ausgleich zwischen der Grube Oranje Nas-

Die deutliche Zunahme der Anstiegsgeschwindigkeit etwa ab 06.1974 ist am ehesten durch den Zutritt der Wässer aus dem durch starke Wasserzuläufe gekennzeichneten Bassin 6a (Oranje Nassau I-Südfeld) in das Bassin 6 zu erklären. Die Einstellung der Wasserhaltung im Oranje Nassau I-Südfeld erfolgte in 1973 im Zusammenhang mit der Abdämmung der Teilstilllegungsbereiche gegen die bis zuletzt betriebenen Gruben; aufgrund der sehr starken Wasserzuläufe ist davon auszugehen, dass das Standwasserniveau hier sehr schnell anstieg. Mit Erreichen eines Anstiegsniveaus von -130 mNHN erfolgte der Übertritt von Oranje Nassau I-Südfeld zur Grube Oranje Nassau II. Die Zulaufmengen aus Oranje Nassau I-Südfeld sind in diesem Niveau gemäß Betriebsakten mit rd. 2 m³/min anzusetzen. Gleichzeitig ist davon auszugehen, dass mit dem Überstau der Verbindungsstrecke zum Bassin 7 (Feld Julia) bei -255 mNHN Mitte 1974 auch ein Abstrom von Grubenwässern aus dem Bassin 6 in das Bassin 7 erfolgte. Wie sich aus dem weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs ergibt, war diese

Verbindungsstrecke trotz Abdämmung weiterhin hydraulisch wirksam. Insgesamt ergibt sich so für diesen Teilabschnitt der Anstiegsphase im Bassin 6 eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von 38 m/a bei einem Zulauf von rd. 3,0 m³/min.

- Bassin 7 - Julia

Die Wasserhaltung der Grube Julia wurde am 01.1975 vollständig eingestellt. Der Anstieg erfolgte hier bis zum Überstau der Verbindungsstrecke zum Bassin 6 bei -255 mNHN mit einer mittleren Geschwindigkeit von 80 m/a (s. Abb. C.2). Die vergleichsweise große Anstiegsgeschwindigkeit ist auf die Zuläufe aus Bassin 6 über die abgedämmte Verbindungsstrecke bei -255 mNHN zurückzuführen. Mit dem Überstau der Verbindungsstrecke zum Bassin 6 und der Stagnation der Wasserstände im Bassin 6 ab 1978 nehmen die Wasserzuläufe aus Bassin 6 nach Bassin 7 sukzessive ab. Die Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Julia ging damit ebenfalls sukzessive zurück, bis etwa im Juni 1982 der Einstau des Standwasserniveaus im Bassin 6 bei rd. -128 mNHN erfolgte.

- Mittleres Hauptbassin, gesamt

Die weitere Entwicklung der hydraulischen Verhältnisse innerhalb des Mittleren Hauptbassins nach dem Überlauf in das Südliche Hauptbassin (Phasen W2 und W3) verdeutlicht Abb. C.3. Im Feld Julia setzte sich der Grubenwasseranstieg nach dem Überstau des Standwasserniveaus im Bassin 6 aufgrund der begrenzten hydraulischen Leistungsfähigkeit der abgedämmten Verbindungsstrecke bei -255 mNHN mit einer sehr geringen Anstiegsgeschwindigkeit von nur noch 1 m/a langsam fort, während sich im Bassin 6 zunächst ein weitgehend konstantes Standwasserniveau bei -126 mNHN einstellte (Phase W2b). Bis November 1987 bildete sich zwischen den Bassins 6 und 7 eine Höhendifferenz von rd. 3 m aus. Die Strömungsrichtung zwischen den Bassins kehrte sich damit zu Beginn der Phase 2b um. Die in der Phase W2a nach Julia übergetretenen Wässer strömten in der Phase 2b nun ebenfalls dem Südlichen Hauptbassin zu, darüber hinaus traten die im Feld Julia zutretenden Grubenwässer teilweise in das Bassin 6 über.

Der zusätzliche Zulauf von Grubenwässern aus dem Nördlichen Hauptbassin ab November 1987 (Phase W3a) bewirkte in den Bassins 6 und 7 einen leichten, aber signifikanten Anstieg des Standwasserniveaus um rd. 3 m bis auf ein Niveau von -122 mNHN im Bassin 6 bzw. -120 mNHN im Bassin 7. Dieser Anstieg deutet darauf hin, dass das zusätzlich zulaufende Grubenwasser nicht ungehemmt in das Südliche Hauptbassin ablaufen konnte.

In der 2. Jahreshälfte 1990 deutete sich mit dem plötzlichen Absinken der Standwasserniveaus im Bassin 6 um rd. 4 m sowie im Bassin 7 um rd. 2 m eine Veränderung des hydraulischen Systems an (Phase W3b). Offensichtlich änderte sich die hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindungsstrecke zum Südlichen Hauptbassin, was einen zwischenzeitlich verstärkten Abstrom zur Folge hatte. Das Standwasserniveau im Bassin 6 sank dabei kurzfristig wieder bis auf -126 mNHN ab. Diese Veränderung kann durch Erosionsvorgänge verursacht sein, die zwischenzeitlich die hydraulische Wegsamkeit erhöhten. Dieser Vorgang war aber offensichtlich reversibel, denn im Weiteren stiegen die Standwasserniveaus in den Bassins 6 und 7 wieder deutlich an und stellten sich schließlich bis zur Einstellung der Wasserhaltungsmaßnah-

men im Südlichen Hauptbassin in 01.1994 bei rd. -120 mNHN ein; der genaue Anstiegsverlauf zwischen 07.1992 und 01.1993 ist nicht dokumentiert.

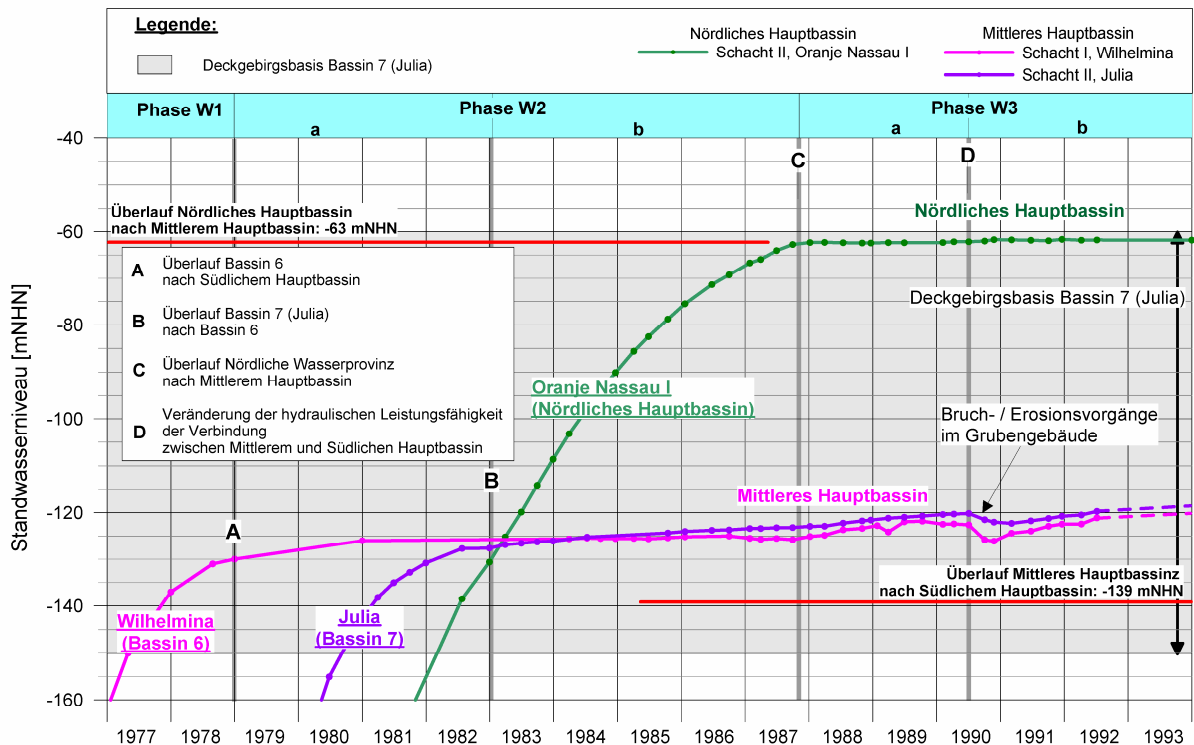


Abb. C.3: Detailentwicklung der Standwasserniveaus im Mittleren Hauptbassin nach Einstau der Verbindungsstrecken zum Südlichen Hautbassin sowie dem Zulauf von Grubenwässern aus dem Nördlichen Hauptbassin

C.1.3 Teilanstieg Südliches Hauptbassin bis Januar 1994 (Phase W1 bis Phase W3)

Die Wasserhaltung der Grube Gouley-Laurweg wurde im September 1969 im Niveau der 850 m-Sohle eingestellt, nachdem die Förderung etwa ab Juli 1969 bereits zurückgefahren wurde. Das Standwasserniveau stieg nach der vollständigen Einstellung der Wasserhaltung auf der 850 m-Sohle mit einer sehr großen Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 1.800 m/a innerhalb eines Monat um rd. 150 m bis in das Niveau der 650 m-Sohle (-465 mNHN) an (Abb. C.4). Die sehr hohe Anstiegsgeschwindigkeit weist auf das vergleichsweise geringe Hohlraumvolumen im Niveau der 850 m-Sohle hin, die erst kurz vor der Stilllegung als Fördersohle in Betrieb gegangen war (s. Kap. B.2.1).

Zum Schutz des Betriebs der Grube Willem-Sophia wurden die Wasserhaltungen Gouley-Laurweg auf der 650 m-Sohle und Domaniale auf der 620 m-Sohle bis 1970 zunächst weiter betrieben. Im Oktober 1970 wurde auch die Wasserhaltung Gouley-Laurweg auf der 650 m-Sohle eingestellt und nur der Eigenzufluss auf der 430 m-Sohle (rd. 1 m³/min²) noch gesondert gehoben. Im Von-Goerschen-Schacht stieg das Standwasserniveau nach Einstellung der

Wasserhaltung auf der 650 m-Sohle schnell (mittlere Anstiegsgeschwindigkeit rd. 160 m/a) bis in das Niveau der 430 m-Sohle an. Mit Erreichen der 430 m-Sohle wurde die Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht im Dezember 1971 vorübergehend wieder vollumfänglich aufgenommen.

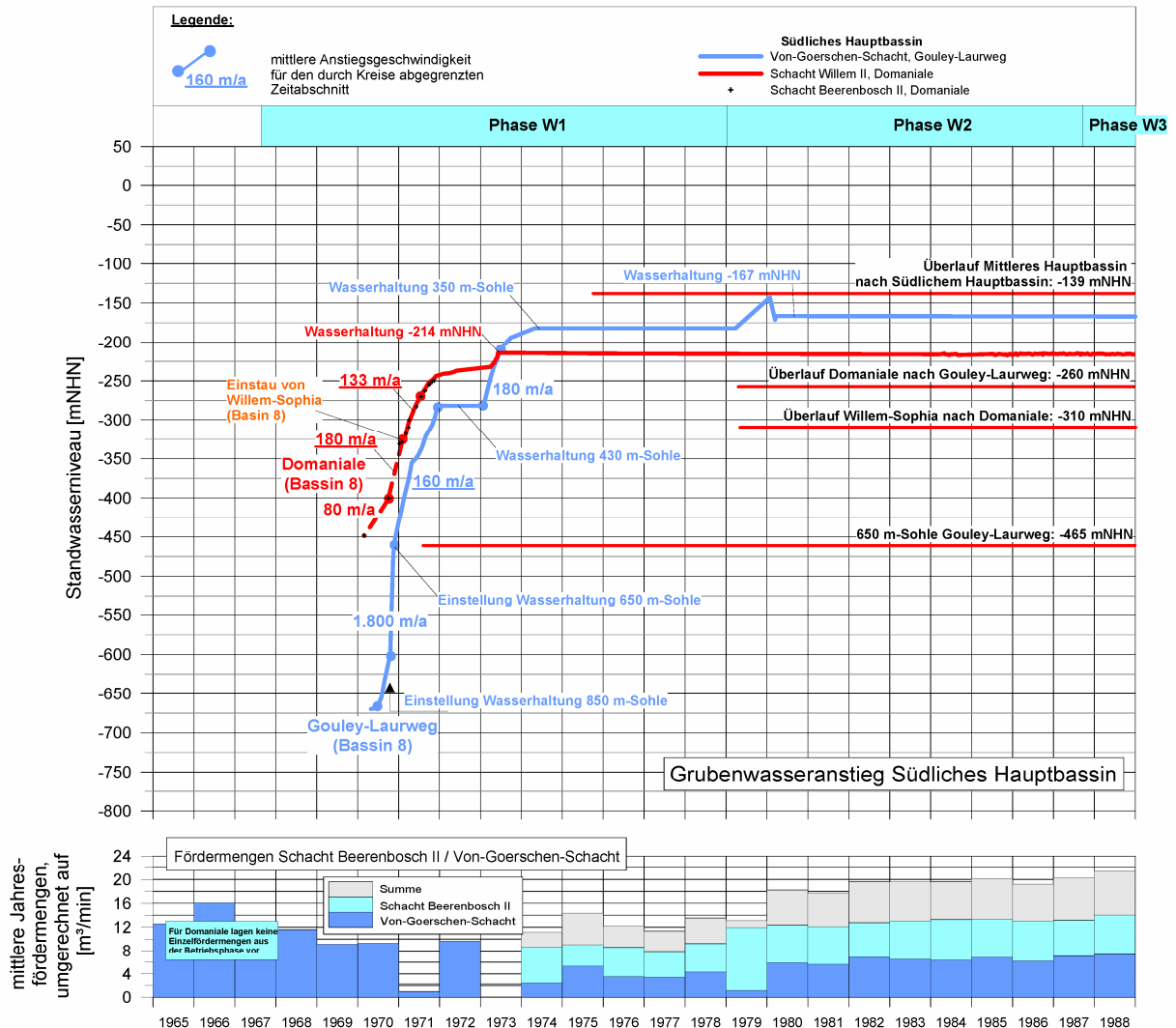


Abb. C.4: Entwicklung des Grubenwasseranstiegs im Südlichen Hauptbassin nach der Stilllegung der Gruben bis zur Wiederaufnahme der Schutzwasserhaltung

Nach Einstellung der Wasserhaltung im Feld Willem-Sophia im Niveau der 590 m-Sohle (-432 mNHN) am 10.07.1970 stieg das Grubenwasser hier in das Niveau der Übertrittsstelle zur Grube Domaniale bei -310 mNHN an und lief dann zur Grube Domaniale über (Übertrittsmenge rd. 2,7 m³/min). Im April 1971 wurde in Domaniale das Niveau der Übertrittsstelle eingestaut, so dass der weitere Anstieg in beiden Gruben gemeinsam erfolgte.

Im Feld Domaniale stellte sich nach Einstellung der Wasserhaltung im Februar 1970 mit dem Überlauf der Wasser aus Willem-Sophia ab Oktober 1970 eine Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 180 m/a ein. Nach dem Ausgleich des Standwasserniveaus mit Willem-Sophia erfolgte der weitere gemeinsame Anstieg mit einer deutlich reduzierten mittleren Geschwindigkeit von rd. 133 m/a.

Im Zusammenhang mit dem Einstau der Annäherungsstelle zum Grubenfeld Gouley-Laurweg im Flöz Großmühlenbach bei rd. -260 mNHN trat Grubenwasser aus dem Feld Domaniale ab etwa Oktober 1971 sukzessive in das Feld Gouley-Laurweg über. Die übertretende Wassermenge musste durch den Pumpbetrieb im Von-Goerschen-Schacht gefasst werden.

