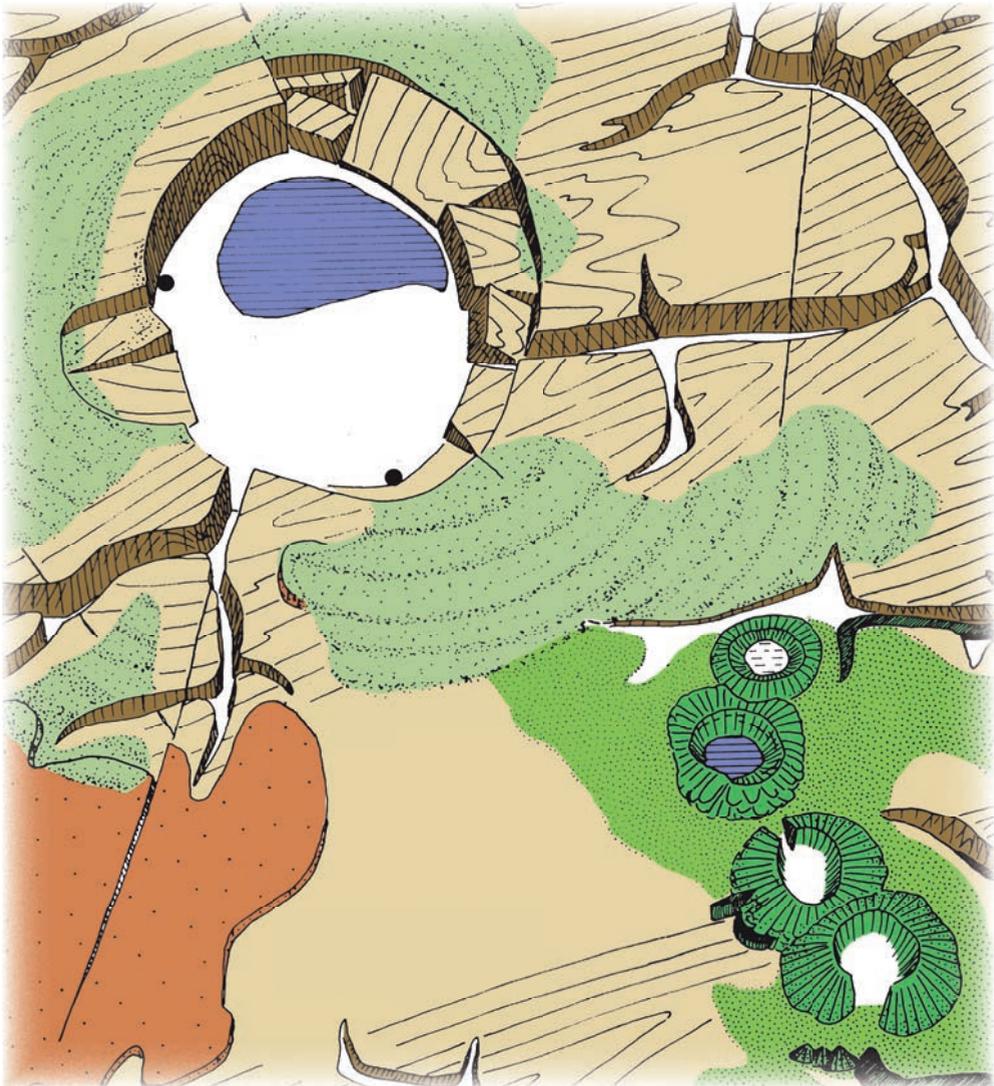


Geologie

Wilhelm Meyer

4., völlig neu
bearbeitete Auflage

der Eifel



Schweizerbart

Wilhelm Meyer
Geologie der Eifel

Wilhelm Meyer

Geologie der Eifel

4., völlig neu bearbeitete Auflage

Mit 157 Abbildungen, 12 Tabellen, 8 Fototafeln
und einer Beilage



Schweizerbart
Stuttgart 2013

W. Meyer: Geologie der Eifel, 4. Aufl.

Adresse des Autors:

Prof. Dr. Wilhelm Meyer, Heerstr. 16, 53340 Meckenheim, Germany

Abbildung auf dem Umschlag: Blockbild der Vulkangruppe von Manderscheid. – Abb. 82 aus: Meyer, W. (1994): Geologie der Eifel. 3. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

Gedruckt mit freundlicher Unterstützung
der **Deutschen Vulkanologischen Gesellschaft e. V.** und
der **Geomuseen des Geo- und Naturparks Vulkaneifel**

4. Auflage 2013 (W. Meyer)
3. Auflage 1994 (W. Meyer)
2. Auflage 1988 (W. Meyer)
1. Auflage 1986 (W. Meyer)

ISBN ebook (pdf) 978-3510-65476-5
ISBN 978-3-510-65279-2

Information on this title: www.schweizerbart.de/9783510652792

© 2013 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, Germany

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlages unzulässig und strafbar. Das gilt besonders für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

Verlag: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller)
Johannesstr. 3A, 70176 Stuttgart, Germany
mail@schweizerbart.de
www.schweizerbart.de

⊗ Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier nach ISO 9706-1994

Satz: Satzpunkt Ursula Ewert GmbH

Printed in Germany by DZA Druckerei zu Altenburg GmbH

Vorwort

Mit diesem Band liegt nunmehr die 4. Auflage der „Geologie der Eifel“ vor. Für diese Auflage waren erhebliche Umarbeitungen notwendig geworden, da die letzte veränderte Auflage im Jahre 1994 erschienen war. Deshalb mussten Korrekturen fast auf jeder Seite vorgenommen werden, zumindest Anpassungen an die geänderte Fachterminologie oder an die inzwischen ins Land gegangene Rechtschreibreform. Größere Umarbeitungen sind bei den Abschnitten über das Unterdevon, über die variszische Faltung, über die verschiedenen Generationen von Gangerzlagern, bei den tertiären und quartären Vulkanfeldern und bei der känozoischen Landschaftsgeschichte erfolgt. Ein Teil der Abbildungen wurde ausgetauscht, wobei nun auch einige Graphiken in Farbe wiedergegeben werden. Außerdem wurden einige Fotos hinzugefügt, nur in geringer Zahl, da inzwischen für die Eifel mehrere Fotobände mit geowissenschaftlichem Schwerpunkt erschienen sind; über die Funde von Mineralien und Fossilien gibt es auch mehrere mit guten Fotos ausgestattete Veröffentlichungen. Besonders hingewiesen sei hier auf die reich illustrierte Darstellung der Gewinnung und Verwendung der Bausteine in der Eifel (K.-H. SCHUMACHER & W. MÜLLER 2011). Für Luftaufnahmen und andere Fotos danke ich Herrn Walter Müller, Niederzissen.

Ich bin Herrn Dr. A. Nägele, Stuttgart, sehr dankbar, dass er das inzwischen vergriffene Werk neu auflegen will und für seine Geduld mit der sich lange hinziehenden Umarbeitung; Frau Angela Pfeifer bin ich für die Aufarbeitung des Textes sehr zu Dank verpflichtet. Bei der Neubearbeitung konnte ich mich mannigfacher fachlicher Hilfe erfreuen, dafür danke ich Günter Blaß, Eschweiler, Prof. Dr. Thomas Litt, Bonn, Werner Löhnertz, M.A., Kall-Steinfeld, Dr. Herbert Lutz, Mainz, Alice und Eugen Rondorf, Neuwied, Prof. Dr. Andreas Schäfer, Bonn, Prof. Dr. Johannes Stets, Bonn und Prof. Dr. Roland Walter, Aachen. Dankbar erinnere ich mich auch an die Hilfe, die mir bei den früheren Auflagen außerdem durch die Professoren Dr. J. Frechen, Dr. W. v. Koenigswald, Dr. H. Weiler und Dr. P. Wurster zuteil wurde und an die Unterstützung durch Hans Klinz bei den Abbildungen.

Für finanzielle Unterstützung danken wir der Kreissparkasse Mayen, der Deutschen Vulkanologischen Gesellschaft unter ihrem Vorsitzenden Landrat a. D. Albert Berg-Winters sowie auf freundliche Vermittlung von Dr. Peter Bitschene, Gerolstein, den Geomuseen des Geo- und Naturparks Vulkaneifel. Das Buch ist meiner Frau Diedela gewidmet.

Wilhelm Meyer
September 2012

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	V
Inhaltsverzeichnis	VII
1. Einleitung	1
2. Die Entwicklung vor dem Devon	5
2.1 Deville-Schichten	5
2.2 Revin-Schichten	8
2.2.1 Revin 2 und 3	8
2.2.2 Revin 4	9
2.2.3 Revin 5	9
2.3 Ordovizium	10
2.3.1 Untere Salm-Schichten	10
2.3.2 Obere Salm-Schichten	11
2.4 Silurium	12
2.5 Venn-Eruptiva	12
2.5.1 Tonalite	13
2.5.2 Meta-Basalte	14
2.5.3 Tonalitporphyrite	14
2.5.4 Das Alter der Venn-Eruptiva	15
2.6 Die kaledonische Faltung	16
3. Devon	19
3.1 Unterdevon: Gedinne-Stufe	20
3.1.1 Überblick	20
3.1.2 Basiskonglomerat	22
3.1.3 Höheres Ober-Gedinne	23
3.2 Siegen-Stufe	26
3.2.1 Siegen-Schichten auf der Nordflanke des Venn-Sattels	28
3.2.2 Siegen-Schichten auf der Südflanke des Venn-Sattels	29
3.2.2.1 Monschau-Schichten	29
3.2.2.2 Rurberg-Schichten	30
3.2.2.3 Heimbach- und Wüstebach-Formation	33
3.2.3 Siegen-Schichten östlich der Eifeler Nord-Süd-Zone	34
3.2.3.1 Erforschungsgeschichte und Gliederungsmethode	34
3.2.3.2 Untere Siegen-Schichten	36
3.2.3.3 Mittlere Siegen-Schichten	40
3.2.3.4 Obere Siegen-Schichten	41
3.2.4 Der Hunsrücksschiefer der Südosteifel	45
3.2.4.1 Die Diskussion um seine Altersstellung	45
3.2.4.2 Zur Gliederung	49
3.2.4.3 Mayen-Formation	49
3.2.4.4 Leutesdorf-Formation	50