Aufgrund der stark ansteigenden Wasserzuläufe wurde die Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht auf das Niveau der 350 m-Sohle angehoben. Nach Einstellung des Pumpbetriebes auf der 430 m-Sohle im Januar 1973 stieg der Wasserspiegel im Grubenfeld Gouley-Laurweg bis zum Gleichstand mit dem Feld Domaniale im Mai 1973 mit einer Geschwindigkeit von 180 m/a an. Nach dem Ausgleich der Druckhöhen zum Feld Domaniale stieg auch hier das Standwasserniveau wieder deutlich an.

Im Juni 1973 musste die Pumpanlage im Schacht Beerenbosch II wieder in Betrieb genommen werden, um einen Überstau der Annäherungsstelle 2 zur Östlichen Wasserprovinz zu verhindern (vgl. Abb. 4.2). Der Wasserspiegel wurde daraufhin im Feld Domaniale bis 1994 im Niveau zwischen -214 und -225 mNHN kurz gehalten.

Die Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Gouley-Laurweg konnte durch die Wiederaufnahme der Wasserhaltung im Schacht Beerenbosch II deutlich reduziert werden, da mit dem Überstau des Wasserhaltungsniveaus im Feld Domaniale Wasserübertritte nach Domaniale erfolgten. Im Mai 1974 wurde die Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht dann im Niveau der 350 m-Sohle (-182 mNHN) wieder aufgenommen, um das Wasser hier unterhalb des Niveaus der Annäherungsstelle 3 zur Östlichen Wasserprovinz zu halten (vgl. Abb. 4.2). Zwischen März 1979 und Januar 1981 wurde die Wasserhaltung kurzzeitig eingestellt und das Wasserhaltungsniveau nochmals leicht auf -167 mNHN angehoben. Das in den Wasserhaltungsschächten Beerenbosch II und Von-Goerschen-Schacht gehobene Grubenwasser wurde in die Wurm abgeleitet.

C.1.4 Anstieg nach Einstellung der betrieblichen Wasserhaltung ab Januar 1994 (Phase W4 und Phase W5)

Die endgültige Einstellung der betrieblichen Wasserhaltungsmaßnahmen in der Westlichen Wasserprovinz erfolgte im Januar 1994. In der Anfangsphase des Anstiegs wurden zunächst die Gruben des Südlichen Hauptbassins aufgefüllt (Phase W4; Abb. C.5). Mit den Zuläufen aus Gouley-Laurweg und aus dem Mittleren Hauptbassin erfolgte die Auffüllung der Gruben Domaniale und Willem-Sophia zunächst mit einer hohen Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 470 m/a. Im Feld Gouley-Laurweg stieg das Standwasserniveau gleichzeitig mit einer mittleren Geschwindigkeit von 143 m/a an. Nachdem in Domaniale und Willem-Sophia das Standwasserniveau in Gouley-Laurweg eingestaut wurde, setzte sich der Anstieg in beiden Bassins bis zum Erreichen des Standwasserniveaus im Mittleren Hauptbassin im Mai 1994 auf einem einheitlichen Niveau bei einer mittleren Geschwindigkeit von rd. 150 m/a fort.

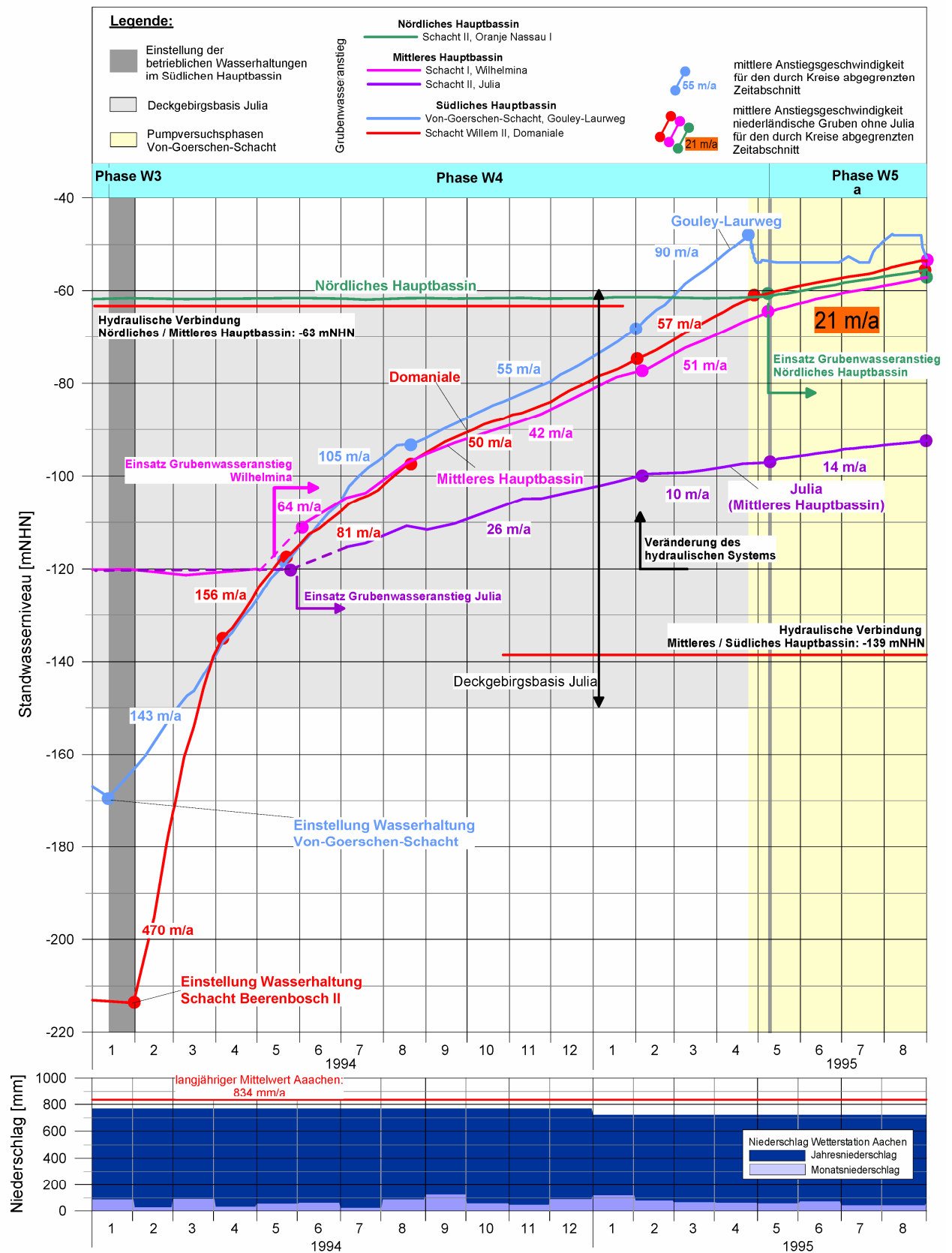


Abb. C.5: Entwicklung des Grubenwasseranstiegs nach vollständiger Einstellung der Wasserhaltung - Phase W4 (01.1994 bis 05.1995)

Mit dem Überstau der Verbindungsstrecke zum Mittleren Hauptbassin im Mai 1994 setzte auch hier der Grubenwasseranstieg wieder ein; der genaue Zeitpunkt für das Einsetzen des Anstiegs im Mittleren Hauptbassin lässt sich allerdings anhand der lückenhaften Beobachtungsdaten für diesen Zeitraum nur abschätzen.

Aufgrund des vergrößerten Einstauvolumens ging die Anstiegsgeschwindigkeit insgesamt deutlich zurück. Nach einer Übergangsphase stellte sich in den Grubenfeldern des Mittleren und Südlichen Hauptbassins ab etwa August 1994 ein weitgehend einheitlicher Anstiegsverlauf mit einer mittleren Geschwindigkeit zwischen rd. 42 m/a (Mittleres Hauptbassin) und 55 m/a (Gouley-Laurweg) ein. Dabei erfolgte der Anstieg im Mittleren Hauptbassin und den südlich angrenzenden Gruben Willem-Sophia und Domaniale des Südlichen Hauptbassins zunächst auf einem weitgehend einheitlichen Niveau, während sich zwischen Domaniale und Gouley-Laurweg bis Februar 1995 eine Differenz der Standwasserniveaus von rd. 7 m einstellte.

Eine Sonderrolle spielt das Bassin 7 - Julia, in dem der Grubenwasseranstieg zwar ebenfalls etwa im Mai 1994 wieder einsetzte, aber mit einer deutlich geringeren Anstiegsgeschwindigkeit von zunächst nur rd. 26 m/a. Dabei wurde hier bereits sukzessive das Deckgebirge eingestaut. Bis Januar 1995 bildete sich eine Differenz zu den Standwasserniveaus der übrigen Bassins des Mittleren Hauptbassins von rd. 15 m aus. Dies belegt die begrenzte hydraulische Anbindung des Bassins 7 - Julia an das Mittlere Hauptbassin über die abgedämmte Verbindungsstrecke bei -255 mNHN, was sich schon im Rahmen der ersten Anstiegsphase andeutete (vgl. Kap. C.1.3).

Im Februar/März 1995 zeichnet sich mit der deutlichen Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Julia auf 10 m/a eine signifikante Reduzierung der Wasserzuläufe aus dem Mittleren Hauptbassin ab; dies kann nur auf eine veränderte hydraulische Leistungsfähigkeit der abgedämmten Verbindungsstrecke zurückgeführt werden. Gleichzeitig stieg die Anstiegsgeschwindigkeit in den übrigen Bassins deutlich an; im Feld Gouley-Laurweg auf rd. 90 m/a, im Feld Domaniale und im Mittleren Hauptbassin (ohne Julia) auf rd. 57 m/a bzw. 51 m/a.

Im Zuge dieser Veränderung des hydraulischen Systems stieg die Differenz der Standwasserniveaus zwischen den Gruben Gouley-Laurweg und Domaniale bis April 1995 auf rd. 14 m an; gleichzeitig bildete sich auch zwischen Domaniale und dem Mittleren Hauptbassin eine Differenz der Standwasserniveaus von rd. 5 m aus. Die Druckdifferenz zwischen Julia und den westlich angrenzenden Gruben des Mittleren Hauptbassins stieg dabei bis auf rd. 32 m an.

Im April 1995 wurde mit Erreichen eines Standwasserniveaus von -48 mNHN im Niveau einer möglichen Verbindungsstrecke zwischen den Feldern Gouley-Laurweg und Neu Prick (Domaniale, vgl. Abb. B.6) im Von-Goerschen-Schacht eine erste Pumpversuchsphase zur Überprüfung der hydraulischen Verhältnisse innerhalb der Westlichen Wasserprovinz begonnen. Der Pumpversuch dauerte bis November 1995; es erfolgte eine stufenweise Absenkung des Standwasserniveaus bis auf -60 mNHN (vgl. Abb. C.6). In der Anfangsphase des Pumpversuchs wurde im Mittleren Hauptbassin (ohne Julia) und in den Gruben Domaniale / Willem-Sophia des Südlichen Mittleren Hauptbassin das Standwasserniveau des Nördlichen Mitt-

leren Hauptbassin bei -63 mNHN eingestaut. Im Mai 1995 setzte damit dann auch im Nördlichen Mittleren Hauptbassin der Grubenwasseranstieg wieder ein. (Phase W5, Abb. C.5).

In der Phase W5 schlossen sich somit die Bassins der Westlichen Wasserprovinz zu einer einheitlichen Wasserprovinz zusammen. Der weitere Anstieg erfolgte seitdem flächenhaft in der gesamten Westlichen Wasserprovinz. Ende 1998 kam es zu einer signifikanten Änderung der hydraulischen Verhältnisse, wodurch sich hinsichtlich der Anstiegscharakteristik die Phase W5 in zwei Teilphasen gliedern lässt (Phasen W5a und W5b, Abb. C.6).

Die Phase W5a (Abb. C.6) ist gekennzeichnet durch eine sukzessive Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeiten in der gesamten Westlichen Wasserprovinz. Mit dem Einstau des Standwasserniveaus im Nördlichen Hauptbassin und der damit verbundenen Vergrößerung des zu flutenden Volumens ging die Anstiegsgeschwindigkeit zunächst sprunghaft auf rd. 21 m/a zurück; zusätzlich wurde der Anstieg in dieser Phase durch den zeitgleich im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuch beeinflusst. Nach Abschluss des Pumpversuchs im Von-Goerschen-Schacht und der Wiederauffüllung des temporär erzeugten Absenkungstrichters stellte sich in der zweiten Jahreshälfte 1996 eine weiter deutlich reduzierte mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von 11 m/a ein. Dabei lagen die Standwasserniveaus im Nördlichen und Mittleren Hauptbassin auf einem weitgehend einheitlichen Niveau, während sich zum Feld Domaniale wie bereits vor Beginn des Pumpversuchs eine Druckhöhendifferenz von rd. 5 m ausbildete.

Im Grubenfeld Gouley-Laurweg stellte sich im gleichen Zeitraum eine etwas größere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 18 m/a ein. Bis zum Beginn der nächsten Pumpversuchsphase im Von-Goerschen-Schacht bei -20 mNHN im Dezember 1996 entwickelte sich dadurch eine Druckhöhendifferenz zum Feld Domaniale von rd. 13 m. Dies belegt die weiterhin eingeschränkte hydraulische Leistungsfähigkeit zwischen den beiden Gruben über die Verbindung in Flöz Großmühlenbach (-260 mNHN).

Im Feld Julia war im Zusammenhang mit der Absenkung des Standwasserniveaus im Feld Gouley-Laurweg während der Pumpversuchsphase bei -54 mNHN Mitte 1995 keine signifikante Veränderung der Anstiegsgeschwindigkeit erkennbar; die Anstiegsgeschwindigkeit stieg leicht auf rd. 14 m/a an. Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs sank dann auch hier die Anstiegsgeschwindigkeit sukzessive ab und stellte sich in der 2. Jahreshälfte 1996 bei rd. 5 m/a ein. Die Anstiegsgeschwindigkeit blieb dabei im Feld Julia weiterhin deutlich kleiner als in den übrigen Gruben der Westlichen Wasserprovinz. Bis Januar 1997 bildete sich so eine Druckhöhendifferenz zu den westlich angrenzenden Gruben des Mittleren Hauptbassins von rd. 45 m aus. Dies deutet darauf hin, dass die hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindungsstrecke zwischen Julia und den übrigen Bassins des Mittleren Hauptbassins weiter abnahm.

Im Rahmen des zwischen 12.1997 und 08.1998 durchgeführten Pumpversuchs im Von-Goerschen-Schacht wurde das Standwasserniveau hier stufenweise zunächst über sechs Monate bei -30 mNHN eingestellt und dann über einen Zeitraum von rd. 10 Monaten bei -20 mNHN gehalten.