3.2.4.5	Augustenthal-Formation	51
3.2.4.6	Rüscheid-Formation	51
3.2.4.7	Isenburg-Formation	51
3.2.4.8	Dachschieferbergbau	52
3.3	Emsium (Unterems- und Oberems-Stufe)	53
3.3.1	Ems-Schichten auf der Nordwestflanke des Venn-Sattels	53
3.3.2	Unterems-Schichten in der Eifeler Nord-Süd-Zone und ihrer Umrandung	56
3.3.2.1	Ulmen-Unterstufe („Ulmen-Gruppe“)	56
3.3.2.2	Stadtfeld-Schichten („Graues Unter-Ems“)	57
3.3.2.3	Klerf-Schichten	66
3.3.3	Oberems-Schichten im Bereich der Kalkmulden	75
3.3.3.1	Emsquarzit	77
3.3.3.2	Wiltz-Schichten	82
3.3.3.3	Wetteldorf-Schichten	83
3.3.3.4	Heisdorf-Schichten	86
3.3.4	Olkenbacher Mulde	95
3.3.4.1	Emsquarzit	95
3.3.4.2	Lahnstein-Laubach-Unterstufe	95
3.3.4.3	Kondel-Unterstufe	98
3.3.5	Ems-Schichten im Bereich der unteren Mosel	102
3.3.5.1	Unter-Ems-Schichten	102
3.3.5.2	Ober-Ems-Schichten	104
3.4	Mitteldevon: Eifel-Stufe	105
3.4.1	Eifel-Schichten an der Nordflanke des Venn-Sattels	107
3.4.1.1	Vicht-Konglomerat	107
3.4.1.2	Friesenrath-Schichten	109
3.4.2	Eifel-Schichten in den Kalkmulden	110
3.4.2.1	Lauch-Schichten	110
3.4.2.2	Untere Nohn-Schichten	116
3.4.2.3	Obere Nohn-Schichten	123
3.4.2.4	Ahrdorf-Schichten	128
3.4.2.5	Junkerberg-Schichten	138
3.4.2.6	Freilingen-Schichten	145
3.4.2.7	Ahbach-Schichten	150
3.4.3	Eifel-Schichten in der Moselmulde (Olkenbacher Mulde)	153
3.4.3.1	Wissenbach-Schiefer	153
3.4.3.2	Bekond-Schiefer	155
3.5	Givet-Stufe	156
3.5.1	Givet-Schichten an der Nordflanke des Venn-Sattels	156
3.5.1.1	Untere Givet-Schichten	156
3.5.1.2	Obere Givet-Schichten	158
3.5.2	Givet-Schichten in den Kalkmulden	159
3.5.2.1	Loogh-Schichten	159
3.5.2.2	Cürten-Schichten	164
3.5.2.3	Dreimühlen-Schichten	169
3.5.2.4	Rodert-Schichten	171

3.5.2.5	Kerpen-Schichten	173
3.5.2.6	Bolsdorf-Schichten	175
3.6	Faziesentwicklung im Mitteldevon der Eifel	177
3.6.1	Paläogeographie	177
3.6.2	Die Lebensräume im Korallenmeer des Mitteldevons	180
3.7	Oberdevon	183
3.7.1	Oberdevon-Schichten an der Nordflanke des Venn-Sattels	183
3.7.1.1	Frasne-Stufe	184
3.7.1.2	Famenne-Stufe	185
3.7.1.3	Strunium (Unterer Kohlenkalk)	187
3.7.2	Oberdevon-Schichten der Prümer Mulde	188
3.7.2.1	Dachpartien des Schönecken-Dolomits und Wallersheim-Dolomit	188
3.7.2.2	Oos-Plattenkalk	190
3.7.2.3	Goniatitenschiefer von Büdesheim und Kellwasserkalk	192
3.7.2.4	Neu-Oos-Formation	193
3.8	Devonischer Vulkanismus	194
3.8.1	Tuffite im Unterdevon (außer Heisdorf-Schichten)	194
3.8.2	Tuffite in den Eifelkalkmulden	195
3.8.3	Ergussgesteine	197
3.9	Die devonischen Dolomite der Eifel	197
3.9.1	An die Schichtenfolge gebundene Dolomitkörper	198
3.9.1.1	Schönecker Dolomit i. w. S.	199
3.9.1.2	Munterley-Dolomit	199
4	Karbon	200
4.1	Unterkarbon (Dinantium)	200
4.1.1	Mittlerer Kohlenkalk (Dolomit-Horizont)	200
4.1.2	Oberer Kohlenkalk	201
4.2	Oberkarbon	202
4.2.1	Walhorn-Schichten	203
4.2.2	Stolberg-Schichten	203
4.2.2.1	Wilhelmine-Schichten	204
4.2.2.2	Gedau-Konglomerat	204
4.2.2.3	Krebs-Traufe-Schichten	205
4.2.2.4	Außenwerke	205
4.2.2.5	Breitgang-Schichten	205
4.2.3	Binnenwerke	205
5	Die variszische Faltung	207
5.1	Die Strukturen im Überblick	210
5.2	Faltenstil	213
5.3	Schieferung	218
5.4	Störungstektonik	218
5.5	Metamorphose	220
5.6	Das Alter von Deformation und Metamorphose	224
5.7	Die variszischen Erzlagerstätten	225

6	Perm	233
6.1	Perm-Schichten der Wittlicher Senke und ihrer Umgebung	233
6.2	Perm-Schichten außerhalb der Südeifel	238
7	Trias	240
7.1	Buntsandstein	240
7.1.1	Unterer Buntsandstein	242
7.1.2	Mittlerer Buntsandstein	244
7.1.2.1	Nordeifel	245
7.1.2.2	Zentralteil der Nord-Süd-Zone	247
7.1.2.3	Südeifel	249
7.1.3	Oberer Buntsandstein (Röt)	252
7.1.3.1	Nordeifel	252
7.1.3.2	Zentralteil der Nord-Süd-Zone	253
7.1.3.3	Südeifel	254
7.2	Muschelkalk	255
7.2.1	Unterer Muschelkalk (Muschelsandstein)	255
7.2.2	Mittlerer Muschelkalk	258
7.2.3	Oberer Muschelkalk (Hauptmuschelkalk)	259
7.2.3.1	Nordeifel	259
7.2.3.2	Südeifel	260
7.3	Keuper	260
7.3.1	Unterer Keuper (Kohlenkeuper)	261
7.3.2	Mittlerer Keuper	262
7.3.3	Oberer Keuper (Rhät)	262
8	Jura	264
8.1	Lias der Nordeifel	264
8.2	Lias der Südeifel	265
9	Kreide	266
9.1	Formation von Aachen	266
9.2	Formation von Vaals	268
9.3	Formation von Gulpen	269
9.3.1	Zevenwegen-Kalk	270
9.3.2	Vylen-Kalk	270
9.3.3	Orsbach-Feuersteinkreide	271
9.4	Formation von Maastricht: Vetschau-Kalk	271
9.5	Kretazischer Vulkanismus	272
10	Tertiär	274
10.1	Die jungmesozoische und alttertiäre Verwitterung	275
10.2	Paleozän und Eozän	277
10.2.1	Basiston	277
10.2.2	Senke von Antweiler und Nordostefel	278
10.2.3	Das Eckfelder Maar	279
10.2.4	Die Eozänvorkommen von Binsfeld und Speicher	279

10.2.5	Mitteloazäne Vallendar-Schotter der Südwesteifel	280
10.2.6	Die eozänen Schichten im Neuwieder Becken	281
10.3	Oligozän	282
10.3.1	Nordeifel	283
10.3.2	Osteifel	286
10.3.3	Neuwieder Becken	288
10.3.3.1	Maifeld-Schichten	288
10.3.3.2	Kärlicher Blauton	289
10.3.3.3	Arenberg-Schotter	290
10.3.4	Südwesteifel und Westeifel	290
Farbtafeln I–VIII		291
10.4	Miozän	299
10.4.1	Nord- und Osteifel	300
10.4.2	Neuwieder Becken	301
10.5	Pliozän	301
10.6	Landschaftsformung während der Tertiärzeit	302
10.6.1	Die älteren Rumpfflächen (R2)	304
10.6.2	Die jüngeren Rumpfflächen (R1)	305
10.6.3	Die Trogregionen	305
10.7	Vulkanismus	307
10.7.1	Datierung und zeitliche Beziehung zur Tektonik	309
10.7.2	Ausdehnung und Orientierung der Vulkanfelder	310
10.7.3	Petrographischer Überblick	311
10.7.4	Form der Vulkane	312
10.7.5	Modell für die Entstehung des tertiären Vulkanismus	313
10.7.6	Die Einzelvorkommen der Basalte	314
10.7.6.1	Bl. 5208 Bonn, linksrheinisch	315
10.7.6.2	Bl. 5308 Bad Godesberg	315
10.7.6.3	Bl. 5309 Königswinter, linksrheinisch	316
10.7.6.4	Bl. 5406 Bad Münstereifel	319
10.7.6.5	Bl. 5407 Altenahr	319
10.7.6.6	Bl. 5408 Ahrweiler	320
10.7.6.7	Bl. 5409 Linz, linksrheinisch	321
10.7.6.8	Bl. 5506 Aremberg	322
10.7.6.9	Bl. 5507 Hönningen	322
10.7.6.10	Bl. 5508 Kempenich	323
10.7.6.11	Bl. 5509 Burgbrohl	324
10.7.6.12	Bl. 5605 Stadtkyll	324
10.7.6.13	Bl. 5606 Üxheim	324
10.7.6.14	Bl. 5607 Adenau	325
10.7.6.15	Bl. 5608 Virneburg	328
10.7.6.16	Bl. 5609 Mayen	329
10.7.6.17	Bl. 5706 Hillesheim	329
10.7.6.18	Bl. 5707 Kelberg	331
10.7.6.19	Bl. 5708 Kaisersesch	335