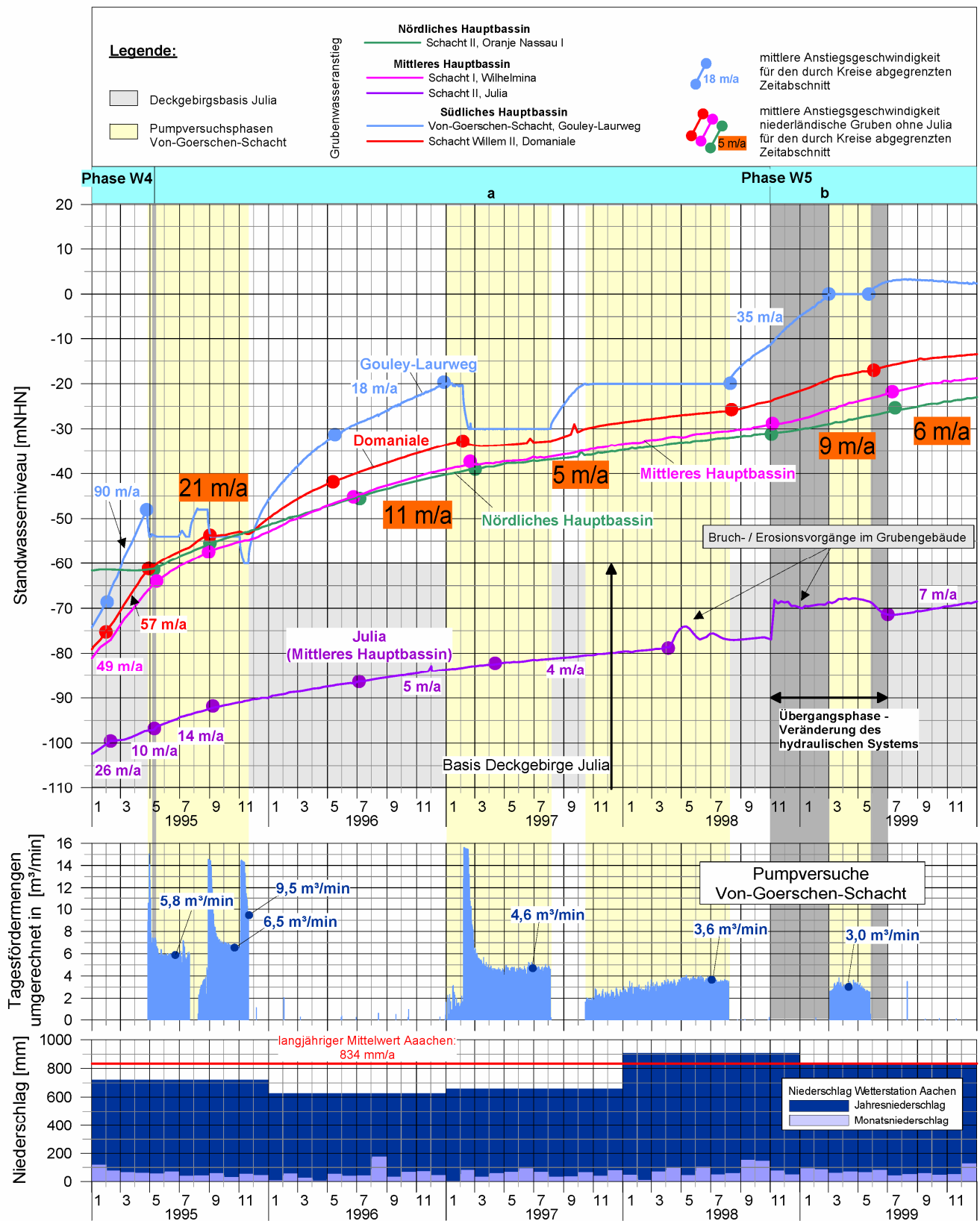


Abb. C.6: Entwicklung des Grubenwasseranstiegs nach vollständiger Einstellung der Wasserhaltung - Phase W5a (05.1995 bis 11.1998) mit eingeschalteten Pumpversuchsphasen

Die Anstiegsgeschwindigkeit in den Gruben des Mittleren Hauptbassins (ohne Julia) und des Nördlichen Hauptbassins ging dabei deutlich auf einen mittleren Betrag von rd. 5 m/a zurück. Im Feld Domaniale sank das Standwasserniveau in der ersten Pumpversuchsphase sogar leicht ab und stagnierte für etwa zwei Monate im Niveau -34 mNHN. Auch im Feld Julia sank die Anstiegsgeschwindigkeit weiter auf einen Betrag von rd. 4 m/a ab.

Nach Einstellung der Wasserhaltung im Von-Goerschen-Schacht bei -20 mNHN im August 1998 kam es in einer etwa achtmonatigen Übergangsphase zwischen November 1998 und Juni 1999 zu einer signifikanten Veränderung des hydraulischen Systems. In den niederländischen Gruben (ohne Julia) stellte sich gegenüber dem Zeitraum vor Beginn des Pumpversuchs eine leicht reduzierte Anstiegsgeschwindigkeit von im Mittel rd. 9 m/a ein; im Von-Goerschen-Schacht war zunächst eine deutlich erhöhte Anstiegsgeschwindigkeit von 35 m/a zu beobachten, die aber auf die Auffüllung des beim Pumpversuch im Schachtumfeld erzeugten Absenkungstrichters zurückzuführen ist.

Zwischen dem Nördlichen und dem Mittleren Hauptbassin bildete sich eine signifikante Druckhöhendifferenz aus, die bis Juni 1999 einen Betrag von rd. 4 m erreichte. Diese Entwicklung deutet darauf hin, dass auch die hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindung zwischen diesen beiden Hauptbassins begrenzt ist. Die Druckhöhendifferenz zwischen dem Mittleren Hauptbassin und dem Südlichen Hauptbassin (Grube Domaniale) blieb mit rd. 6 m etwa konstant. Im Von-Goerschen-Schacht bildete sich bis März 1999 im Zuge der Wiederauffüllung des durch den Pumpversuch geschaffenen Absenkungstrichters zwischenzeitlich eine gegenüber den Verhältnissen vor Beginn des Pumpversuchs deutlich höhere Druckhöhendifferenz von rd. 18 m zum Feld Domaniale aus.

Mit Erreichen eines Standwasserniveaus von ± 0 mNHN im Von-Goerschen-Schacht im März 1999 wurde hier über einen Zeitraum von etwa drei Monaten eine weitere Pumpversuchsphase eingeschaltet, was aber im Wesentlichen nur den Anstiegsverlauf in der Grube Domaniale kurzfristig beeinflusste.

Die markanteste Veränderung zeigte sich im Feld Julia, wo es im November 1998 zu einem sprunghaften Anstieg des Standwasserniveaus um rd. 12 m auf -69 mNHN kam. Auch in den vorangegangenen Monaten (ab April 1998) hatten sich bereits auffällige Schwankungen des Standwasserniveaus gezeigt, die auf Änderungen des Strömungssystems hinwiesen. Bis Juni 1999 blieb das Standwasserniveau dann etwa konstant, bevor sich wieder ein kontinuierlicher Grubenwasseranstieg einstellte. Ab Juni 1999 setzte dann in allen Bassins wieder ein einheitlicher Grubenwasseranstieg ein (Phase W5b, Abb. C.7).

Die Phase W5b ist gegenüber der Phase W5a gekennzeichnet durch eine erhebliche Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit im Grubenfeld Gouley-Laurweg auf zunächst rd. 5 m/a bei gleichzeitiger deutlicher Zunahme der Anstiegsgeschwindigkeit im Feld Julia auf zunächst rd. 7 m/a (Abb. C.7). Auch in den Grubenfeldern des Mittleren Hauptbassins (ohne Julia), des Nördlichen Hauptbassins sowie in den Gruben Domaniale und Willem-Sophia war parallel zur Entwicklung im Feld Gouley-Laurweg eine deutliche Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit auf zunächst rd. 6 m/a festzustellen. Damit lag erstmals im Grubenfeld Julia eine höhere Anstiegsgeschwindigkeit als in den übrigen Bassins der Westlichen Wasserprovinz vor.

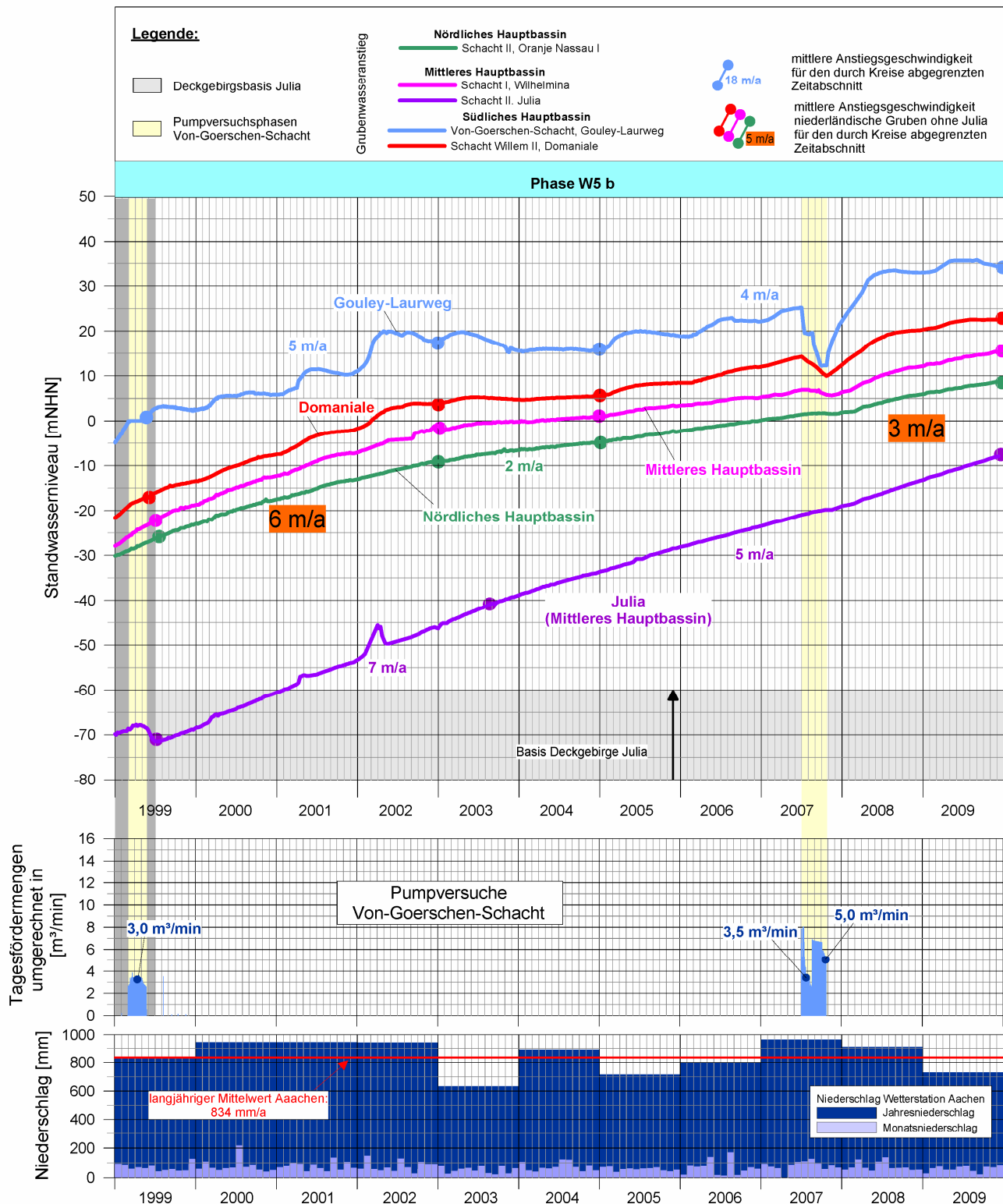


Abb. C.7: Entwicklung des Grubenwasseranstiegs nach vollständiger Einstellung der Wasserhaltung - Phase W5b (ab 11.1998) mit eingeschalteten Pumpversuchsphasen

Diese Entwicklung des Grubenwasseranstiegs im Übergang von der Phase W5a zur Phase W5b lässt sich am ehesten durch eine erneute Veränderung der hydraulischen Leistungsfähigkeit der Verbindung zur Grube Julia infolge von Bruch- und Erosionsvorgängen im Grubengebäude erklären. So wie es in der Phase W 4 durch eine Veränderung der hydraulischen

Leistungsfähigkeit der Verbindung zur Grube Julia zu einem Absinken der Anstiegsgeschwindigkeit in Julia bei gleichzeitigem Anstieg der Anstiegsgeschwindigkeiten in den übrigen Bassins kam (s. Abb. C.5), so ist hier eine gegenläufige Entwicklung anzunehmen. Möglicherweise auch beeinflusst durch die hydraulischen Impulse des im Von-Goerschen-Schacht durchgeführten Pumpversuchs nimmt die hydraulische Leistungsfähigkeit der Verbindung zur Grube Julia offensichtlich deutlich zu.

Weiterhin sind auch Effekte im Zusammenhang mit der vollständigen Flutung des Grubengebäudes denkbar:

- Mit der vollständigen Flutung der letzten Grubenbaue im Bassin 7 - Julia geht das zu flutende Hohlraumvolumen stark zurück.
- Der weitere Anstieg im Bassin 7 - Julia spiegelt den Druckanstieg im Grubengebäude und im überlagernden Deckgebirge (Tertiäre Einheit T1, vgl. Anl. 6.2, Profil 3) wider. Ob die Sande der Tertiären Einheit T1 hier vollständig entwässert waren (wie im Bereich der Grube Nordstern) oder nur eine Absenkung des Druckspiegels vorlag ist nicht bekannt (vgl. Abb. 6.4).
- Die starke Abnahme der Anstiegsgeschwindigkeit in der gesamten Westlichen Wasserprovinz (außer Julia) deutet auf einen erheblichen Anteil der Wasserübertritte nach Julia hin. Dies lässt vermuten, dass das basale Deckgebirge deutlich entwässert ist und ein entsprechendes Porenvolumen aufzufüllen ist.

Bei dem insgesamt sehr langsamen Anstiegsverlauf machte sich in der Phase W 5b deutlich auch der Einfluss der jährlichen Niederschlagsschwankungen bemerkbar. Aufgrund des vergleichsweise geringen Jahresniederschlages in 2003 (Aachen 634 mm gegenüber rd. 836 bis 946 mm in den Vorjahren 1999 bis 2002) kam es im Zeitraum 2003/2004 zu einem zwischenzeitlichen, deutlichen Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit und in dem am stärksten vom Niederschlag beeinflussten Südlichen Hauptbassin sogar zu einer zwischenzeitlichen Stagnation des Standwasserniveaus. Mit der Zunahme der Niederschläge ab 2004 (889 mm) nahm auch die Anstiegsgeschwindigkeit ab 2005 wieder zu und erreichte für den Zeitraum bis 2009 bei Jahresniederschlägen zwischen 716 und 967 mm mittlere Beträge zwischen 3 und 4 m/a. Aufgrund der gegenüber 1999 bis 2002 geringeren Jahresniederschläge wurde aber offensichtlich auch die Anstiegsgeschwindigkeit aus diesem Zeitraum nicht wieder erreicht.

Der Anstiegsverlauf wurde in 2007 auch von einem weiteren etwa vier-monatigen Pumpversuch im Von-Goerschen-Schacht beeinflusst, in dessen Verlauf das Standwasserniveau im Von-Goerschen-Schacht von rd. 25 mNHN bis auf maximal rd. 12 mNHN abgesenkt wurde (vgl. Kap. 9.1). Auch im Grubenfeld Julia zeigte sich ab 2003 ein signifikanter Rückgang der Anstiegsgeschwindigkeit. Bis 2009 stellte sich eine mittlere Anstiegsgeschwindigkeit von rd. 5 m/a ein, die allerdings weiterhin deutlich über der Anstiegsgeschwindigkeit der übrigen Bassins lag.

Während die Druckhöhendifferenzen zwischen den Bassins der Westlichen Wasserprovinz (ohne Julia) in der gesamten Phase W5b weitgehend konstant blieben (im Mittel jeweils rd. 5 bis 7 m zwischen Nördlichem Hauptbassin / Mittlerem Hauptbassin (ohne Julia) / Domaniale mit Willem-Sophia und rd. 10 bis 15 m zwischen Gouley-Laurweg und Domaniale), nahm die

Druckhöhendifferenz zwischen dem Bassin 7 - Julia und den westlich angrenzenden Gruben des Mittleren Hauptbassins von rd. 50 m im Juni 1999 deutlich auf rd. 22 m im Dezember 2009 ab. Im Zuge der sukzessiven Abnahme der Druckhöhendifferenz zwischen dem Bassin 7 - Julia und den westlich angrenzenden Gruben des Mittleren Hauptbassins ist mit einer entsprechenden Abnahme der Wasserübertritte aus dem Mittleren Hauptbassin zu rechnen. Gleichzeitig nimmt aber auch das zu flutende Porenvolumen in den basalen Deckgebirgsschichten ab. Die Anstiegsgeschwindigkeit bleibt dadurch im Bassin 7 - Julia nach 2003 weitgehend konstant.

C.1.5 Ableitung der zeitlichen Entwicklung der Wasserzuläufe in der Phase W5 anhand der Fördermengen während der Pumpversuchsphasen

- Pumpversuch -46 mNHN, 1995:

Im Rahmen des Pumpversuchs wurde das Standwasserniveau bei einer etwa konstanten Fördermenge von rd. 9,5 m³/min in 11.1995 auf -60mNHN, unter das Standwasserniveau der übrigen Bassins abgesenkt. In den angrenzenden Bassins des Südlichen und Mittleren Hauptbassins (außer Julia) wurde eine signifikante, kurzzeitige Stagnation des Anstiegs festgestellt; auch der Anstiegsverlauf in der Nördlichen Wasserprovinz zeigte in dieser Phase eine signifikante, kurzzeitige Reaktion (vgl. Abb. C.6). Diese Reaktionen deuten darauf hin, dass der größte Teil der Wasserzuläufe in diesen Bereichen im Von-Goerschen-Schacht gefasst wurde. Der Wasserzulauf der Westlichen Wasserprovinz kann so grob mit rd. 12 m³/min abgeschätzt werden.

Die Wasserzuläufe in Gouley-Laurweg lassen sich auf der Grundlage der Fördermengen in den Absenkungsphasen bei -54 mNHN (5,8 bzw. 6,5 m³/min) unter Berücksichtigung der anteiligen Übertritte nach Domaniale mit insgesamt rd. 6,5 m³/min abschätzen; wobei auch vergleichsweise geringere Zuflüsse aus dem Deckgebirge aufgrund unterdurchschnittlicher Jahresniederschläge (rd. 710 mm in 1995) zu berücksichtigen sind.

- Pumpversuch -20 mNHN, 1997:

Im Rahmen des Pumpversuchs wurde das Standwasserniveau in der ersten Pumpversuchsphase bei einer Fördermenge von rd. 4,6 m³/min um 10 m auf das Niveau des Standwassers in Domaniale bei rd. -30 mNHN abgesenkt; dabei stagnierte das Standwasserniveau auch in Domaniale kurzzeitig (vgl. Abb. C.6). In einer zweiten Pumpversuchsphase wurde das Standwasserniveau bei einer Fördermenge von rd. 3,6 m³/min bei -20 mNHN gehalten; dabei setzte sich der Grubenwasseranstieg in Domaniale fort. Die Anstiegsgeschwindigkeit in den übrigen Bassins (außer Julia) halbierte sich dabei etwa von 11 m/a auf 5 m/a. Für den Wasserzulauf der Westlichen Wasserprovinz ergibt sich daraus unter Berücksichtigung eines anteiligen Zuflusses in Gouley-Laurweg von rd. 4,0 m³/min eine Gesamtmenge von rd. 8,0 m³/min.

- Pumpversuch 0 mNHN, 1999:

Im Rahmen des Pumpversuchs wurde das Standwasserniveau über einen Zeitraum von etwa drei Monaten bei 0 mNHN gehalten. Der Zulauf zur Wasserhaltung stellte sich bei einem Mittelwert von rd. 3,0 m³/min ein. Die Anstiegsgeschwindigkeit in Domaniale ging dabei leicht zurück, im Mittleren und Nördlichen Hauptbassin zeigte sich keine signifikante Reaktion (vgl. Abb. C.6). Die Druckhöhendifferenz zwischen Gouley-Laurweg und Domaniale betrug rd. 18 m. Der Wasserzulauf in Gouley-Laurweg lässt sich mit diesen Randbedingungen grob zu rd. 4,5 m³/min abschätzen; aufgrund größerer Jahresniederschläge ergibt sich gegenüber der vorangegangenen Pumpversuchsphase ein erhöhter Zulauf. Der Zulauf zu den übrigen Bassins war gegenüber dem Zeitraum vor dem Pumpversuch bei -20 mNHN in 1996 bei etwas geringerer Anstiegsgeschwindigkeit von 9 m/a nur geringfügig verändert. Der Gesamtzulauf zur Westlichen Wasserprovinz lässt sich damit zu rd. 8 m³/min abschätzen.

- Pumpversuch 25 mNHN, 2007:

Mit Erreichen eines Standwasserniveaus von 25 mNHN im Von-Goerschen-Schacht wurde das Standwasserniveau in der ersten Pumpversuchsphase bei einer mittleren Fördermenge von rd. 3,5 m³/min auf einem um 5 m abgesenkten Niveau gehalten. Dabei wurde das Standwasserniveau in Domaniale um 2 bis 3 m abgesenkt und im Mittleren Hauptbassin (ohne Julia) und dem Nördlichen Hauptbassin eine Reduzierung der Anstiegsgeschwindigkeit bis zu einer leichten Stagnation beobachtet (vgl. Abb. C.7). Die Absenkung des Standwasserniveaus in Domaniale bei stark reduziertem Zulauf aus Gouley-Laurweg zeigt, dass das in Domaniale zuziehende Grubenwasser überwiegend in das Mittlere Hauptbassin abläuft.

In der zweiten Pumpversuchsphase wurde das Standwasserniveau bei einer Fördermenge von 5,0 m³/min auf einem um weitere 8 m tieferen Niveau von 12 mNHN gehalten. Dabei konnte gegen Ende der Pumpversuchsphase in allen Grubenfeldern der Westlichen Wasserprovinz, auch in Julia, eine Absenkung bzw. Stagnation des Standwasserniveaus erzielt werden. Dies deutet darauf hin, dass diese Fördermenge größenordnungsmäßig auch dem Gesamtwasserzulauf der Westlichen Wasserprovinz in diesem Anstiegsniveau entspricht; allerdings wurden im Versuchsverlauf sicher noch keine stationären Verhältnisse erreicht. Gleichzeitig zeigt diese Entwicklung, dass der Grubenwasseranstieg im Mittleren und insbesondere auch im Nördlichen Hauptbassin im Wesentlichen durch die Wasserzuläufe aus dem Südlichen Hauptbassin gespeist wird. Anhand der Versuchsergebnisse lässt sich der Gesamtzulauf zur Westlichen Wasserprovinz mit rd. 6,5 m³/min, der anteilige Zulauf in Gouley-Laurweg mit rd. 4,0 m³/min abschätzen. Unter Berücksichtigung des vergleichsweise hohen Jahresniederschlags in 2007 deutet sich in diesen Zulaufmengen eine weitere, leichte Abnahme der mittleren Wasserzuläufe an.

Anhang D

**Zur Entwicklung von pH-Wert, Temperatur,
Eisen-, Ammonium-, Sulfid-Gehalten und anthropogenen Verunreinigungen
des Grubenwassers im Rahmen des Grubenwasseranstiegs**

D.1 Westliche Wasserprovinz (Phase W1 bis Phase W3)

Die Entwicklung von Temperaturen und pH-Werten sowie der Konzentrationen einiger ausgewählter Nebenionen (Sulfid, Ammonium, Eisen) für die aus den Beobachtungsschächten in den Feldern Domaniale und Gouley-Laurweg entnommenen Grubenwasserproben sind für die Phasen W4 und W5 in Abb. D.1 zusammengestellt.

- Temperaturen

Die in der Betriebsphase ermittelten Grubenwassertemperaturen lagen im Von-Goerschen-Schacht um 20 °C, im Schacht Beerenbosch II um 24 °C. Im Zusammenhang mit dem Zurückdrängen der Tiefenwasserzutritte sanken die Grubenwassertemperaturen in Feld Domaniale in den Anstiegsphasen W4 und W5a auf einen mittleren Wert um 20 °C ab; im Von-Goerschen-Schacht blieben die Temperaturen dagegen zunächst etwa konstant. Mit der Verlangsamung des Grubenwasseranstiegs in der Phase W5b sanken die Temperaturen um rd. 2 °C ab und stellten sich im weiteren Anstiegsverlauf mit jahreszeitlichen Schwankungen zwischen 15 und 22 °C ein.

In allen drei Schächten ist gleichermaßen ein signifikanter jahreszeitlicher Gang der Grubenwassertemperaturen zu beobachten. Diese zyklische Entwicklung der Grubenwassertemperaturen ist als Oberflächeneffekt zu bewerten. Für die Bewertung der absoluten Grubenwassertemperaturen in der Schachtsäule sind diese Werte nicht repräsentativ; hierzu sind die im Rahmen der Tiefenlogs oder während der Pumpversuche gemessenen Werte heranzuziehen (s. Kap. 13.1).

- pH-Werte

Die pH-Werte der Grubenwässer lagen in den durch Zutritte sauerstoffreicherer Wässer gekennzeichneten Schächten bei Werten um pH 7 bis pH 8. Im Schacht Beerenbosch II stellten sich dagegen etwas höhere Werte um pH 9 ein.

- Sulfid-Gehalte

Eine besondere Problematik stellen die im Von-Goerschen-Schacht festgestellten Sulfid-Gehalte dar. In der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs wurden hier Sulfid-Gehalte in 1996 bis zu 50 mg/l ermittelt. Dies muss in dieser Phase insbesondere auf eine zwischenzeitlich verstärkte Pyritlösung durch den deutlichen Grubenwasseranstieg nach einem Pumpversuch zurückgeführt werden. Im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs gingen die Sulfid-Gehalte insgesamt deutlich zurück, erreichten aber zwischenzeitlich wieder Spitzenwerte bis zu 8 mg/l. Insbesondere während der Pumpversuchsphasen führte dies zu einer deutlichen Geruchsentwicklung am Auslaufbauwerk zur Wurm. Die festgesetzten Einleitgrenzwerte (1 mg/l) wurden aber am Einlauf in die Wurm nicht überschritten.

Ursache für die Sulfid-Gehalte sind offenbar lokale Grubenwasserbereiche mit reduzierendem Milieu. In den anderen Schächten wurden keine signifikanten Sulfid-Gehalte ermittelt, was auf ein weniger stark reduzierendes Milieu hindeutet.

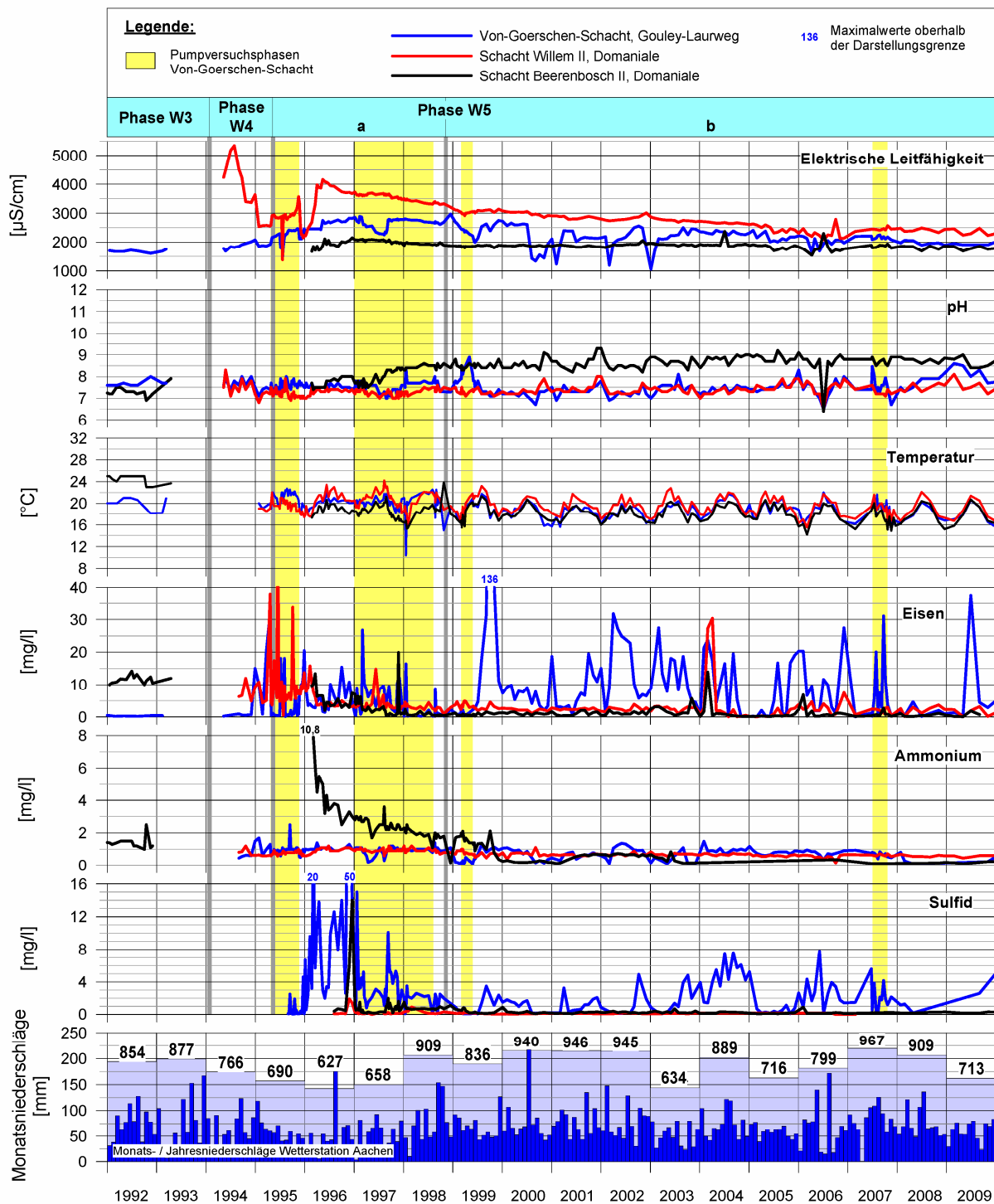


Abb. D.1: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Westlichen Wasserprovinz (Phase W4 /W5) - Nebenionen, pH-Wert, Temperatur, elektrische Leitfähigkeit - Eisen-Gehalte

Die Eisen-Gehalte (Eisen_{gesamt}) der untersuchten Grubenwässer zeigten im Verlauf des Grubenwasseranstiegs ähnlich den Sulfid-Gehalten im Von-Goerschen-Schacht starke unregelmäßige Schwankungen mit Beträgen bis zu 136 mg/l, während in den Schächten Willem II und Beerenbosch II im Allgemeinen nur geringe Konzentrationen < 5 mg/l vorlagen

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Eisen-Gehalte stark auch von Korrosionseffekten an den Schachteinbauten beeinflusst werden und daher nur eingeschränkt auf das im Grubengebäude zirkulierende Grubenwasser zu übertragen sind. Allerdings wurden auch während der Pumpversuchsphasen aus dem Pumpstrom im Von-Goerschen-Schacht Eisen-Gehalte bis zu 27 mg/l ermittelt; im Mittel lagen die Konzentrationen während der Pumpversuchsphasen aber unter 10 mg/l.