10.7.6.20	Bl. 5709 Kaifenheim	336
10.7.6.21	Bl. 5804 Schönecken	336
10.7.6.22	Bl. 5806 Daun	336
10.7.6.23	Bl. 5807 Gillenfeld	336
10.7.6.24	Bl. 5808 Cochem	337
10.7.7	Die intermediären Vulkane der Hocheifel	337
10.7.8	Trachyte und Trachyttuffe in Nähe des Rheintals	339
10.8	Postvariszische Vererzungen	340
10.8.1	Die gangförmigen Vererzungen in der Westeifel	341
10.8.2	Blei-Zink-Erzlagerstätten in der Trias der Nordeifel	341
10.8.3	Die Erzlagerstätten im Gebiet von Stolberg und Aachen	343
10.8.4	Gangvererzungen der Osteifel	345
10.8.4.1	Bl. 5407 Altenahr	345
10.8.4.2	Bl. 5506 Aremberg	346
10.8.4.3	Bl. 5507 Hönningen	346
10.8.4.4	Bl. 5606 Üxheim	347
10.8.4.5	Bl. 5607 Adenau	347
10.8.4.6	Bl. 5608 Virneburg	348
10.8.4.7	Bl. 5708 Kaisersesch	348
10.8.4.8	Bl. 5806 Daun	348
10.8.4.9	Bl. 5807 Gillenfeld	349
10.8.4.10	Bl. 5907 Hasborn und Bl. 5908 Alf	349
10.8.5	Die Schwerspatgänge der Hocheifel	349
10.8.6	Modell zur Genese der postvariszischen Vererzungen	350
11.	Quartär	351
11.1	Gliederung des Quartärzeitalters	351
11.1.1	Zur Grenzziehung zwischen Tertiär und Quartär	353
11.1.2	Die älteren Quartärsedimente in der Tongrube Kärlich	355
11.2	Das quartäre Vulkangebiet der Westeifel	356
11.2.1	Übersicht	356
11.2.2	Das Alter	357
11.2.3	Petrographie	359
11.2.4	Zur Entstehung der Maare	360
11.2.5	Die Einzelvorkommen	365
11.2.5.1	Das Vulkangebiet um Bad Bertrich	365
11.2.5.2	Die Vulkane im Raum Gillenfeld	368
11.2.5.3	Die Vulkane im Raum Daun–Schalkenmehren	376
11.2.5.4	Die Vulkangruppe westlich Manderscheid und der Buerberg	381
11.2.5.5	Die Vulkangruppe im Raum Üdersdorf	388
11.2.5.6	Die Vulkane im Raum Birresborn	389
11.2.5.7	Die Vulkane zwischen Daun, Büscheich, Hillesheim und Brück	391
11.2.5.8	Die Vulkane im Raum Gerolstein, Oberbettingen und Steffeln	407
11.2.5.9	Die nordwestlichsten Vulkane	418
11.2.5.10	Die Vorkommen östlich der Vulkankette	419
11.3	Das quartäre Vulkangebiet der Osteifel	423
11.3.1	Die basaltischen Vulkane	426

11.3.1.1	Basaltische Lapillitephren im Westen des Vulkangebietes	426
11.3.1.2	Bl. 5508 Kempenich	426
11.3.1.3	Bl. 5509 Burgbrohl	431
11.3.1.4	Bl. 5510 Neuwied	441
11.3.1.5	Bl. 5511 Bendorf	443
11.3.1.6	Bl. 5608 Virneburg	444
11.3.1.7	Bl. 5609 Mayen	446
11.3.1.8	Bl. 5610 Bassenheim	454
11.3.1.9	Bl. 5611 Koblenz	462
11.3.1.10	Bl. 5709 Kaifenheim	462
11.3.2	Phonolithische Vulkane und Vulkankomplexe	463
11.3.2.1	Der Riedener Phonolithkomplex	463
11.3.2.2	Phonolithe im Gebiet Kempenich – oberes Brohltal	470
11.3.2.3	Der Wehrer Phonolithkomplex	471
11.3.2.4	Kahlenberg-Tephra und Dümpelmaar-Tephra	474
11.3.2.5	Der Laacher-See-Vulkan	474
11.3.3	Quartäre Vulkane nördlich des Vulkanfeldes der Osteifel	501
11.3.3.1	Rodderberg	501
11.4	Mineralwässer und Gasaustritte	502
11.4.1	Hydrogenkarbonat-Wässer (Säuerlinge) und Mofetten	502
11.4.1.1	Osteifel	504
11.4.1.2	Westeifel	507
11.4.1.3	Südeifel	509
11.4.1.4	Nordwesteifel	509
11.4.2	Sulfatwässer	509
11.5	Tektonik und Geophysik	510
11.5.1	Erdbeben	510
11.5.2	In-situ-Spannungsmessungen	513
11.5.3	Rezente Höhenänderungen	513
11.5.4	Magnetik	514
11.5.5	Geothermischer Zustand	515
11.5.6	Aufbau von Kruste und Mantel	516
11.6	Die Entwicklung der Landschaft	520
11.6.1	Rhein	521
11.6.1.1	Die Zusammensetzung der Rhein-Schotter	522
11.6.1.2	Höhenterrassen	524
11.6.1.3	Hauptterrassen	524
11.6.1.4	Mittelterrassen	525
11.6.1.5	Niederterrassen	526
11.6.2	Nette	527
11.6.3	Brohlbach und Vinxtbach	528
11.6.4	Ahr	529
11.6.5	Mosel	530
11.6.5.1	Die Mosel zwischen den Mündungen von Sauer und Lieser	531
11.6.5.2	Die Mosel von der Lieser-Mündung bis Koblenz	535
11.6.5.3	Die Sauer und ihre Nebenflüsse	536
11.6.5.4	Kyll	536

11.6.5.5	Salm und Lieser	537
11.6.5.6	Alf	538
11.6.5.7	Uess	538
11.6.5.8	Die anderen Nebenflüsse der Mosel	540
11.6.6	Rur	540
11.6.7	Erft	541
11.7	Vegetation und Klima	541
11.8	Fauna	546
11.9	Der Mensch	548
12	Mesozoische und känozoische Tektonik	554
12.1	Die postvariszische tektonische Entwicklung	554
12.2	Großtektonische Zusammenhänge	557
13	Beschreibung der einzelnen Regionen	559
13.1	Nordwesteifel nördlich vom Venn-Sattel	559
13.2	Venn-Sattel	566
13.3	Nordwesteifel südlich des Venn-Sattels	573
13.4	Westeifel westlich der Nord-Süd-Zone	577
13.4.1	Daleidener Muldengruppe	579
13.5	Die Eifeler Nord-Süd-Zone	580
13.5.1	Die Zone der Eifelkalkmulden	583
13.5.1.1	Sötenicher Kalkmulde	583
13.5.1.2	Blankenheimer Kalkmulde	589
13.5.1.3	Rohrer Kalkmulde	592
13.5.1.4	Dollendorfer Kalkmulde	592
13.5.1.5	Hillesheimer Kalkmulde	594
13.5.1.6	Prümer Kalkmulde	597
13.5.1.7	Gerolsteiner Kalkmulde	599
13.5.1.8	Salmerwald-Mulde und Manderscheider Sattel	601
13.5.2	Mechernicher Trias-Dreieck	603
13.5.3	Die Trias-Gebiete zwischen Blankenheim und Gerolstein	607
13.5.4	Trierer Bucht	609
13.6	Wittlicher Senke und Umgebung (Moselmulde)	614
13.7	Osteifel	618
13.7.1	Der Sockel	618
13.7.2	Die postvariszischen Bildungen	623
13.8	Neuwieder Becken	626
	Literaturverzeichnis	629
	Sachverzeichnis	682
	Ortsverzeichnis	692

1. Einleitung

„Die Eyffel hat ihres Gleichen in der Welt nicht; ... und ihre Kenntnis kann gar nicht umgangen werden, wenn man eine klare Ansicht der vulcanischen Erscheinungen auf Continenten erhalten will.“ So schrieb einer der Stammväter der deutschen Geologie, Leopold VON BUCH, in einem Brief an Johann STEININGER am 12. August 1820. Und STEININGER ergänzt diesen Ausspruch im Vorwort zu seiner „Geognostischen Beschreibung der Eifel“ am 14. Mai 1853: „Aber nicht nur die erloschenen Vulkane haben den Naturforscher in der neuern Zeit in die Eifel geführt; auch die Versteinerungen, welche in den Umgebungen von Gerolstein und Prüm vorkommen, haben eine früher nur wenig gekannte Bedeutung erhalten.“ Dieses Buch von STEININGER ist die erste geologische Beschreibung der gesamten Eifel; es ist bisher die einzige geblieben. Nur ein kurzer „Abriß der Geologie der Eifel“ erschien in der Zwischenzeit (FOLLMANN 1915). Dabei hat in diesem Zeitraum die Eifel in den Erdwissenschaften keineswegs eine solche Randposition eingenommen wie z. B. in wirtschaftlicher Hinsicht. Vielmehr sind seit dem Buch STEININGERS über 1000 Veröffentlichungen deutscher und ausländischer Wissenschaftler über diese Landschaft erschienen, nicht nur in Zeitschriften, sondern auch als umfangreiche Monographien, die jedoch nur Teilprobleme oder einzelne Regionen behandeln. Es kam hinzu, dass, wie es die vorangestellten Zitate schon ausdrücken, die wissenschaftliche Bearbeitung von zwei weit auseinanderliegenden Schwerpunkten ausging, nämlich von der paläontologisch-biostratigraphischen Blickrichtung einerseits und von mineralogisch-vulkanologischen Fragestellungen andererseits.

Das vorliegende Buch will versuchen, das weite Feld der Geologie zwischen diesen Eckpunkten zu beschreiben, und zwar, indem die erdgeschichtliche Entwicklung dieses Raumes geschildert wird. Diese erdgeschichtliche Behandlung bildet den Hauptteil des Buches. Ihr wird eine regionalgeologische Beschreibung der einzelnen Landschaften angefügt (Kapitel 13), die über deren geologischen Aufbau unterrichtet und geologische Informationen bietet, für die in einer erdgeschichtlich aufgebauten Schilderung kein Platz ist. Den einzelnen Abschnitten (2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11), wenn nötig auch den Unterabschnitten sind kurze Zusammenfassungen vorangestellt, die aneinandergereiht einen kurzen Abriss der Erdgeschichte der Eifel ergeben.

Die durch politische oder postalische Flurbereinigung entstandenen neuen Ortsnamen habe ich oft nicht benutzt, wenn die alten eine genauere Lokalisierung ermöglichen (Ober- und Niedermendig statt Mendig, Berresheim und Allenz statt Alzhelm usw.) oder weniger umständlich sind (vgl. Bad Neuenahr-Ahrweiler, Stadtteil Ahrweiler). An vielen Stellen wurde der Name und die Nr. des Kartenblatts angegeben; es handelt sich dabei immer um Mess-tischblätter (1 : 25 000). Eine Übersicht dieser Blätter und ihrer Nummern gibt Abb. 2. Dort ist auch sichtbar, dass das Gebiet bisher nur von den Rändern her geologisch kartiert ist. So ist leider der Seufzer L. v. BUCHS in dem eingangs zitierten Brief von 1820 noch nicht vollkommen gegenstandslos: „Was uns jetzt vorzüglich Noth thut ist eine genaue Charte der Gegend. Es ist unglaublich in welche Noth ich durch den Mangel guter Charten versetzt worden bin.“ Der hier vorgelegten Beschreibung ist im Anhang eine geologische Übersichtskarte beigegeben, um wenigstens teilweise einem solchen Mangel abzuhelpfen.

In Angleichung an den internationalen Sprachgebrauch werden neuerdings bei uns die einzelnen stratigraphischen Kategorien vielfach entsprechend folgendem Beispiel verwendet:

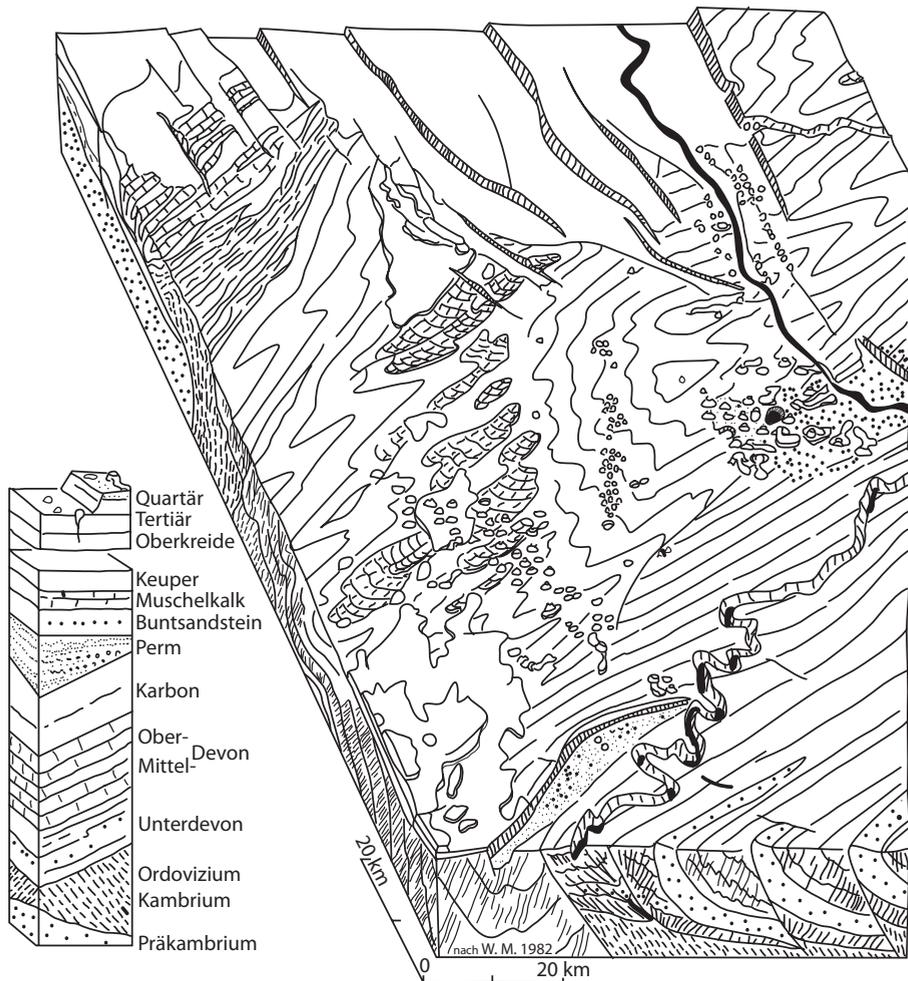


Abb. 1. Geologisches Blockbild der Eifel. Farbige Version im Anhang.

Devon-System, Eifel-Stufe, Ahrdorf-Formation, Betterberg-Unterformation (Subformation), Bildstock-Horizont (Member). Wir verwenden hier oft noch die Begriffe „Schichten“ statt „Formation“ und „Folge“ statt „Unterformation“. In den Karten und Profilen mit magnetischen Daten steht noch die alte Einheit γ (Gamma), sie wird heute durch die Bezeichnung nT (Nano-Tesla) ersetzt.

Um den Umfang des Buches nicht aufzublähen, habe ich weitgehend auf wissenschaftsgeschichtliche Ausführungen verzichtet. Sie könnten ein eigenes Buch füllen, da die Eifel seit 200 Jahren eine wichtige Rolle in der Entwicklung der geologischen und paläontologischen Wissenschaften gespielt hat. Auch beim Literaturverzeichnis musste eine Auswahl getroffen werden, die sich auf die Arbeiten bis 2011 beschränkt, die im Text erwähnt sind, bei den Zeichnungen benutzt wurden oder umfangreiche Literaturangaben enthalten, die ein tieferes Eindringen in den Literaturberg erleichtern.

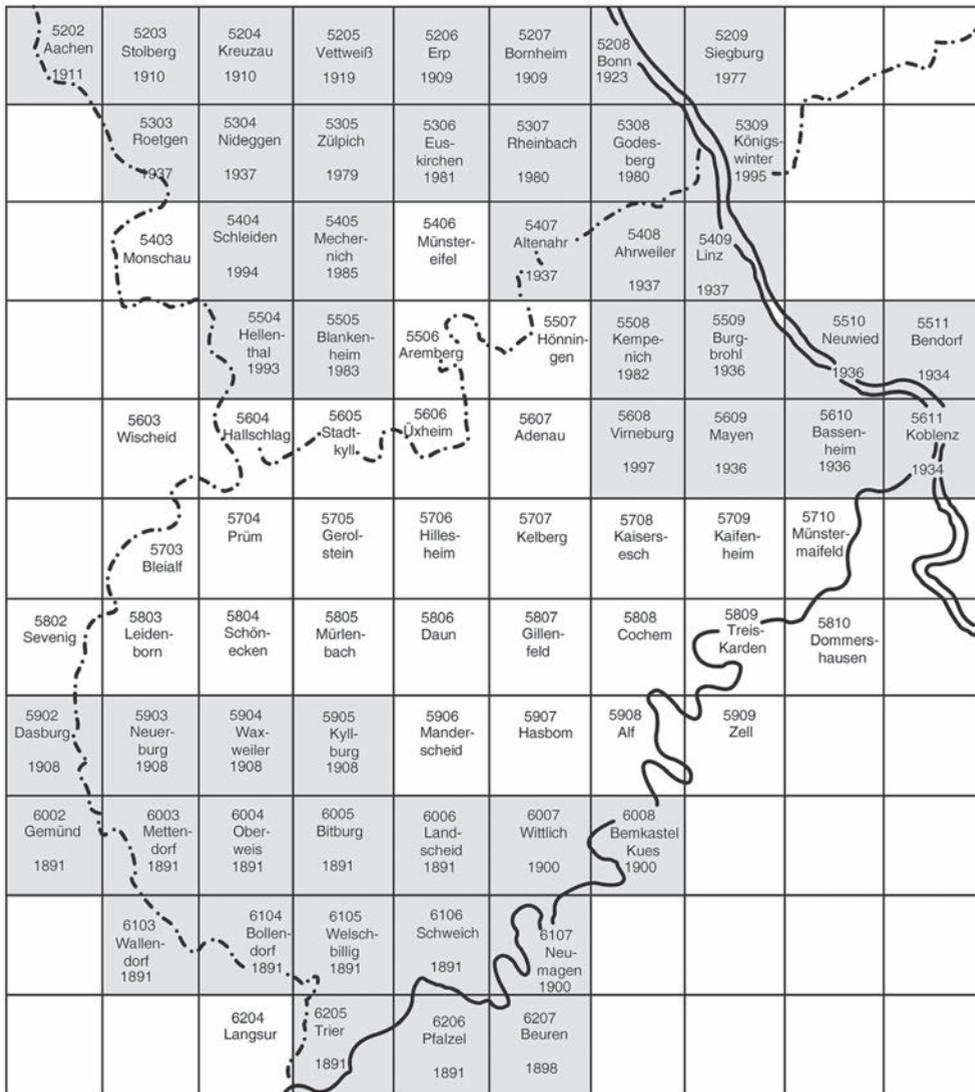


Abb. 2. Karten 1 : 25 000, gerastert die veröffentlichten geologischen Karten mit Erscheinungsjahr der letzten Auflage

Das Buch kann kein endgültiges Bild von der Entwicklung eines Raumes zeichnen, in dem geologische Prozesse vom Beginn des Paläozoikums bis in die Jetztzeit dokumentiert sind. Es bleibt ein Versuch, den heutigen Kenntnisstand über diese den Geologen so faszinierende Landschaft zu schildern und die noch bestehenden Probleme herauszuarbeiten. Korrekturen und Ergänzungen werden mir immer sehr willkommen sein.

Die Abbildungen stammen von mir, wenn keine Quelle genannt ist. Bei den Blockbildern und Karten ist, wenn kein Nordpfeil angegeben ist, die Nordrichtung immer oben; die beiden seitlichen Begrenzungen laufen parallel zur Nordrichtung.

Topographische Angaben beziehen sich auf das Gauß-Krüger-Koordinatensystem (z. T. mit Rechts- und Hochwerten), das auch die bis in neueste Zeit veröffentlichten geologischen Karten enthalten. Die neuen topographischen amtlichen Karten haben das UTM-(Universales Transversales Mercator-)Gitter aufgedruckt, enthalten aber am Rand auch noch die Gauß-Krüger-Koordinaten. Leichte Verschiebungen im Blattschnitt können bei den modernen nach dem UTM-System hergestellten Karten gegenüber den älteren Kartenblättern auftreten.

2. Die Entwicklung vor dem Devon

Gesteine, die älter als devonisch sind, treten im Verband in den Ardennen in mehreren Aufsattelungen zwischen den Devonschichten zutage. Zu diesen sog. Ardennenmassiven werden gerechnet: das Massiv von Rocroi, das Massiv von Givonne, das Massiv von Serpont und das Massiv von Stavelot. Vordevonische Gesteine treten außerdem noch in dem schmalen Condroz-Sattel und schließlich im nördlich gelegenen Brabanter Massiv an die Oberfläche. Nur das Massiv von Stavelot reicht in seinem Nordostteil im Bereich des Hohen Venns auf deutsches Gebiet. Erst am Südrand und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sowie im Remscheid-Altenaer Sattel und im Ebbe-Sattel treten dann wieder vordevonische Gesteine zutage. In der Eifel dürften viele der Auswürflinge in den jungen Vulkanen aus altpaläozoischen oder gar präkambrischen Schichten stammen.