- Anthropogene Verunreinigungen

Hinweise auf anthropogene Verunreinigungen des Grubenwassers liegen nur aus der ersten Anstiegsphase für den Schacht Beerenbosch II vor. Hier traten in den ersten Jahren erhöhte Ammonium-Gehalte mit Beträgen über 10 mg/l auf. Im Zuge des weiteren Grubenwasseranstiegs gingen die Gehalte sukzessive zurück und stellten sich ab etwa 1999 mit Beträgen unter 1 mg/l im Niveau der anderen Schächte ein. Sonstige anthropogene Verunreinigungen wurden in den Beobachtungsschächten der Felder Domaniale und Gouley-Laurweg nicht festgestellt. Entsprechende Analysen auf MKW, AOX, PCB, CSB und Phosphat wurden ab 2006 in allen drei Schächten durchgeführt, ergaben aber bisher keinen signifikanten Befund.

D.2 Östliche Wasserprovinz - Phasen O3 bis O6

Im **Eduard-Schacht** zeigten sich auch bei den untersuchten Nebenionen nur leichte Veränderungen im Verlauf des Grubenwasseranstiegs

Parallel zum zwischenzeitlichen Anstieg der Sulfat-Gehalte in der Phase O3 war vorübergehend auch ein starker Anstieg der Eisen-Gehalte zu beobachten; es wurden Maximalkonzentrationen bis zu 73 mg/l ermittelt. Im weiteren Anstiegsverlauf sanken die Eisen-Gehalte in den Phasen O4 und O5 auf Beträge unter 5 mg/l. Die pH-Werte stiegen im Zusammenhang mit dem Einstau der älteren Stilllegungsbereiche bis zur Phase O4 von pH 8 auf Beträge um pH 9 an, was eine Veränderung des hydrochemischen Milieus anzeigt. Trotz der ansteigenden pH-Werte wurden keine signifikanten Sulfid-Gehalte festgestellt; bei den seit März 1997 vorliegenden Sulfid-Analysen lagen die Konzentrationen durchweg unter 1,0 mg/l. In den Phasen O5 und O6 deutet sich mit dem Absinken der pH-Werte auf Beträge um pH 8,5 ein verstärkter Einfluss von Wasserzutritten aus dem Deckgebirge an.

Die Wassertemperaturen sanken in der Phase O3 gegenüber der Betriebsphase zunächst um rd. 4 °C auf Beträge um 16 bis 20 °C, waren dann aber mit den charakteristischen jahreszeitlichen Schwankungen im weiteren Verlauf des Grubenwasseranstiegs praktisch konstant.

Im **Schacht II, Carl-Alexander**, äußert sich der insgesamt größere Anteil an Zuläufen aus dem Deckgebirge in niedrigeren pH-Werten mit Beträgen von pH 7 bis pH 8 und insgesamt etwas niedrigeren Wassertemperaturen zwischen 12 und 16 °C. Eisen- und Sulfide treten nur in geringen Konzentrationen auf.

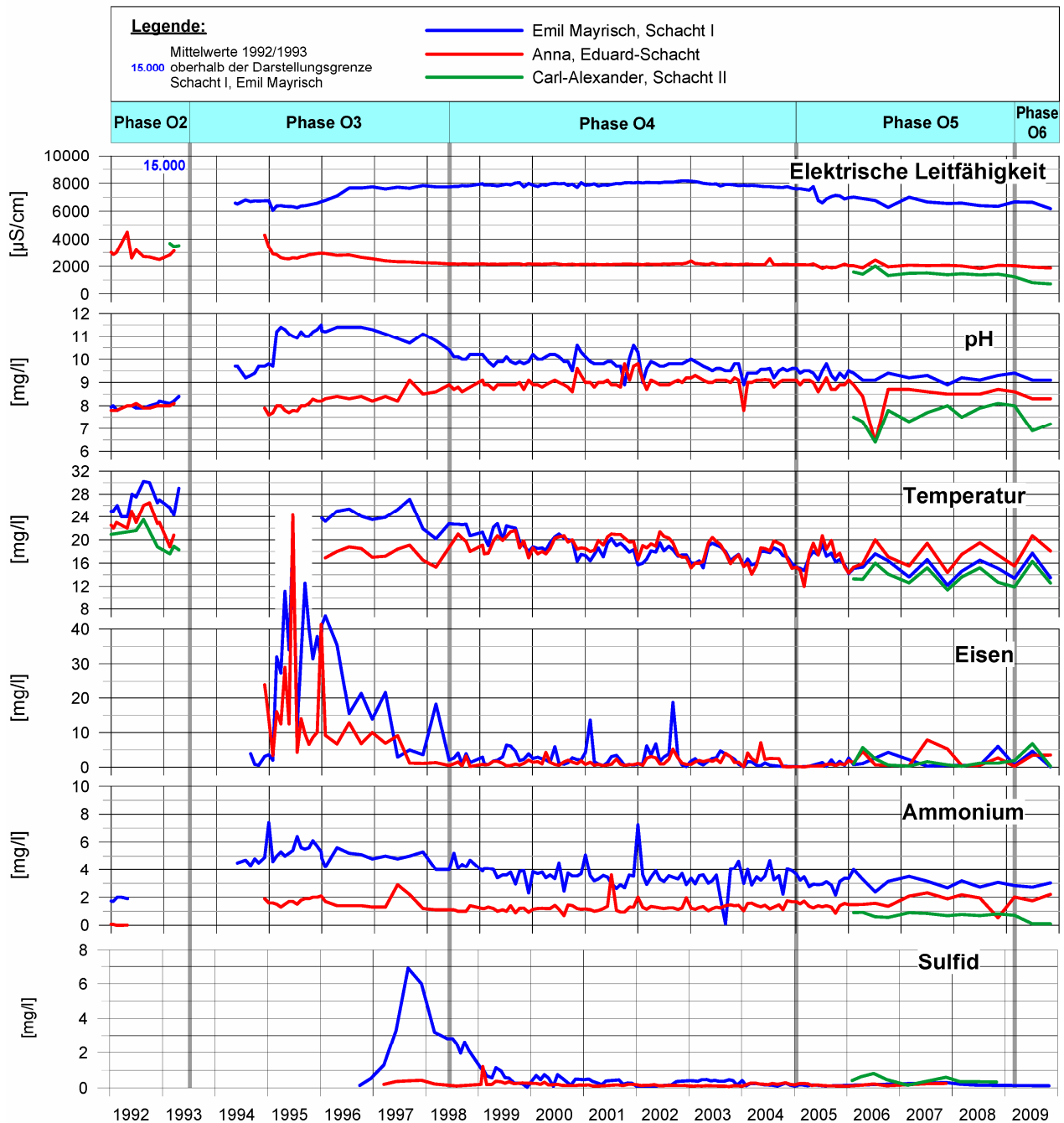


Abb. D.2: Entwicklung des Grubenwasserchemismus in der Hauptanstiegsphase der Östlichen Wasserprovinz (Phase O3 bis O6) - Nebenionen, pH, Temperatur, elektrische Leitfähigkeit

Im **Schacht II, Emil Mayrisch**, zeigte sich in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs (Phase O3) eine deutliche Zunahme der pH-Werte auf Beträge bis zu pH 11,5 sowie eine signifikante Zunahme der Eisen-Gehalte auf Werte bis zu 67 mg/l. Die Sulfid-Gehalte stiegen in dieser Phase kurzzeitig bis auf rd. 7 mg/l an. Hierin zeichnet sich ein deutlicher Einfluss von Tiefenwässern ab. Mit der Veränderung des Strömungssystems in der Phase O4 sanken die pH-Werte schnell auf Werte um pH 10 und im weiteren Verlauf weiter bis auf Werte um pH 9 in 2009 ab. Die Eisen-Gehalte lagen ab der Phase O4 zumeist unter 5 mg/l und die Sulfid-Gehalte sanken ebenfalls wieder auf Beträge unter 1 mg/l ab.

Im Schacht II, Emil Mayrisch, war im Verlauf des Grubenwasseranstiegs eine deutliche Abnahme der mittleren Grubenwassertemperatur zu beobachten. Bis 2009 sank die mittlere Temperatur der an der Oberfläche der Wassersäule entnommenen Grubenwasserproben um rd. 10 °C ab. Eine detaillierte Betrachtung der Temperaturentwicklung erfolgt auf der Grundlage der Tiefenlogs in Kap. 13.1.5.

Hinweise auf signifikante **anthropogene Belastungen** des Grubenwassers hat es in den Schächten der Östlichen Wasserprovinz nicht gegeben. Im Eduard-Schacht lagen die Ammonium-Gehalte mit Beträgen um 1 bis 2 mg/l in einer Größenordnung, wie sie im Rahmen der Wasserhaltung auf Emil Mayrisch vorlag. Im Schacht I, Emil Mayrisch war dagegen in der Anfangsphase des Grubenwasseranstiegs ein deutlicher Anstieg der Ammonium-Gehalte bis auf rd. 7 mg/l zu beobachten; hier deutet sich ein anfänglich verstärktes Ausspülen von anthropogenen Hinterlassenschaften bei allerdings insgesamt geringen Gehalten an. Im weiteren Anstiegsverlauf sanken die Gehalte langsam sukzessive ab und haben sich bis 2009 bei rd. 3 mg/l eingestellt.

Für die Proben aus dem Schacht I, Emil Mayrisch, wurden seit 1999 Analysen auf weitere anthropogene Inhaltsstoffe vorgenommen. Rückstände von Hydraulikölen in Form von PCB's (polychlorierte Biphenyle) bzw. den seit Mitte der 1980'er Jahre als Ersatzstoffe eingesetzten PCDM's (polychlorierte Diphenylmethane) konnten dabei nicht nachgewiesen werden. CSB-Gehalte erreichten im Schacht I, Emil Mayrisch, Maximalwerte um 70 mg/l; ein Einzelwert wurde mit 101 mg/l bestimmt; AOX-Gehalte lagen durchweg unter 1 mg/l. Im Eduard-Schacht, Anna, und auch im Schacht II, Carl-Alexander, liegen entsprechende Daten erst ab 2006 vor. Die CSB-Gehalte liegen hier meist unterhalb der Bestimmungsgrenze (15 mg/l), die AOX-Gehalte um 0,1 mg/l; PCB's und PCDM's wurden ebenfalls nicht nachgewiesen.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Peter Rosner
Geburtstag: 08. April 1961
Geburtsort: Hamm (Westf.) heute Hamm
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: verheiratet, drei Kinder

Schulausbildung:

1967 - 1971 Grundschule in Hamm-Rhynern
1971 - 1980 Freiherr-von-Stein-Gymnasium in Hamm

Wehrdienst:

1980 - 1981 Heer, Nachschubbataillon in Hannover

Berufsausbildung:

1981 - 1982 Grundstudium Studiengang Elektrotechnik an der RWTH Aachen
1982 Bergbaubeflissener auf der Zeche Heinrich-Robert, Hamm (Westf.)
1982 - 1984 Grundstudium Studiengang Geologie an der RWTH Aachen
1984 - 1990 Hauptstudium Studiengang Geologie an der RWTH Aachen
1987 - 1990 Studentische Hilfskraft in der
Geotechnisches Büro Prof. Dr.-Ing. H. Düllmann GmbH, Aachen

Berufliche Tätigkeit:

seit 1990: Wissenschaftlicher Mitarbeiter in der
Prof. Dr. Heitfeld - Prof Dr. Schetelig - Dr.-Ing. Heitfeld,
Beratende Geologen und Ingenieure GmbH, Aachen (IHS)
seit 1996 Handlungsbevollmächtigter

Anlagen

Anlage 1

Stratigraphie der Karbonschichten
im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier

Chronostratigraphie ⁴⁾						Südlimburger Revier						"Wurm-Revier"			"Inde-Revier"																															
Sytem	Serie	Stufe	Zeit	Dauer	marine Leit-horizonte	NITG-TNO (1999)					ergänzt nach Wrede & Zeller, 1988		Wrede & Zeller, 1988																																	
			Ma	Ma		Groep	Subgroep	Formatie	Mächtigkeit	alte Bezeichnung der "Kolengroepen"		Formation	Mächtigkeit	Formation	Mächtigkeit																															
Karbon	Oberkarbon (Siles)	Stefan	305,0	5,0	Aegir	Schichtlücke						Schichtlücke		Schichtlücke																																
		D		3,0		Limburg Groep	Dinkel	Neeroeteren	200 - 400	"Top" ¹⁾		Neeroeteren ⁵⁾					?																													
		C		3,0			Caumer	Kemperkoul Laagpakket	1.100			Hillensberg-Schichten ⁵⁾																																		
		B		2,5				Maurits	1.100			Jabeek Groep	> 660					Erosionsfläche																												
								Wasserfall	3,0			Maurits Groep	400					Merksteiner Schichten	200																											
		A	316,5	Sarnsbank	Ruurlo							1.000	Hendrik Groep	400	Alsdorfer Schichten	430		? Erosionsfläche ?																												
					Namur	325,5	Geul	Epen	300 - 400	Wilhelmina Groep	450	Kohlscheider Schichten	450 - 500	Binnenwerke		500 - 600																														
										Baarlo	1.000	Baarlo Groep	400-450	"Obere Stolberger Schichten"	Pannesheider Schichten	260	Obere Stolberger Schichten	Breitgang-Schichten	250 - 300																											
		Unterkarbon (Dinant)	A	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																													
																		Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																				
																											Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke															
			Visé	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																													
	Geul																	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																					
																										Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																
	Tournai																	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400															
																																Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150						
																																									Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke	
																																Tn3	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400
	Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																									
	Tn2		325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																														
		Geul															Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																						
	Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																									
	Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																															
																Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																						
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5	Sarnsbank	Limburg Groep	Caumer	Baarlo	1.000	Ubachsberg Groep	190 ²⁾	"Untere Stolberger Schichten"	(Wildbach Schichten)	(> 260) 900 ³⁾	Untere Stolberger Schichten	Krebs-Traufe-Schichten	350 - 400																																
															Geul	Epen	300 - 400	Gulpen Groep	180 ²⁾	Walhorner Schichten" ³⁾	120 ³⁾	Walhorner Schichten	50 - 150																							
Schichtlücke		Schichtlücke		Schichtlücke																																										
Tn1	325,5																																													

¹⁾ Aufschlussgrenze im Südlimburger Revier

²⁾ Mächtigkeitsangaben nach Knapp (1980)