Die zutage tretenden altpaläozoischen Gesteine sind Ablagerungen eines meist flachen Meeresraumes, der sich von Südengland über das Schiefergebirge hinweg nach E verfolgen lässt (WALTER 1980): In ihm kamen klastische Sedimente zum Absatz; die kambrischen Schichten enthalten neben Tonschiefern viel Sandsteine, im Unteren Ordoviz bilden sich Graptolithen-Schiefer. Das Gebiet der Ardennen und der Eifel wurde wahrscheinlich schon während des Ordoviz gefaltet und bildet im Silur die Ardennen-Schwelle, an die sich nördlich (im Bereich des späteren Brabanter Massivs) das Brabanter Becken anschließt. Es wird unmittelbar nach dem Silur gefaltet. Die kaledonische Faltung ist aber im Venn-Gebiet relativ schwach und nicht von Plutonismus und stärkerer Metamorphose begleitet gewesen. Vielleicht gab es auch hier gegen Ende des Silurs noch einmal eine schwächere tektonische Aktivität.

Weiter nördlich (Brabanter Massiv in Belgien, Schottland, Nordsee, Norwegen) ist die kaledonische Faltung stärker, da hier zwei Kontinentalplatten (Laurentia und Fennoskandia) zusammenstoßen, wodurch das zwischen ihnen liegende Japetus-Ozeanbecken geschlossen wird. Es entsteht dabei eine Landmasse, die sich mit rotem Schutt bedeckt und deshalb als der Old-Red-Kontinent bezeichnet wird. Dessen Abtragungsschutt wird das rheinische Devonbecken auffüllen, für das er als „Nordkontinent“ zu einem der wichtigsten paläogeographischen Elemente werden wird.

2.1 Deville-Schichten

Das Massiv von Stavelot besteht aus zwei großen Antiklinorien, dem Großsattel von Grand Halleux im Südwesten und dem Venn-Großsattel im Nordosten. Allein der Venn-Sattel reicht mit seinem Nordostteil auf deutsches Gebiet (Abb. 4). Das Massiv von Stavelot bildet im Ganzen ein asymmetrisches Faltenachsendgewölbe, dessen Kulmination im Gebiet von Stavelot – Grand Halleux liegt. Hier tauchen als ältestes Deville-Schichten auf (Name von DUMONT 1847 nach dem Städtchen Deville im Maastal, Massiv von Rocroi). Das Liegende der Deville-Schichten ist nicht bekannt. Auch in der 3220 m tiefen Forschungsbohrung von Grand Halleux ist es nicht erreicht worden, da dort in den tiefsten Teilen unter flachen Überschiebungen wieder

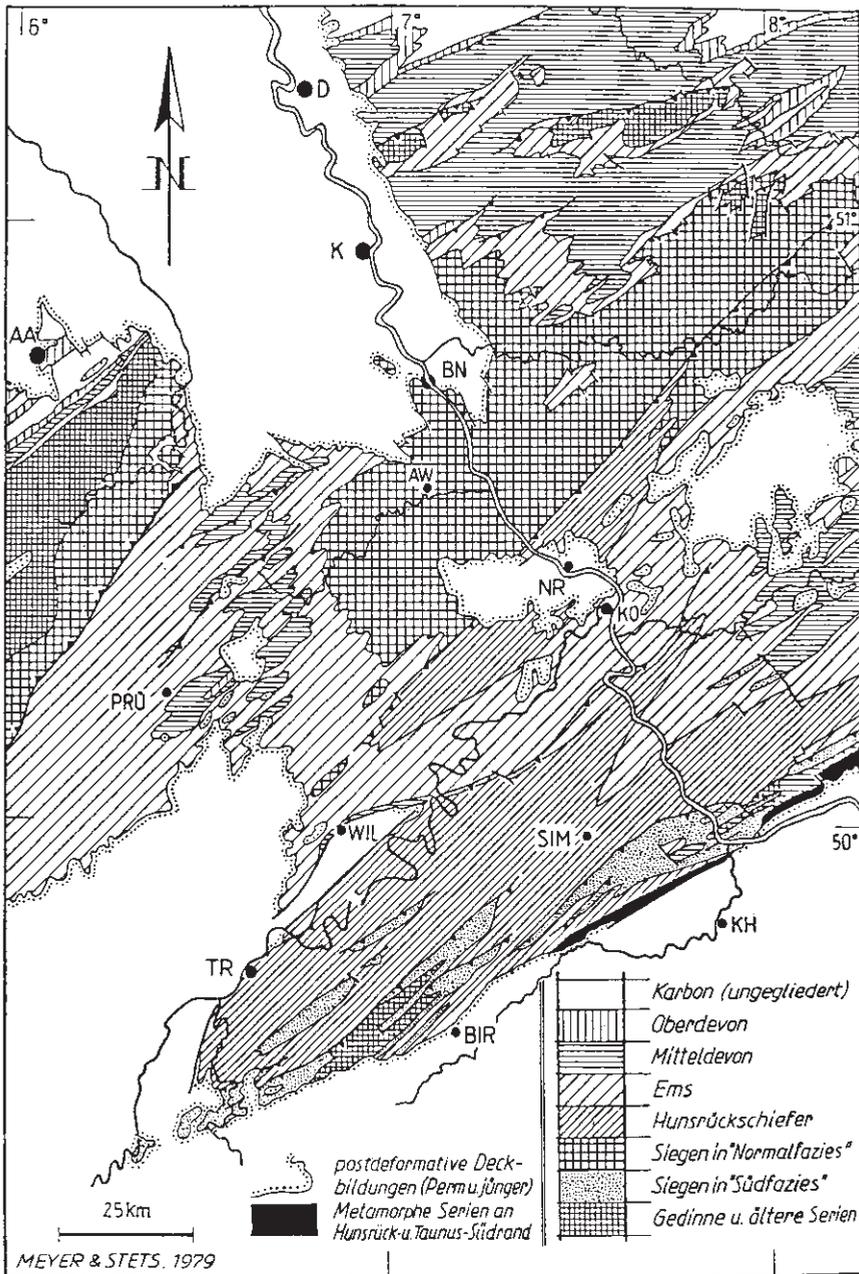


Abb. 3. Geologische Übersichtskarte des linksrheinischen und zentralen Schiefergebirges. Nach MEYER & STETS (1980), schwach verändert. Ortsnamen: AA Aachen, AW Ahrweiler, BIR Birkenfeld, BN Bonn, D Düsseldorf, K Köln, KH Kreuznach, KO Koblenz, NR Neuwied, SIM Simmern, PRÜ Prüm, TR Trier, WIL Wittlich.

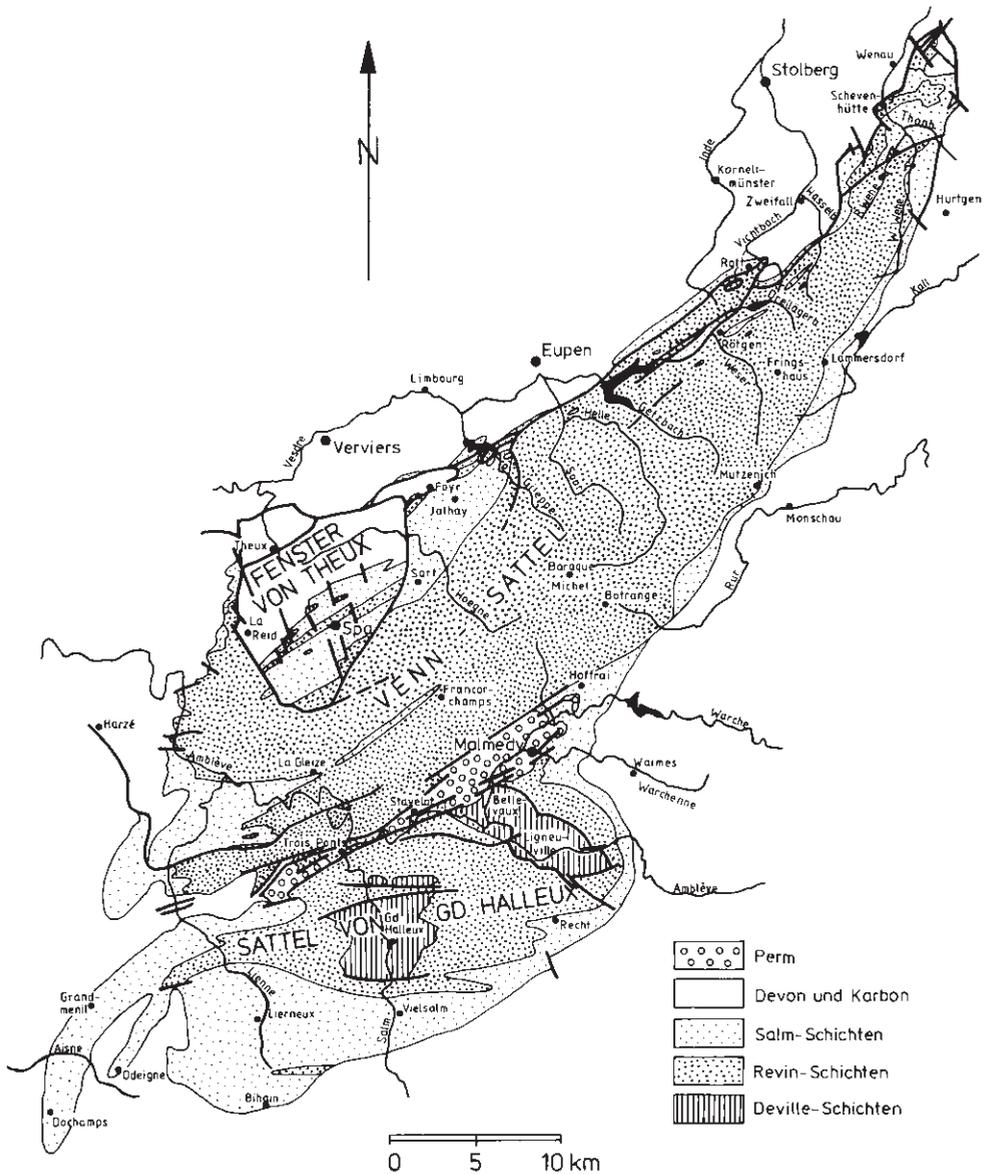


Abb. 4. Geologische Übersichtskarte des Stavelot-Venn-Massivs. Umgezeichnet nach ALBRECHT (1971). Modernere Darstellungen haben einige Störungen zu längeren Überschiebungsbahnen miteinander verbunden; vgl. z. B. Abb. 4, S. 10 bei WALTER (2010a).

die jüngeren Revin-Schichten erbohrt wurden (Literatur und Diskussion der flachen deckenartigen Überschiebungen bei BREDDIN 1973).