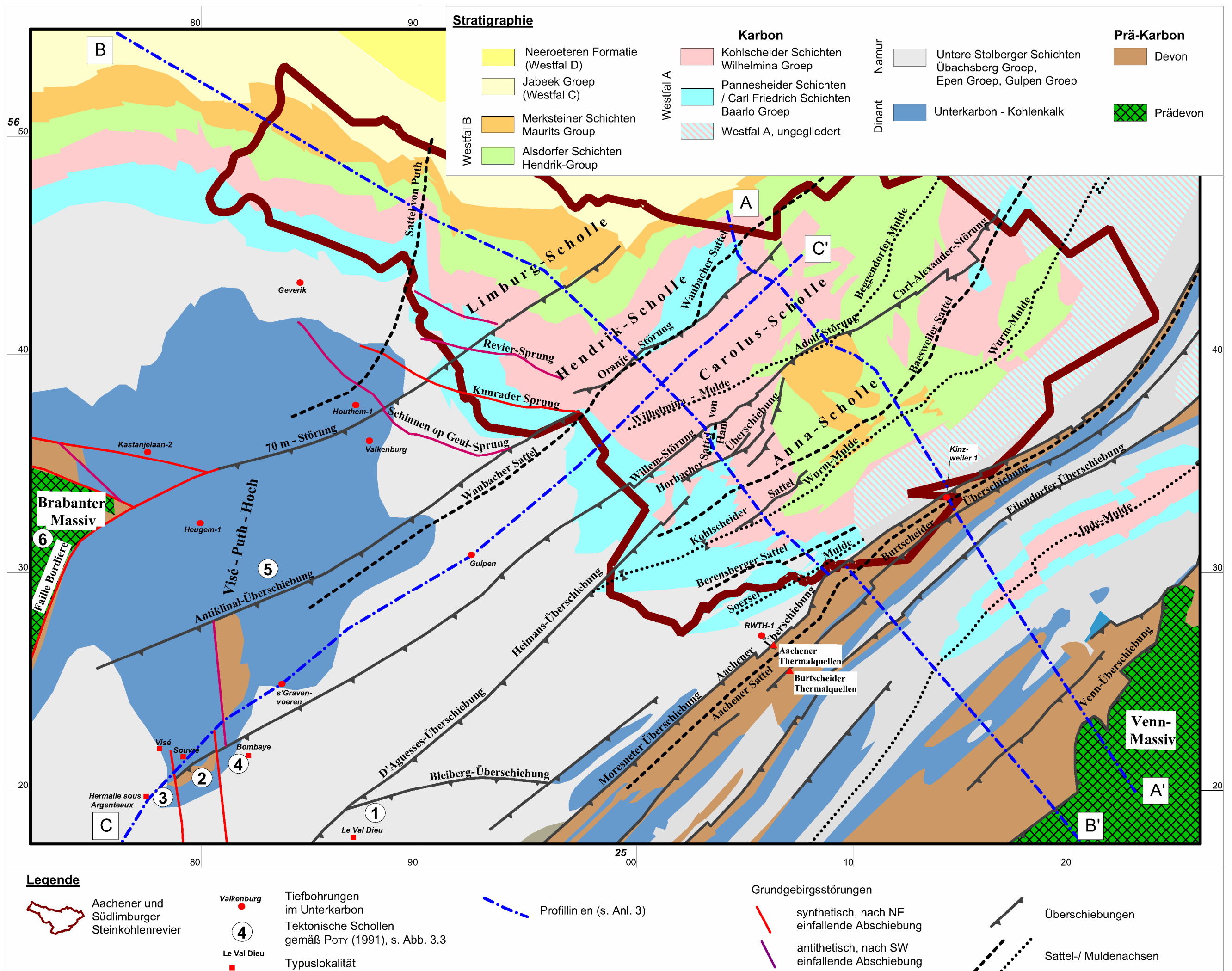
³⁾ Bohrung RWTH-1, Aachen - Nomenklatur in Anlehnung an die Schichten des Inde-Reviers

⁴⁾ Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002, *Deutsche Stratigraphische Kommission*

⁵⁾ Schichtenfolge nördlich des Wurm-Reviers im Untergrund der Niederrheinischen Bucht (Rur-Scholle), Schichtenbezeichnung gemäß ⁴⁾

Anlage 2

**Struktureller Aufbau des variszischen Grundgebirges
und Verbreitung der Karbonschichten an der Festgesteinsoberfläche**

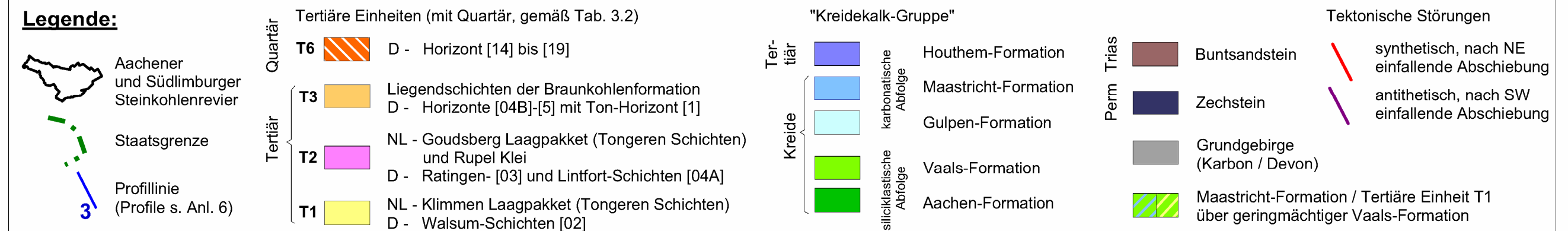
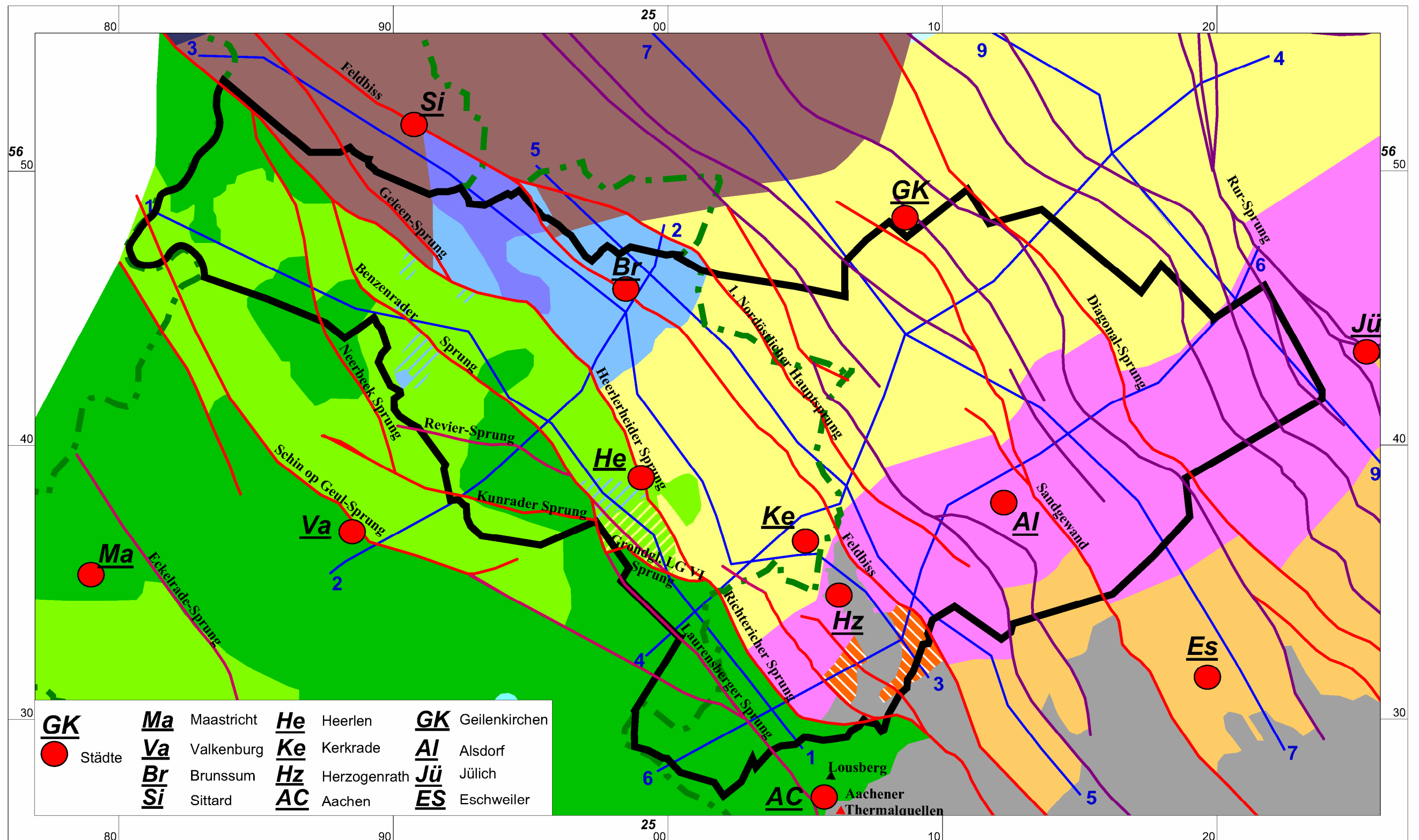


Anlage 3

**Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Grundgebirge
des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers**

Anlage 4

Ausbildung der Deckgebirgsschichten
an der Oberfläche des variszischen Grundgebirges






Anlage 5

Stratigraphische Gliederung der tertiären und quartären Deckgebirgsschichten
im Aachener und Südlimburger Steinkohlenrevier

1) Zeitskala unmaßstäblich
2) Stratigraphische Gliederung nach Nickel, 2003

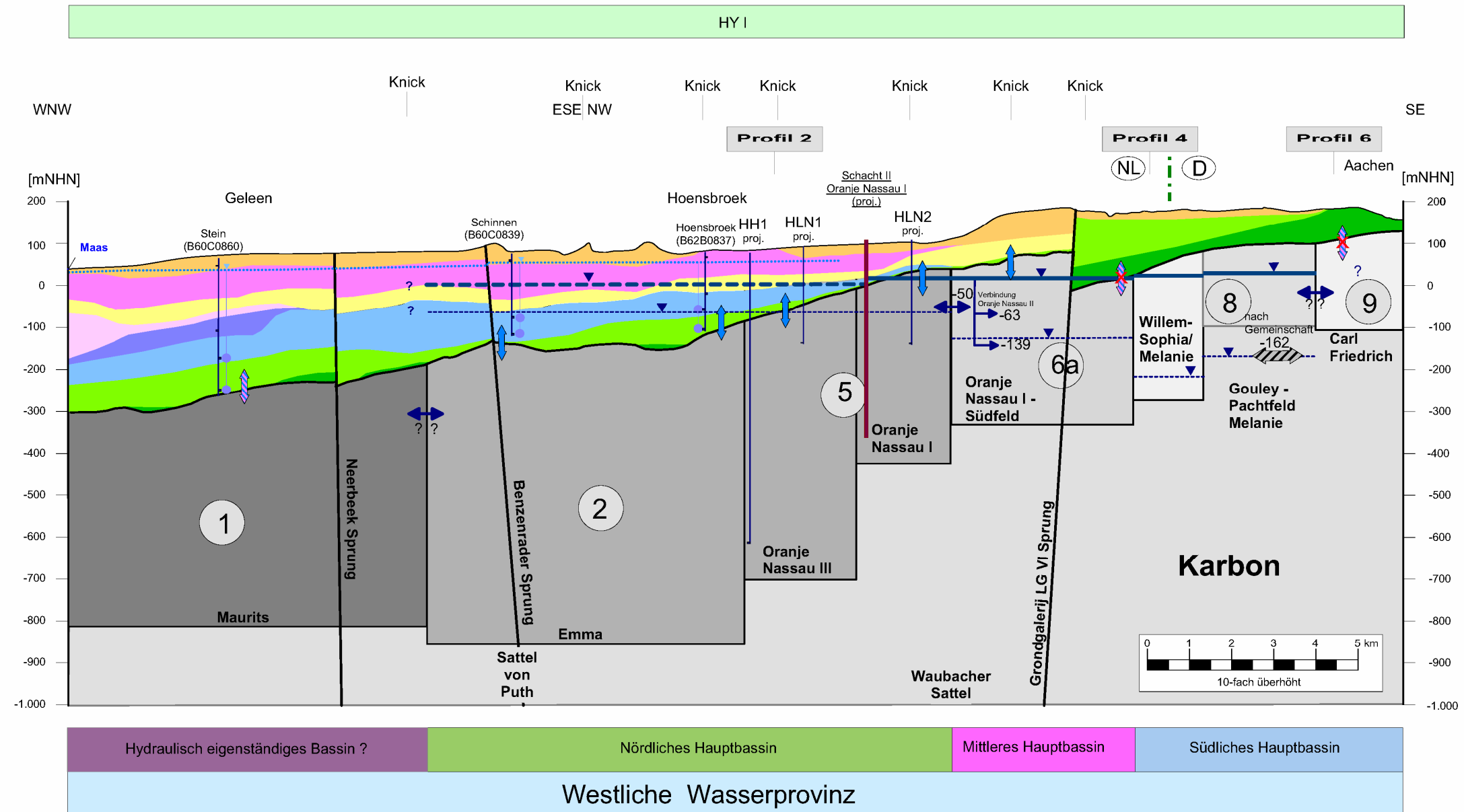
3) Bezeichnung der Horizonte in Anlehnung an Schneider & Thiele, 1965
4) Hauptgrundwasserstockwerke nach Rheinbraun AG, 1988

 überwiegend nicht bindige Schichten (Sande)
 bindige Schichten (Ton, Schluff)

 Schicht im Untersuchungsgebiet nicht verbreitet

Anlage 6.1

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 1, NW-SE**

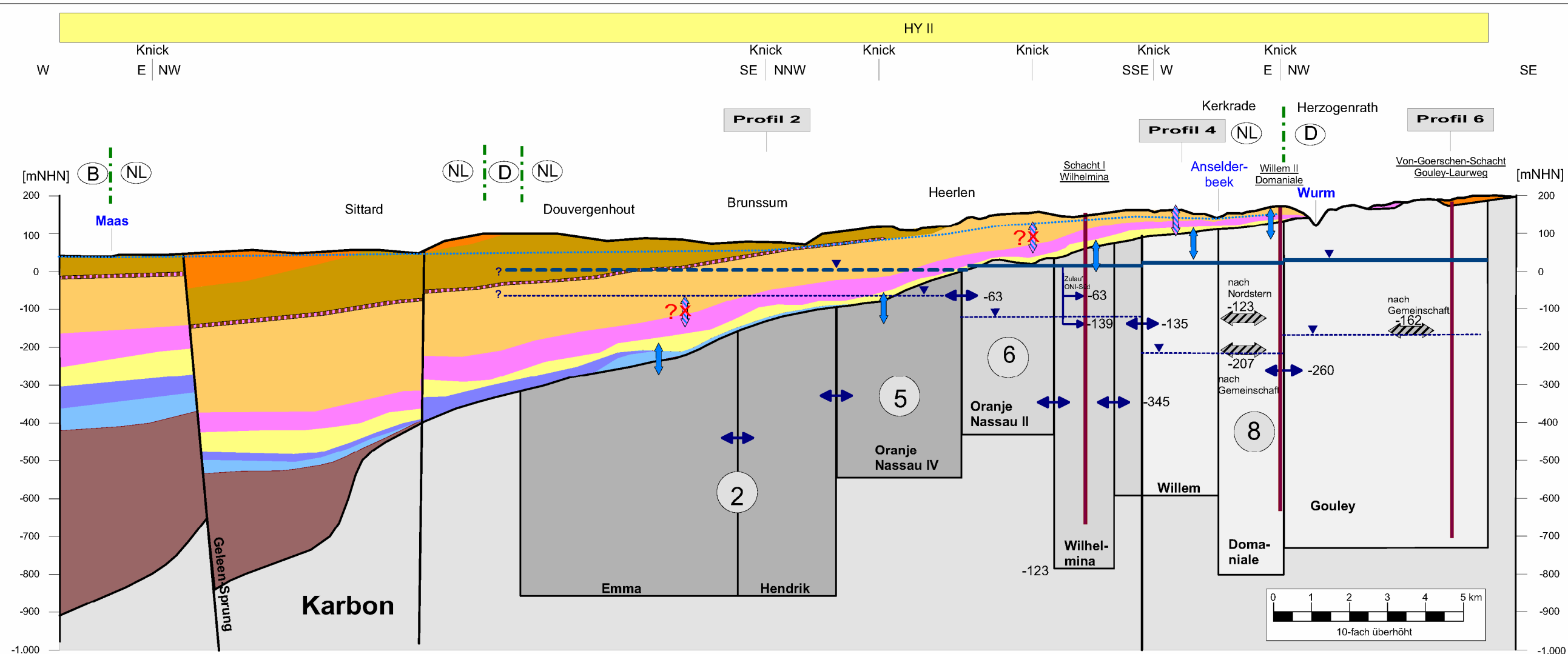


Anmerkung: Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

Profil 1

Anlage 6.2

Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 3, NW-SE



Legende:

- Tertiär**
- T6** Hangendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Kieseloölitformatie und Kwartaire Formaties
D - Horizont [8] bis [19]
 - T5** Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Ville, Breda und Inden
Horizonte [6B]-[7]
 - T4** Flöz Morken [6A] -
basaler Grundwasserstauer
der Braunkohlenschichten
 - T3** Liegenschichten der Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Veldhoven und Breda
D - Horizonte [04B]-[5]
 - T2** NL - Goudsberg Laagpakket (Tongeren Schichten)
und Rupel Klei /
D - Ratingen- [03] und Linfort-Schichten [04A]
 - T1** NL - Klimmen Laagpakket (Tongeren Schichten) /
D - Walsum-Schichten [02]

- "Kreidekalk-Gruppe"**
- Tertiär** Houthem-Formation
 - Kreide** Maastricht-Formation
 - Trias** Buntsandstein
 - Karbon** Tonstein-, Schluffstein,
Sandstein-Wechselfolge
mit Steinkohlenflözen
 - Willem II Domaniale** ehemaliger Bergwerksschacht

- 3** Basin im Rahmen
des Grubenwasseranstiegs
- HY II** Hydrogeologischer
Homogenbereich
- Emma** ehemaliges
Steinkohlenbergwerk
- 162** Annäherungsstelle
Niveau in [mNHN]
- 50**
-63 Hydraulische Verbindung
Niveau in [mNHN]
- tektonische Störung
- hydraulische Wechselwirkung
mit dem Steinkohlengebirge
deutlich / eingeschränkt / keine

- Standwasserniveau 2009
Druckspiegel / freier Grundwasserspiegel
- Standwasserniveau 1994
- Grundwasseroberfläche / Druckniveau
Tertiäre Einheit T3, Stand 2009
- Wurm** Hauptvorfluter

Anmerkung: Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

Profil 3

Anlage 6.3

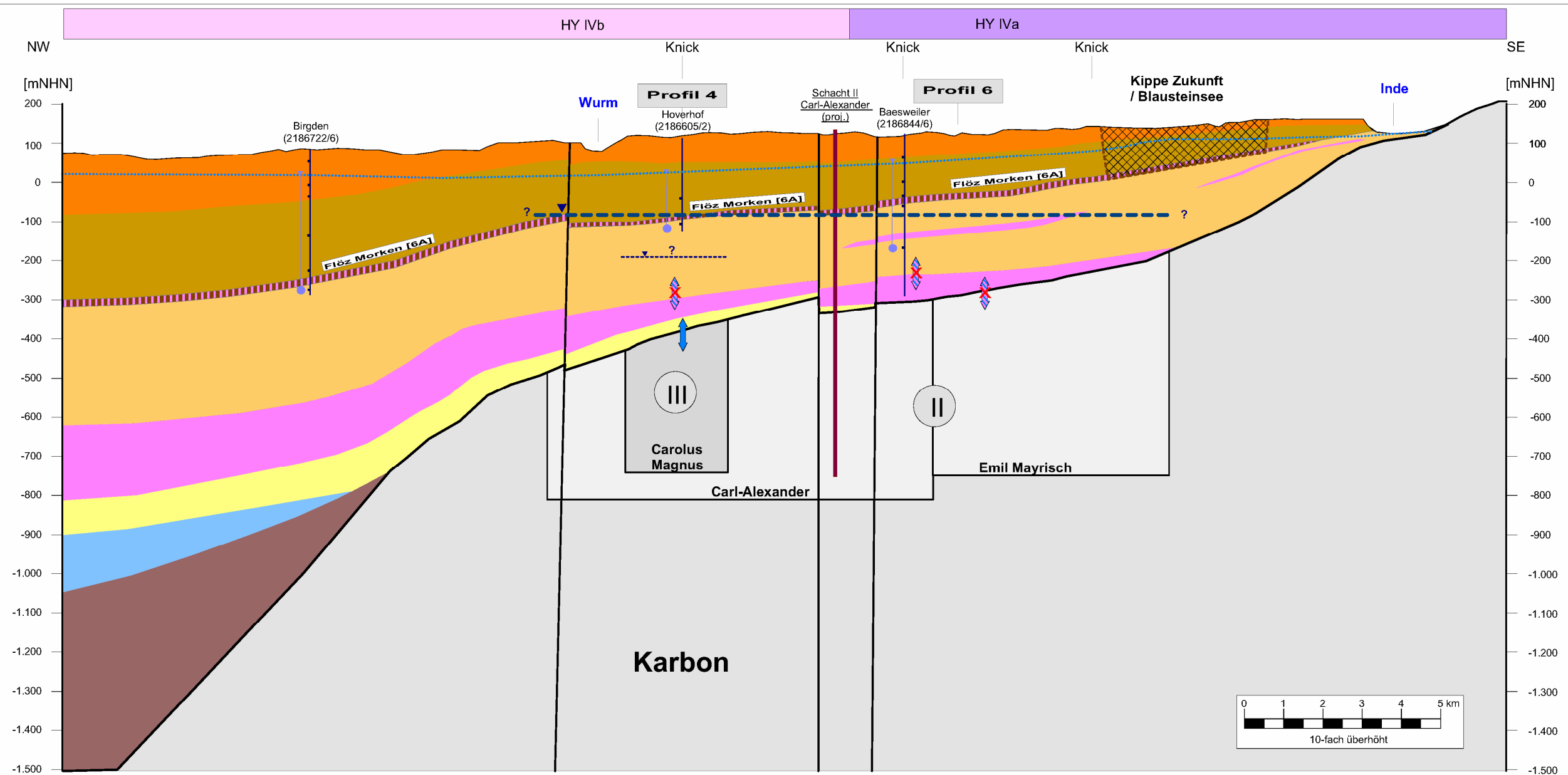
**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 5, NW-SE**



Profil 5

Anlage 6.4

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 7, NW-SE**



Legende:

- T6** Hangendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Kieseloölietformatie und Kwartaire Formaties
D - Horizont [8] bis [19]
- T5** Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Ville, Breda und Inden
Horizonte [6B]-[7]
- T4** Flöz Morken [6A] -
basaler Grundwasserstauer
der Braunkohlenschichten
- T3** Liegendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Veldhoven und Breda
D - Horizonte [04B]-[5] mit Ton-Horizont [1]
- T2** NL - Goudsberg Laagpakket (Tongeren Schichten)
und Rupel Klei /
D - Ratingen- [03] und Linfort-Schichten [04A]
- T1** NL - Klimmen Laagpakket (Tongeren Schichten) /
D - Walsum-Schichten [02]
- Anmerkung:** Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

- "Kreidekalk-Gruppe"**
- Kreide Maastricht-Formation
karbonatische
Abfolge
- Trias Buntsandstein
- Karbon Tonstein-, Schluffstein,
Sandstein-Wechselfolge
mit Steinkohlenflözen
- Verfüllter Braunkohlentagebau
mit Restsee

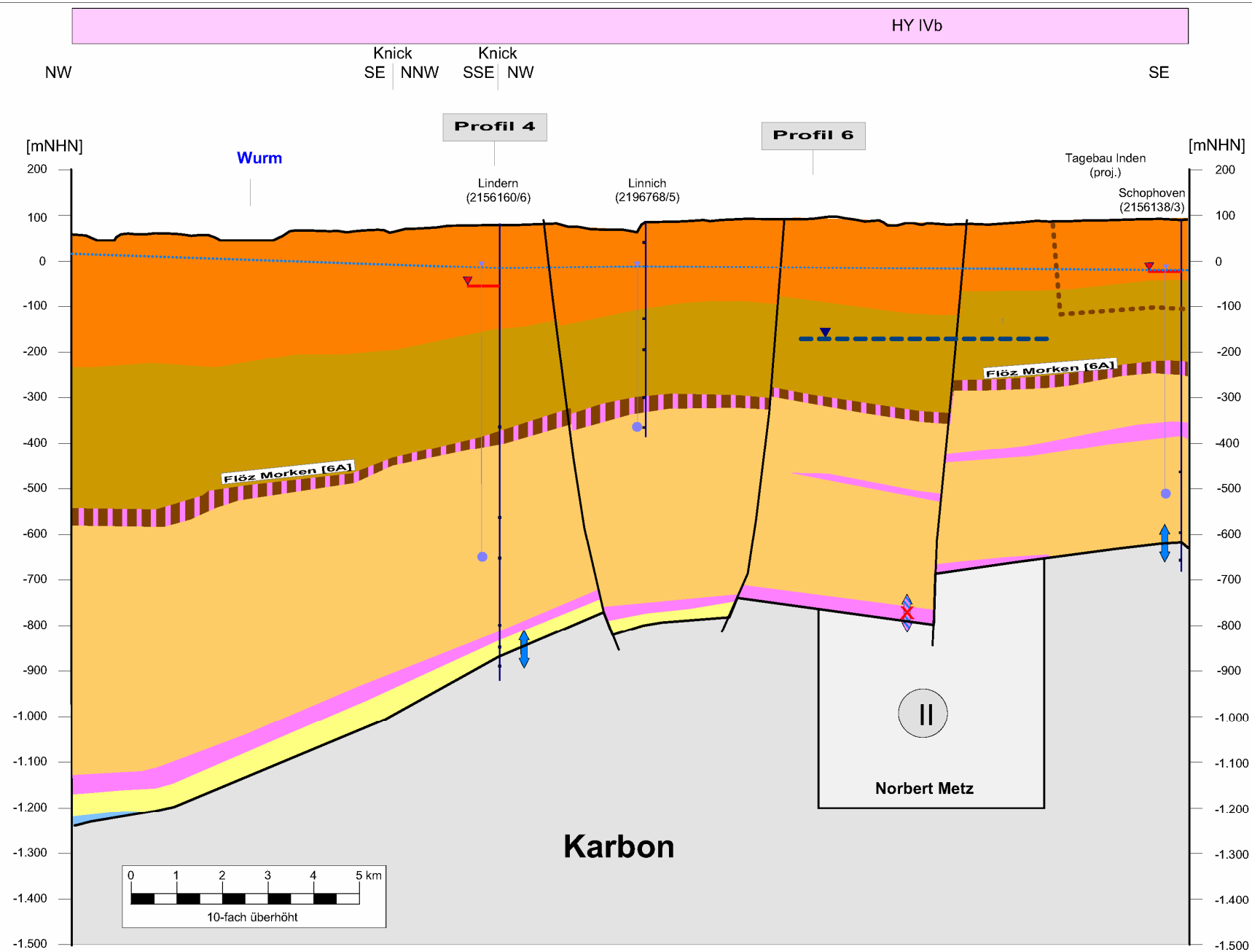
- Bassin im Rahmen
des Grubenwasseranstiegs
- HY IVb** Hydrogeologischer
Homogenbereich
- Emil Mayrisch** ehemaliges
Steinkohlenbergwerk
- Schacht II
Carl-Alexander** ehemaliger Bergwerksschacht
- tektonische Störung
- hydraulische Wechselwirkung
mit dem Steinkohlengebirge
deutlich / eingeschränkt / keine

- Standwasserniveau 2009
(Druckniveau)
- Standwasserniveau 1994
- Grundwasseroberfläche / Druckniveau
Tertiäre Einheit T3, Stand 2009
- Grundwassermessstelle mit Filterstrecken und
Druckhöhen in Tertiärer Einheit T3
- Birgden
(2186722/6)
- Inde** Hauptvorfluter

Profil 7

Anlage 6.5

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 9, NW-SE**




Legende:


- T6** Hangendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Kieselzooletformatie und Kwartaire Formaties
D - Horizont [8] bis [19]
- T5** Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Ville, Breda und Inden
Horizonte [6B]-[7]
- T4** Flöz Morken [6A] -
basaler Grundwasserstauer
der Braunkohlenschichten
- T3** Liegenschichten der Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Veldhoven und Breda
D - Horizonte [04B]-[5] mit Ton-Horizont [1]
- T2** NL - Goudsberg Laagpakket (Tongeren Schichten)
und Rupel Klei /
D - Ratingen- [03] und Linfort-Schichten [04A]
- T1** NL - Klimmen Laagpakket (Tongeren Schichten) /
D - Walsum-Schichten [02]


Anmerkung: Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

"Kreidekalk-Gruppe"

Kreide  Maastricht-Formation


karbonatische
Abfolge


Karbon  Tonstein-, Schluffstein,
Sandstein-Wechselfolge
mit Steinkohlenflözen


 tektonische Störung


Östliche Wasserprovinz -
Hauptbecken


Östliche
Wasserprovinz


 Bassin im Rahmen
des Grubenwasseranstiegs


HY IVb  Hydrogeologischer
Homogenbereich


Norbert Metz  ehemaliges
Steinkohlenbergwerk

 hydraulische Wechselwirkung
mit dem Steinkohlengebirge
deutlich / eingeschränkt / keine

 Standwasserniveau 2009
(Druckniveau)

 Grundwasseroberfläche / Druckniveau
Tertiäre Einheit T3, Stand 2009

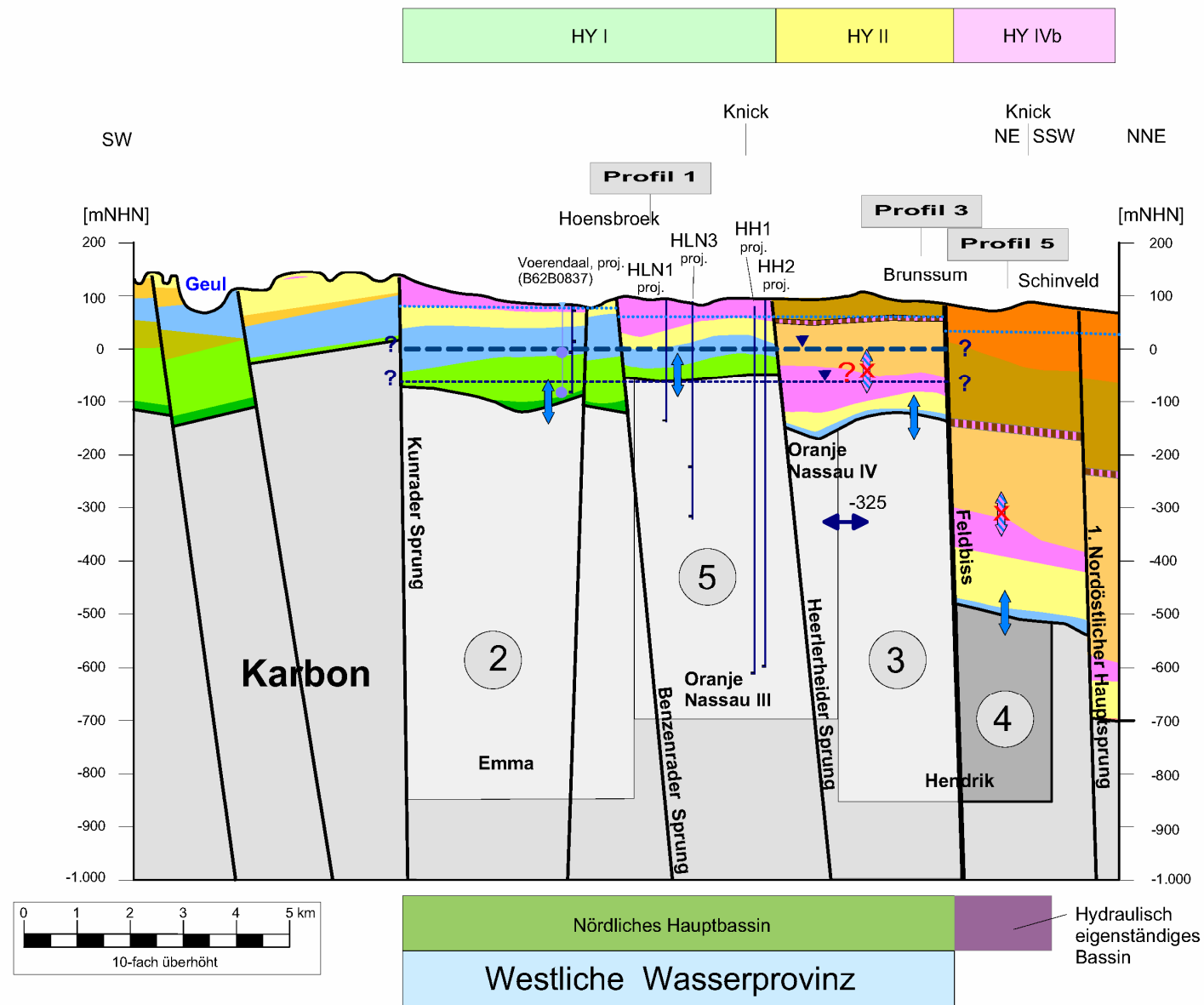
Lindern
(2156160/6)  Grundwassermessstelle mit Filterstrecken und
Druckhöhen in Tertiärer Einheit T3 (blau) und
im Karbon (rot)