Eine lithologische Unterteilung in Unteres Deville (Dv 1, Hourt-Formation), das vielleicht ins Präkambrium hinabreicht und Oberes Deville (Dv 2, Bellevaux-Formation), das wegen des Spurenfossils *Oldhamia* und Acritarchen ins Unterkambrium gestellt wird, besteht. Die bis

300 m Mächtigkeit bekannte, aus Quarziten und Schiefen aufgebaute Folge ist in flachem Wasser in einer transgredierenden Phase abgelagert worden (v. HOEGEN et al. 1985).

ASSELBERGHS (1928, 24; 1946, 531) glaubt in den groben Geröllen eines weißen Quarzits im Basiskonglomerat des Gedinne an der Rochus-Mühle nördlich Monschau Quarzite des Devillien zu erkennen, demnach hätten wir im Hohen Venn wenigstens auf zweiter Lagerstätte diese ältesten Sedimente. Ähnliche Quarzitgerölle finden sich auch nördlich der Richelsley, werden hier aber von GEUKENS für Revin gehalten (W. SCHMIDT 1956, 65).

2.2 Revin-Schichten

Das Revinien (Name von DUMONT 1847 nach dem Städtchen Revin im Maastal, Massiv von Rocroi) ist im Massiv von Stavelot durch GEUKENS (1950) auf lithologischer Grundlage in fünf Kartiereinheiten gegliedert worden (Revin 1–5). Es umfasst nach Acritarchen Mittel- und Oberkambrium (VANGUESTAINE 1968, VANGUESTAINE & VAN LOOY 1983), mittelkambrische Brachiopoden sind auch gefunden worden. In Belgien werden Revin 1 und 2 als Wanne-Formation, Revin 3 und 4 als La Venne-Formation, Revin 5 als La Gleize-Formation zusammengefasst. Nach Acritarchen ist das etwa 2000 m mächtige Revin auch in 6 Acritarchenzonen unterteilt worden. Im deutschen Gebiet treten fast nur die drei oberen Einheiten (Revin 3, 4, 5) an die Oberfläche, vielleicht auch Revin 2 (J. VERNIERS et al. 2002; R. WALTER 2010a). Vgl. auch v. HOEGEN et al. (1985).

2.2.1 Revin 2 und 3

Das Revin 3 (Rv 3) besteht aus oft glimmerführenden Quarziten und schwarzen Tonschiefern, die im höchsten Teil der Einheit die Quarzite etwas zurückdrängen. Konglomeratinseln treten gelegentlich auf. Die Mächtigkeit beträgt nach GEUKENS (1950, 87–88) mindestens 400 m. Die Schichten des Revin 3 bauen mit großer Wahrscheinlichkeit den Kern des von GEUKENS (1957, 178) als „Antiklinale von Fringshaus“ bezeichneten Sattels auf, der in dem stark vermoorten Kammegebiet des Venns zwischen Roetgen und Lammersdorf vermutet wird. Wegen des Mangels an Aufschlüssen wurde das Revin 3 hier vorher mit dem ebenfalls phyllitisch-schieferigen Revin 5 verwechselt, und es bestand zuerst die Auffassung, dass nur Revin 4 und 5 an die Oberfläche kämen (GEUKENS & W. SCHMIDT 1953, W. SCHMIDT 1956). Das Auftreten des Revin 3 lässt sich hier aber indirekt dadurch nachweisen, dass die mächtigen Quarzitbänke an der Basis des Revin 4 um den Sattelkern herum verfolgt werden können. Hier ist es möglich, dass im Sattelkern die Einheit 2 noch zutage kommt. Am Birkhahnskopf ließ sich sogar die verfaltete Schichtgrenze zwischen Revin 3 und 4 auskartieren (SCHMIDT & SCHRÖDER 1962, 12 und Karte).

2.2.2 Revin 4

Über den oben stark phyllitischen Revin-3-Schichten heben sich die mächtigen Quarzitzpakete des Revin 4 schon morphologisch deutlich ab. Typisch sind hier Höhenrücken, die mit Quarzitschutt (den sog. „Venn-Wacken“ der Bevölkerung) übersät sind. Die Einheit besteht in ihrem unteren Teil aus mehreren bis zu 10 m mächtigen Paketen harter, glimmerfreier Quarzite; dazwischen liegen Phyllite. Im mittleren Teil treten die Quarzite zugunsten von Phylliten und Bänderschiefern zurück. In den oberen Partien nimmt der Anteil der Quarzite wieder zu, die Quarzitzpakete erreichen hier allerdings nur 3 m Mächtigkeit. Die Quarzite sind in frischem Zustand dunkelgrau, verwittert hellgrau. Gewöhnlich werden sie von vielen Quarzadern durchtrümpert. Konglomeratlinsen können innerhalb der Schichtenfolge auftreten. Aus Flysch-Folgen bekannte Sedimentstrukturen wie Schleif- und Belastungsmarken, Erosionsrinnen und Spuren subaquatischer Rutschungen sind häufig (ALBRECHT 1971, 127–130). Die Gesteine dürften in das Becken gerutscht sein, das bei der Loslösung der Kleinplatte Avalonia von der großen Gondwana-Platte aufgerissen war (WALTER 2010, 14). Die Mächtigkeit des Revin 4 wird von SCHMIDT & SCHRÖDER (1962, 12) mit 300–400 m angegeben.

Das Naturdenkmal „Kaiser Karls Bettstatt“ westnordwestlich von Mützenich ist eine muldenförmig verfaltete Quarzitzbank der Einheit Revin 4 (W. SCHMIDT 1961, 10).

2.2.3 Revin 5

Das Revin 5, die jüngste der vor-ordovizischen Einheiten, besteht vorwiegend aus weichen, blättrigen, phyllitischen Ton- und Bänderschiefern. Quarzitzpakete fehlen. Gröber klastische Anteile sind nur in den mm- bis cm-dicken Sandlagen der Bänderschiefer vertreten. Selten treten einzelne Quarzitzbänke auf. Bemerkenswert ist ein relativ hoher Gehalt an Pyrit. Verhältnismäßig häufig sind in Gesteinen des Revin 5 sog. „cone-in-cone-structures“ zu beobachten, bei denen also die Schichtflächen tütenartig ineinander verschachtelt sind. Ihre Genese ist noch nicht vollkommen geklärt, eine spätdiagenetische Entstehung ist wahrscheinlich. In den sandigen Partien konnten KASIG & SPAETH (1975, 5) Gradierungen, Schrägschichtung, Strömungsmarken und Wickelschichtung nachweisen, die Sedimentation hat also Flysch-Charakter. Die Mächtigkeit des Revin 5 beträgt nach W. SCHMIDT & SCHRÖDER (1962, 13) 300–500 m.

Die weichen Revin 5-Schichten werden oft von den „Venn-Wacken“ des Revin 4, die näher der Achse des Vennsattels und damit topographisch höher ausstreichen, überschottet. Die Phyllite des Revin 5 sind oft an der Erdoberfläche tiefgründig verlehmt und begünstigen dann die Entstehung von Hochmooren.

Aus den Revin-5-Schichten ist bisher ein Fossilfund bekanntgeworden: VANGUESTAINE (1967) hat bei La Gleize im Westteil des Venn-Sattels etwa 100–150 m unterhalb der Revin/Salm-Grenze für Kambrium und Tremadoc charakteristische Formen von Acritarcha (Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung) gefunden.

2.3 Ordovizium

Das Ordovizium wird hier durch Schichten vertreten, die von DUMONT (1847, 8) nach dem Flüsschen Salm, das den Südwestteil des Massivs von Stavelot (den Großsattel von Grand Halleux) durchfließt¹, als „Système Salmien“ bezeichnet wurden. Sie wurden im deutschen Gebiet ursprünglich „Obere Venn-Schichten“ genannt (HOLZAPFEL 1883), später „Salm-Stufe“ (HOLZAPFEL 1899, 108). A. DUMONT gliederte das Salmien in zwei Einheiten, die er nach Orten im Salmtal „Assise de Vielsalm“ und „Assise de Salm-Château“ nannte. Diese Gliederung gilt noch heute, wobei wir die Assise de Vielsalm als Untere Salm-Schichten, die Assise de Salm-Château als Obere Salm-Schichten bezeichnen. Im Westen, wo die Salm-Schichten höher hinaufreichen, wird eine Dreigliederung in Unteres, Mittleres und Oberes Salm vorgenommen. Wir stützen uns im Folgenden auf die Arbeiten von W. SCHMIDT (1956), W. SCHMIDT & E. SCHRÖDER (1962), KNAPP (1978) und v. HOEGEN et al. (1985).

2.3.1 Untere Salm-Schichten

Die Schichten des Unteren Salm werden von grauen, grünlichen und bläulichen Bänderschiefen mit oft glimmerreichen, meist grünlichen Sandsteinbänken aufgebaut. Sie liegen konkordant auf den Revin-Schichten, jedoch sind Salm und Revin nach GEUKENS (1963) durch eine Schichtlücke getrennt. Das Untere Salm ist die einzige Einheit im Vordevon des Stavelot-Venn-Massivs, die echte Leitfossilien geliefert hat. Die Fossilien zeigen eindeutig, dass das Untere Salm ins Tremadoc zu stellen ist. Es finden sich häufig Unterarten von *Dictyonema flabelliforme*.

Diese Dictyonemen sind am häufigsten in einem etwa 100 m mächtigen Bereich, der im sandigen Faziesbereich des unteren Salm etwa 50–80 m über der Grenze zum Revin beginnt. Nach GEUKENS (1954) ist die Form *D. flabelliforme flabelliforme* innerhalb des gesamten Unter-Salm vorhanden; in der Verbreitung der anderen Unterarten scheint sich jedoch eine stratigraphische Zonierung anzudeuten (vgl. auch W. SCHMIDT 1956, 15–16). Weitaus seltener sind einige inartikuläre Brachiopoden, von denen bisher folgende Arten gefunden wurden: *Lingulella insons* (BARR.); *Obolus (Bröggeria) salteri* (HOLL); cf. *Acrotreta* sp.; „*Theca*“ cf. *arata* (SALTER).

In den Unteren Salm-Schichten können wir zum ersten Mal deutliche Faziesunterschiede im Venn-Gebiet feststellen. Denn es lässt sich ein nördlicher, besonders in den unteren Partien sandiger Faziesbereich von einem südlichen mehr tonigen Bereich unterscheiden. Der Südflügel des Venn-Sattels gehört dem tonigen Faziesbereich an. Hier liegen zahlreiche aufgelassene Dachschieferbrüche, u. a. auch die ehemalige Dachschiefergrube „Elise“ am Schiefersiefen nordwestlich von Großhau.

Die sandige Fazies, die etwas größere Mächtigkeiten aufweist als die tonige, findet sich auf der Nordflanke des Venn-Sattels und auch noch dort, wo die Salm-Schichten im NE das Revin ummanteln. Der Sandreichtum und auch die Mächtigkeit des Unteren Salm erreichen ein Maximum im Gebiet des Knoster-Berges und der Klosterruine Schwarzenbach (nach SCHMIDT & SCHRÖDER 1962 vielleicht über 500 m). Unmittelbar südlich davon findet der

¹ Nicht zu verwechseln mit dem Salm-Bach, der südlich von Gerolstein entspringt und bei Klüsserath in die Mosel fließt.

Übergang in die tonige Südfazies statt, die Dachschiefergrube „Elise“ liegt nur knapp 2 km südlich des Knosterbergs. Die Mächtigkeit des Unteren Salm nimmt nach W ab. GEUKENS (1954, 45) gibt als Mindestmächtigkeit für das Stavelot-Venn-Massiv 200–300 m an.

Die Gesteine des Unteren Salm begleiten den Südostflügel des Venn-Sattels in einem relativ einfach gebauten Streifen. Sie sind auf der Nordwestflanke jedoch durch Spezialfalten und Schuppen im Kartenbild stark gegliedert, örtlich, wie zwischen dem Stausee von Eupen und dem Hilltal (Helle) sind sowohl Salm- als auch Revin-5-Schichten an den gegen NW gerichteten Überschiebungen gänzlich unterdrückt.

2.3.2 Obere Salm-Schichten

Der obere Teil der Salm-Schichten besteht aus rötlichen und lebhaft grünen Bänderschiefern und Bändersandsteinen und unterscheidet sich durch diese bunten Farben von den grauen bis grünlichen Schiefen und Sandsteinen des Unteren Salms. Die Grenze zwischen Unteren und Oberen Salm-Schichten ist nicht scharf, das lässt sich am Osthang des Wehbach-Tales südöstlich Schevenhütte und im Thönbach-Tal beobachten. Im unteren Teil des Oberen Salm sind rote und grüne gebänderte Plattensandsteine häufig, die im Steinbruch „Kaspar Müller I“ südöstlich von Schevenhütte als Bau- und vor allem Ziersteine abgebaut werden. Nach oben hin nimmt die tonige Komponente zu, dabei überwiegen dann rote Farben. SCHMIDT & SCHRÖDER (1962, 16) stellen die zwischen Thönbach und Ursprungsbach südlich der Klosterruine Schwarzenbroich aufgeschlossenen lebhaft roten Tonschiefer mit Einschaltungen grüner Bänderschiefer auch ins Obere Salm. Da diese Gesteine sich in der Ausbildung von den Oberen Salm-Schichten von Schevenhütte unterscheiden, wurden sie ursprünglich als „Silur unbekannter Zugehörigkeit“ (W. SCHMIDT 1956, 18) davon abgetrennt. Möglicherweise haben wir hier die höchsten Teile des Oberen Salm, die in anderen Stellen von dem transgredierenden Gedinne verdeckt werden, vor uns (vgl. Abb. 1 bei W. SCHMIDT 1956). Die Mächtigkeit des Oberen Salm lässt sich wegen der transgressiven Überlagerung durch das Gedinne ebenfalls nicht genau angeben, sie wird auf 300–400 m geschätzt (SCHMIDT & SCHRÖDER 1962, 17).

Obere Salm-Schichten treten in mehreren kleinen Flecken innerhalb des von GEUKENS (1957, 183–184) als „Mulde der Wehe und des Thön-Baches“ bezeichneten Synklinoriums am Nordende des abtauchenden Venn-Sattels südöstlich von Schevenhütte auf. Ein kleines Vorkommen von roten Gesteinen im Quellgebiet des Thön-Baches (nordwestlich von Großhau, Südabhang des Katzenknipp) wird sowohl von GEUKENS als auch von W. SCHMIDT zum Oberen Salm gerechnet. GEUKENS (1957, 77) erwägt aber die Möglichkeit, dass die rote Farbe auch durch Lösungen aus dem überlagernden bunten Gedinne verursacht sein könnte. SCHMIDT & SCHRÖDER (1962, 17) halten eine sekundäre Rotfärbung in diesem Falle für unwahrscheinlich. Auf der Nordwestflanke des Venn-Sattels ist Oberes Salm nur im Vesdre- und Eschbachtal südwestlich von Petergensfeld bei Roetgen nachgewiesen worden.

Auf der Südostflanke des Venn-Sattels treten Gesteine des Oberen Salm im Gebiet von Lammersdorf, Paustenbach und Konzen sowie westlich von Kuchelscheid (bei Kalterherberg, schon auf belgischem Gebiet) auf. Durch die in diesem Gebiet stärkere Metamorphose sind die Gesteinsfarben hier verändert worden, und es treten dunkelviolette, grau-grün gebänderte und grünliche, oft fettig glänzende, phyllitische Tonschiefer und Bänderschiefer auf. Unter den Mineralneubildungen ist Ottrelith häufig. In diesen metamorphen Salm-Schichten treten Einlagerungen von Wetzschiefen auf (sog. „Coticule“-Lagen), die im belgischen Gebiet als

Wetzsteine abgebaut wurden. Sie bestehen aus einem Gemenge von Spessartin (einem Mangan-Granat) und Serizit. Im Westteil des Massivs von Stavelot finden sich im Oberen Salm Pyrolusit-reiche Einschaltungen, vielleicht stammt daher das Mangan für die Spessartin-Neubildung. Funde von Mikrofossilien in Belgien machen es wahrscheinlich, dass die Oberen Salm-Schichten bis in die Llandeilo-Stufe hinaufreichen, vielleicht sogar bis ins Untere Caradoc (MICHOT 1976, 205).

2.4 Silurium

Jüngere vordevonische Sedimente als die Oberen Salm-Schichten sind in den Ardennen-Massiven nicht aufgeschlossen. Nur im Brabanter Massiv und im Condroz-Sattel finden sich Ablagerungen des höheren Ordoviz und des Silurs bis hinauf ins Ludlow (Budnanium). Dann wird dort die Schichtenfolge unterbrochen, sie geht im Condroz-Sattel bis fast an die Devonbasis, im Brabanter Massiv scheint sie etwas früher abzubrechen (vgl. WALTER 1972). R. WALTER entwirft nach der Auswertung aller paläogeographischer Daten für das Eifel-Ardennen-Gebiet folgendes Bild: Während der Llandovery-Stufe und der Wenlock-Stufe dürfte das Gebiet der Ardennen und der Eifel als sog. alkaledonische Ardennen-Schwelle Abtragungsgebiet gewesen sein, d. h. dieser Bereich ist wahrscheinlich nach der Ablagerung der Salm-Schichten im Ordoviz gefaltet worden und aufgestiegen. Nördlich dieser Schwelle sind die Schichtenfolgen des Brabanter Gebietes und der Condroz-Zone abgelagert worden. Während der Ludlow-Stufe (Budnanium) tauchte die Ardennen-Schwelle langsam unter und verkleinerte sich. Es ist möglich, dass der Meeresraum, der durch die Ludlow-Vorkommen am Remscheid-Altener Sattel und am Ebbesattel angedeutet wird, bis in die östliche Eifel gereicht hat und dort Ablagerungen hinterlassen hat, die heute unter den devonischen Schichten verborgen liegen.

2.5 Venn-Eruptiva

Während des Baus der Eisenbahnlinie von St. Vith nach Eupen entdeckte A. v. LASAULX (1884) in einem gerade angelegten Bahneinschnitt westlich von Lammersdorf innerhalb der Revin-Schiefer ein kleines Vorkommen eines granitähnlichen Gesteins. Diese Entdeckung erregte bei allen Geologen des Rheinischen Schiefergebirges und der Ardennen großes Aufsehen, denn Granit hatte man im Rheinischen Schiefergebirge bisher vergeblich gesucht, obgleich man ihn zumindest im Untergrund des Gebirges vermutete. Ein Vergleich mit dem ähnlich gebauten Harz, der mehrere Granitplutone enthält, ließ das Fehlen granitischer Gesteine hier schwer erklärlich erscheinen. Bei Lammersdorf glaubte man nun das Dach eines riesigen Granitkörpers gerade angeschnitten zu sehen, v. LASAULX hielt ihn zuerst sogar für das Unterlager des Kambriums. Gangförmige Eruptivgesteine waren aus dem Vordevon von Belgien schon bekanntgeworden (Mikrogranit von Spa, Diabas von Stavelot). G. DEWALQUE (1885) wies nach, dass das Vorkommen von Lammersdorf aus mehreren Gängen besteht, v. LASAULX besuchte danach gemeinsam mit GOSSELET noch einmal den Aufschluss und schloss sich der Ansicht DEWALQUES an (GOSSELET 1888).

1894 wurde ein zweites Gleis gelegt, deshalb der Bahneinschnitt verbreitert. Dadurch wurde das inzwischen schon stark überrutschte Vorkommen noch einmal erschlossen. DANNENBERG & HOLZAPFEL (1898) beschrieben die Neuaufschlüsse. Wichtig war der Nachweis, dass der Intrusivkörper einen schmalen Kontakthof in den umgebenden Phylliten des Revin erzeugt hat. Außerdem wiesen DANNENBERG und HOLZAPFEL noch auf ein anderes „Granitvorkommen“ mit Kontakthof hin, das J. WINKHOLD im Jahre 1896 im Tal der Hill (La Helle) am Herzogenhügel südlich Alt-Hattlich (westl. Mützenich) entdeckt hatte. Sie erwähnten außerdem Lesesteine ähnlicher „Granite“ von mehreren Stellen auf der Nordflanke des Venn-Sattels. Das Anstehende dazu ließ sich auch später nicht finden.

WUNSTORF (1943, 17) glaubt aus dem „Fehlen maßgebender Kontakt-Erscheinungen“ das Gestein von Lammersdorf als während des Kambriums aufgedrungene Eruptivdecke auffassen zu müssen. Die von belgischer und deutscher Seite nach dem 2. Weltkrieg begonnene Neukartierung des Venn-Sattels machte zahlreiche weitere Vorkommen bekannt. Vorher waren schon im Kalltal-Stollen (der unterirdischen Verbindung zwischen Kall- und Dreilägetal-sperre) 9 etwa schichtparallele Eruptivvorkommen gefunden worden (WUNSTORF 1943, 18).