Wurm  Hauptvorfluter

Profil 9

Anlage 6.6

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 2, SW-NE**



Legende:

- Tertiär**
- T6** Hangendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Kieseloölietformatie und Kwartaire Formaties
D - Horizont [8] bis [19]
- T5** Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Ville, Breda und Inden
Horizonte [6B]-[7]
- T4** Flöz Morken [6A] -
basaler Grundwasserstauer
der Braunkohlenschichten
- T3** Liegenschichten der Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Veldhoven und Breda
D - Horizonte [04B]-[5]
- T2** NL - Goudsberg Laagpakket (Tongeren Schichten)
und Rupel Klei /
D - Ratingen- [03] und Linfort-Schichten [04A]
- T1** NL - Klimmen Laagpakket (Tongeren Schichten) /
D - Walsum-Schichten [02]

- "Kreidekalk-Gruppe"**
- Kreide**
- siliciklastische Abfolge
- karbonatische Abfolge
- Maastricht-Formation
- Gulpen-Formation
- Vaals-Formation
- Aachen-Formation
- Karbon**
- Tonstein-, Schluffstein,
Sandstein-Wechselfolge
mit Steinkohlenflözen

- 2** Bassin im Rahmen
des Grubenwasseranstiegs
- HY IVb** Hydrogeologischer
Homogenbereich
- Emma** Steinkohlenbergwerk
- 325** Hydraulische Verbindung
Niveau in [mNHN]
- tektonische Störung
- hydraulische Wechselwirkung
mit dem Steinkohlengebirge
deutlich / eingeschränkt / keine

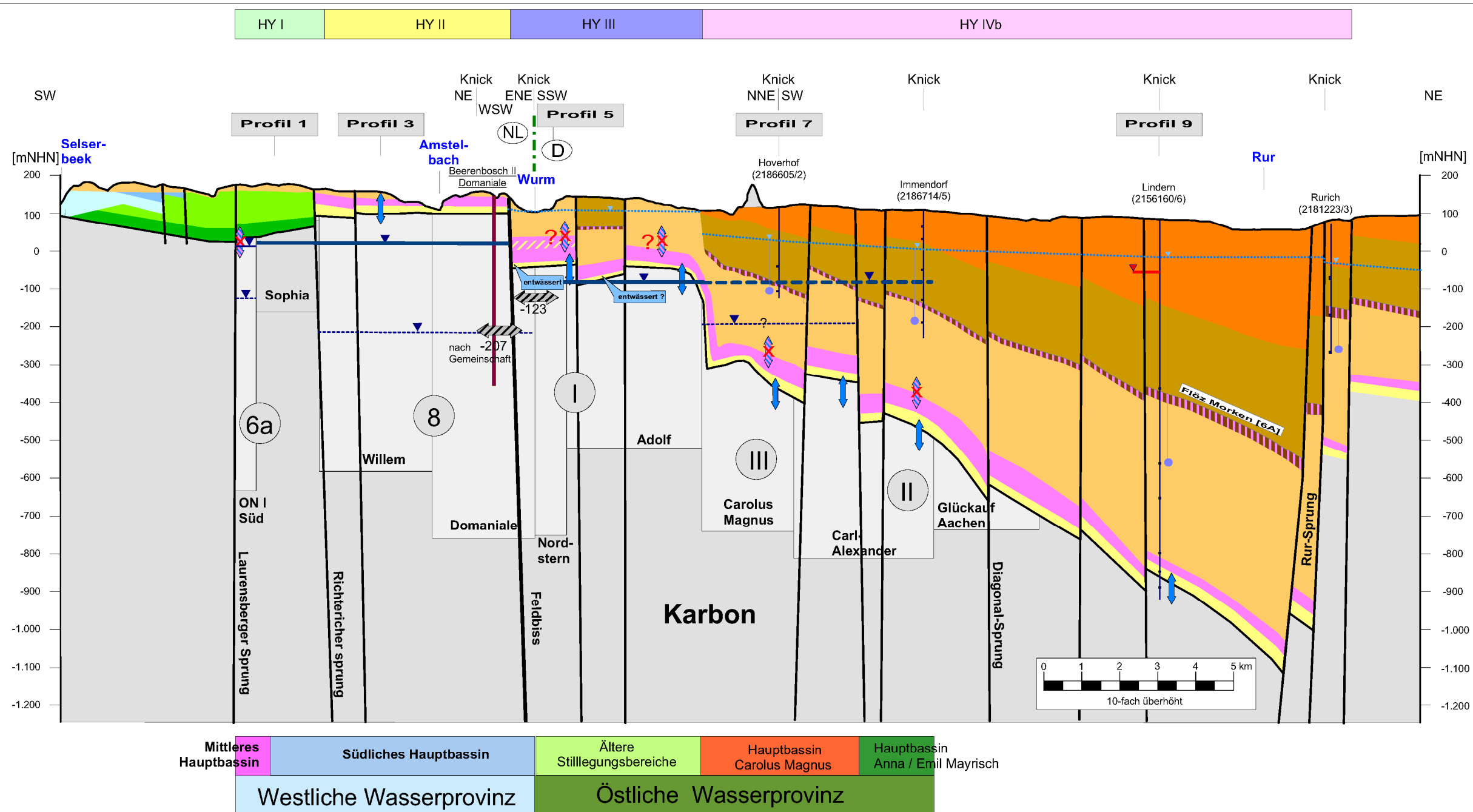
- Standwasserniveau 2009
Druckspiegel / freier Grundwasserspiegel
- Standwasserniveau 1994
- Grundwasseroberfläche/Druckhöhe (Stand 2009)
Tertiäre Einheit T3 (HY II, HY IVb)
Maastricht Formation (HY I)
- Grundwassermessstelle mit Filterstrecken
und Druckhöhen in
Tertiäre Einheit T3 (Bassin 3 und 4) bzw.
Vaals-/Maastricht-Formation (Bassin 2 und 5)
- Tiefbohrung Minewater Project
HH1, HH2, HLN1, HLN2
- Geul Hauptvorfluter

Anmerkung: Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

Profil 2

Anlage 6.7

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 4, SW-NE**



Legende:

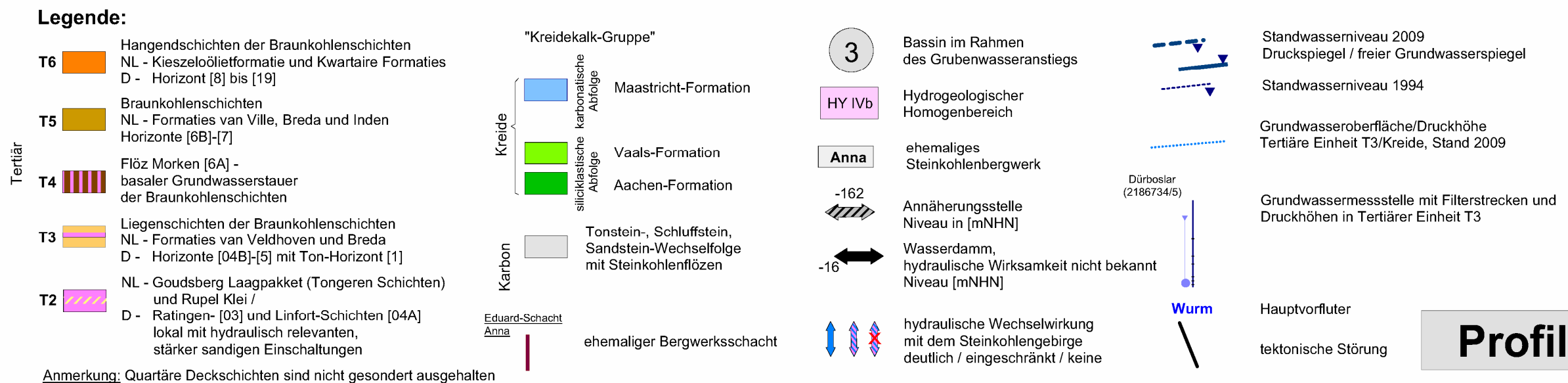
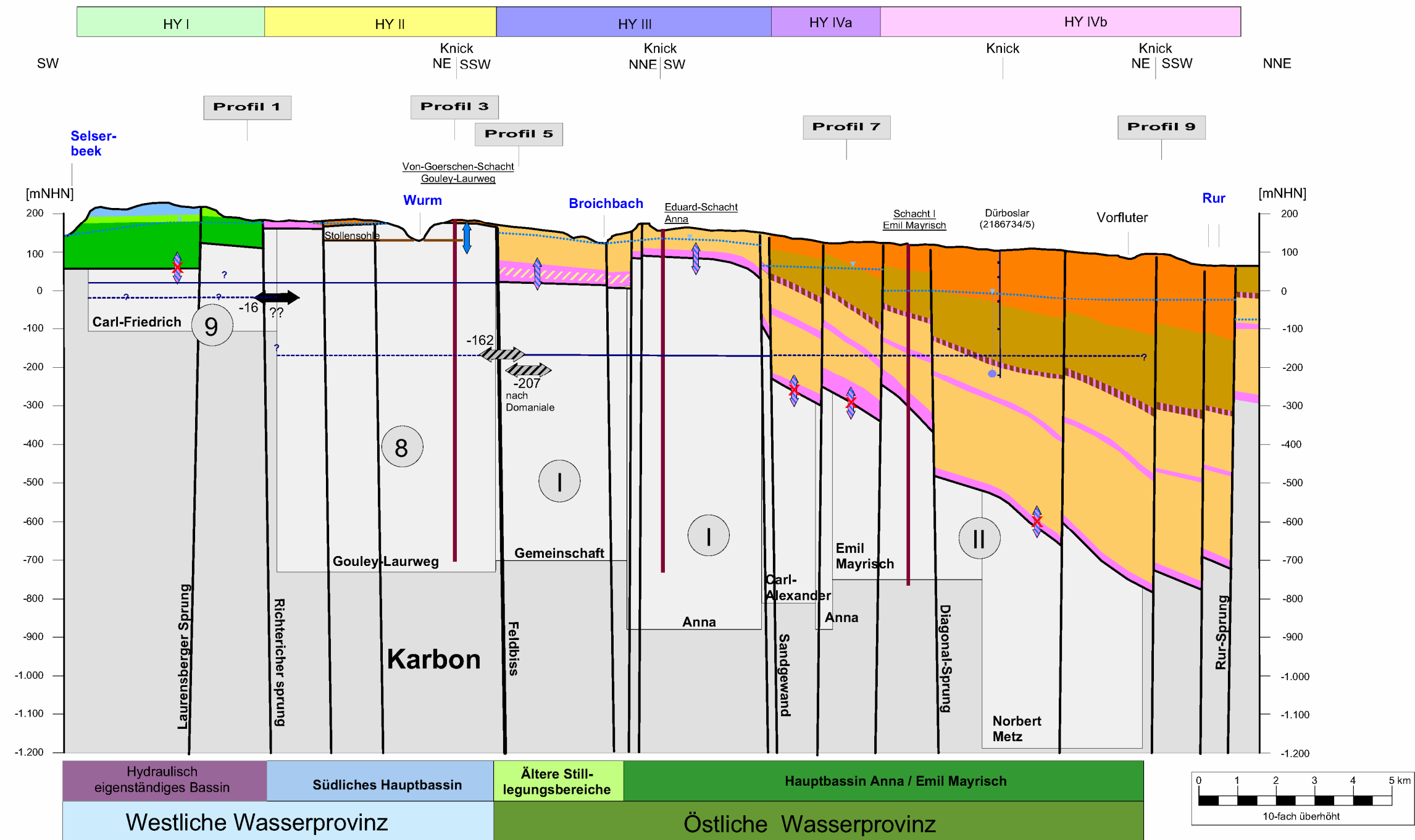
- | | | | |
|--|---|--|--|
| <p>T6 Hangendschichten der Braunkohlenschichten
NL - Kieseloölietformate und Kwartaire Formaties
D - Horizont [8] bis [19]</p> <p>T5 Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Ville, Breda und Inden
Horizonte [6B]-[7]</p> <p>T4 Flöz Morken [6A] -
basaler Grundwasserstauer
der Braunkohlenschichten</p> <p>T3 Liegenschichten der Braunkohlenschichten
NL - Formaties van Veldhoven und Breda
D - Horizonte [04B]-[5]</p> <p>T2 NL - Goudsborg Laagpakket (Tongeren Schichten)
und Rupel Klei /
D - Ratingen- [03] und Linfort-Schichten [04A]
lokal mit hydraulisch relevanten,
stärker sandigen Einschaltungen</p> <p>T1 NL - Klimmen Laagpakket (Tongeren Schichten) /
D - Walsum-Schichten [02]</p> | <p>"Kreidekalk-Gruppe"</p> <p>Kreide</p> <ul style="list-style-type: none"> karbonatische Ablage: Maastricht-Formation karbonatische Ablage: Gulpen-Formation siliciklastische Ablage: Vaals-Formation siliciklastische Ablage: Aachen-Formation <p>Karbon</p> <ul style="list-style-type: none"> Tonstein-, Schluffstein, Sandstein-Wechselfolge mit Steinkohlenflözen | <p>8 Basin im Rahmen des Grubenwasseranstiegs</p> <p>HY IVb Hydrogeologischer Homogenbereich</p> <p>Willem Steinkohlenbergwerk</p> <p>-162 Annäherungsstelle Niveau in [mNHN]</p> <p>Beerenbosch II Domaniale ehemaliger Bergwerksschacht</p> <p>Wurm Hauptvorfluter</p> | <p>Standwasserniveau 2009
Druckspiegel / freier Grundwasserspiegel</p> <p>Standwasserniveau 1994</p> <p>Grundwasseroberfläche/Druckhöhe
Tertiäre Einheit T3/Kreide, Stand 2009</p> <p>Grundwassermessstelle mit Filterstrecken und
Druckhöhen in Tertiärer Einheit T3 (blau) und
im Karbon (rot)</p> <p>tektonische Störung</p> <p>hydraulische Wechselwirkung
mit dem Steinkohlengebirge
deutlich / eingeschränkt / keine</p> |
|--|---|--|--|

Anmerkung: Quartäre Deckschichten sind nicht gesondert ausgehalten

Profil 4

Anlage 6.8

**Geologisch-hydrogeologische Profilschnittserie
Profil 6, SW-NE**



Anlage 7

**Verlauf des Grubenwasseranstiegs
in der Westlichen Wasserprovinz
des Aachener und Südlimburger Steinkohlenreviers
- 1967 bis 2009**