Unsere Schilderung der Geologie der Venn-Eruptiva stützt sich hauptsächlich auf W. SCHMIDT (1956, 22–42). Die petrographische Untersuchung der Eruptiva des Hohen Venns verdanken wir SCHERP (1960). Danach lassen sich die Vorkommen in Tonalite, Tonalit-Porphyrite und Meta-Basalte einteilen. Keines der Vorkommen des Venn-Gebietes tritt als größerer Körper zutage, die größten von ihnen haben eine Längserstreckung von wenigen hundert Metern, die meisten sind gangartig. Im Hohen Venn sind sie zu zwei NE streichenden Reihen angeordnet: die nordwestliche verläuft etwa im Bereich der Achse des Venn-Sattels und besteht aus Meta-Basalten, die südöstliche liegt im Südostflügel des Venn-Sattels und setzt sich aus Tonalitporphyrit-Vorkommen zusammen; die beiden Tonalitkörper liegen auch in dieser Reihe.

2.5.1 Tonalite

Nur zwei Tonalitvorkommen sind im Hohen Venn bekannt geworden, das berühmte Vorkommen im Bahneinschnitt nördlich von Lammersdorf und das vom Herzogenhügel im Hilltal auf belgischem Gebiet.

Das Gestein des Lammersdorfer Vorkommens setzt sich nach SCHERP (1960, 100) im Wesentlichen aus saurem Plagioklas (Oligoklas – Andesin und Albit), Quarz und Chlorit zusammen. Als Nebengemengteile treten Erz, Apatit, Epidot und Zirkon auf. Die Bezeichnung Tonalit hat sich für dieses Gestein eingebürgert, der Name Quarz-Diorit wäre wegen des Mangels an Hornblende vielleicht treffender gewesen (der Tonalit vom Monte Tonale in Tirol enthält 26% Hornblende!). Die Zusammensetzung gleicht der des Gesteins vom Herzogenhügel; der Lammersdorfer Tonalit ist allerdings feinkörniger als der vom Herzogenhügel. Vielleicht kann man deshalb beide Vorkommen als Apophysen eines größeren Plutons im Kern des Massivs von Stavelot ansehen. Der Tonalit vom Herzogenhügel weist eine schwache hydrothermale Vererzung auf, es finden sich Quarzadern mit Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, Molybdänglanz und Scheelit (VAN WAMBEKE 1956). Sowohl der Tonalit von Lammersdorf als auch der vom Herzogenhügel haben in ihrer Umgebung Kontakterscheinungen hervorgerufen (W. SCHMIDT 1956, 30).

2.5.2 Meta-Basalte

Diese Gesteine scheinen überall als Gänge in die Serien des Revin und Salm eingedrungen zu sein. Sie sind sehr stark verwittert, nur an wenigen Vorkommen konnten sie auch mikroskopisch untersucht werden. Hier ergab sich nach SCHERP (1960, 101–106) folgende Zusammensetzung: Hauptbestandteil sind Plagioklasleisten, meist in Intersertalstruktur angeordnet und vollkommen serizitisiert. Zwischen den Plagioklasleisten findet sich Quarz und Chlorit. Chlorit bildet auch Pseudomorphosen nach einem basischen Mineral (Amphibol oder Pyroxen). Außerdem kommt Erz vor, gelegentlich auch Apatit. Bisher sind von folgenden Punkten diese zuerst als Quarzdiabase bezeichneten Gesteine bekannt geworden (SCHERP 1960, 98):

Bl. 5303 Roetgen: nordwestlich Försterei Jägerhaus (zwischen r 2097 h 1509 und r 2142 h 1564), von hier zieht gegen Lammersdorf auf dem Rücken Langschoß eine Reihe von Vorkommen, die nur an Lesesteinen erkennbar sind.

Bl. 5203 Stolberg: im Wenauer Staatsforst liegen einige Vorkommen westlich des Roten Wehbaches; ihr Erhaltungszustand ist noch relativ gut. r 2165 h 1959 und zwischen r 2230 h 2112 und r 2285 h 2172.

Bl. 5204 Kreuzau: zwei Gänge in einem Weganschnitt im Tal der Weißen Wehe bei r 2388 h 1840. Mehrere Gängchen westlich der Napoleonseiche, r 2490 h 1982 bis r 2501 h 1994.

Höhenrücken zwischen den beiden Wehbachtälern, r 2429 h 2321. Bei Schönthal nordwestlich Wenau, r 2496 h 2930; das Vorkommen wird von THOME (1955, 294) abgebildet. W. SCHMIDT (1955, 333) erwähnt ein Vorkommen östlich der Roten Wehe (r 2414 h 2364) und eines südlich der Klosterruine Schwarzenbroich (r 2558 h 2595 bis r 2563 h 2615).

Bl. 5403 Monschau: Bahneinschnitt nördlich Monschau, r 1630 h 0350 (W. SCHMIDT 1955, 335).

2.5.3 Tonalitporphyrite

Diese Gesteine bilden den östlichsten der beiden Gangzüge und treten hauptsächlich zwischen Lammersdorf und Germeter auf. Das stark zersetzte Material zeigt meist porphyrische Struktur. Nach SCHERP besteht die Grundmasse aus Albit, Quarz und Serizit (Umwandlungsprodukt mafischer Minerale), sowie akzessorisch Apatit, Zirkon und sekundärem Zoisit. Als Einsprenglinge finden sich hauptsächlich Plagioklase von Oligoklas-Zusammensetzung, untergeordnet auch Kalifeldspäte, Quarz und Pseudomorphosen von Serizit und Rutil nach wahrscheinlich titanhaltigem Biotit oder Hornblende. Die Gesteine haben z. T. starke Zersetzung durch hydrothermale Lösungen erfahren, dabei bildete sich u. a. Ankerit neu.

Im Einzelnen gibt SCHERP (1960, 99) folgende Vorkommen an: Bl. 5303 Roetgen: Im Kallstollen wurden 9 apophysenartige Gänge angefahren. Sie stecken im Oberen Revin, 1377 bis 2403 m vom Mundloch an der Kalltalsperre entfernt (WUNSTORF 1943). Übertage sind in diesem Bereich im Aushub eines Bunkers Lesesteine von Tonalitporphyriten gefunden worden (r 1996 h 1320). Ein ausgedehntes, wohl sehr flach gelagertes Vorkommen streicht in Jaggen 15 südöstlich des Jägerhauses zwischen den Punkten r 2158 h 1354, r 2174 h 1360, r 2208 h 1359 und r 2158 h 1316 in Schiefen des Unteren Salm aus. Nach W. SCHMIDT (1956, 36)

enthält dieses Vorkommen eingeschmolzene Brocken des Nebengesteins, was seine Intrusivnatur bestätigt und sein Alter als nach-salmisch festlegt. Weitere Vorkommen im Unteren Salm liegen südlich des Petersberges zwischen r 2240 h 1461 und r 2221 h 1445 sowie bei r 2258 h 1391. Nach W. SCHMIDT (1955, 334) sind nördlich des Petersberges zwei porphyrische Eruptiva bei r 2265 h 1517 und bei r 2270 h 1518 bei Bauarbeiten angeschnitten worden. In nordöstlicher Fortsetzung liegt östlich des Todten-Bruches in Übergangsschichten von Revin zu Salm ein Vorkommen etwa zwischen r 2296 h 1517 und r 2270 h 1518 (W. SCHMIDT 1955, 334).

Bl. 5304 Nideggen: Westlich von Germeter liegt westlich vom Tal der Weißen Wehe ein Vorkommen bei P. 365,0 (r 2308 h 1756 bis r 2319 h 1696), ein weiteres liegt östlich vom Tal der Weißen Wehe (r 2395 h 1683 bis r 2402 h 1697). Beide Vorkommen liegen in Schichten des Unteren Salm. In diesem Bereich entdeckten KASIG & SPAETH (1975, 5) im Graben für eine Erdgasleitung ein weiteres, etwa 30 m breit aufgeschlossenes Vorkommen.

2.5.4 Das Alter der Venn-Eruptiva

Die Diskussion der Altersverhältnisse hat folgende Voraussetzungen: sämtliche Magmatite des Venn-Sattels stecken in Gesteinen des Revin oder Salm, nirgends werden die devonischen Hüllgesteine durchschlagen. Kontakterscheinungen ließen sich nur bei den Tonaliten und bei dem Tonalitporphyrit südöstlich des Jägerhauses (s. o.) feststellen. Die Eruptiva sind also jünger als das Salm. GEUKENS (1977) sieht in einigen Eruptiven des Stavelot-Massivs jedoch tuffartige synsedimentäre Vulkanite.

Die Magmatite sind nach ihrer Erstarrung schwach metamorphosiert worden. Diese Tatsache lässt sich aber zu einer Datierung nicht heranziehen: denn die Metamorphose kann schon im Ordoviz während einer der altkaledonischen Faltungen, die hier wahrscheinlich wirksam waren, erfolgt sein, sie könnte aber auch im Zeitraum um die Silur / Devon-Grenze stattgefunden haben, wie radiometrische Datierungen andeuten (vgl. den folgenden Abschnitt). Die Metamorphose kann auch während der variszischen Faltung erfolgt sein. Die Eruptivgesteine sind geschiefert worden, und zwar während der variszischen Orogenese, das zeigt die Orientierung der Schieferflächen (vgl. D. RICHTER 1975, 84).

In der Umrandung des Stavelot-Venn Massivs haben sich in Gesteinen des Gedinne keine Feldspäte oder gar Gesteinsbruchstücke finden lassen, die einwandfrei von den Venn-Eruptiven abgeleitet werden können (SCHERP 1960, 116). NEUMANN-MAHLKAU (1970, 326) erwähnt aus dem Basiskonglomerat ein schriftgranitisches Gestein, das aber nicht den Venn-Eruptiva entstammen dürfte. Das Fehlen von Komponenten dieser Magmatite in den Gedinne-Sedimenten ist deshalb nicht sehr gravierend, da die gangförmigen Eruptiva nur sehr geringe Mengen an Gestein geliefert haben, das außerdem viel leichter zersetzlich ist als die Sedimente. Selbst heute, nachdem die Erosion wesentlich tiefer hinuntergreift und wahrscheinlich mehr Eruptiva entblößt hat als vor der Gedinne-Transgression, sind die Aufschlüsse meist nur wenige Quadratmeter groß.

Gesichert ist für die Venn-Eruptiva also nur die Einstufung nach dem Tremadoc, vor dem Oberkarbon (genauer: vor der asturischen Faltung, s. S. 225). Die Tatsache, dass die Eruptivvorkommen nur in vordevonischen Gesteinen zu finden sind, spricht vielleicht für ein kaledonisches Alter, wie es auch W. SCHMIDT (1956) annimmt. Dafür spricht außerdem, dass D. RICHTER (1975, 84) vom benachbarten Massiv von Serpont frisch erhaltene cm-große Plagio-