LIMBOURG
EUPEN

43/5-6

CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE
GEOLOGISCHE KARTE DER WALLONIE
ECHELLE : 1/25.000 MASSSTAB: 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE
ERLÄUTERUNGEN

LIMBOURG - EUPEN

Martin Laloux
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Léon Dejonghe
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Fernand Geukens
Instituut voor Aartwetenschappen
Katholieke Universiteit Leuven
Redingenstraat 13 bis
B-3000 Leuven

Pierre Ghysel
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Luc Hance
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

für das Kapitel Karsterscheinungen in Zusammenarbeit mit
Francis Polrot
Hameau de Husquet, 56
B-4820 Dison

deutsche Fassung
Thomas Servais
Service de Paléontologie Animale et Humaine
Université de Liège
Place du XX Août, 7
B-4000 Liège

Abbildung Titelseite (P. Ghysel):
Blick auf die Kirche der befestigten Ortschaft Limbourg (Dolhain), errichtet auf einen Felsvorsprung der Esneux Formation.

ERLÄUTERUNGEN
1996

Kartenblatt Limbourg-Eupen n° 43/5-6

1. Zusammenfassung

Das Kartenblatt Limbourg-Eupen im Osten der Provinz Lüttich befindet sich am Schnittpunkt von zwei großen tektonischen Einheiten an beiden Seiten einer SW-NO verlaufenden Linie. Im Südosten breitet sich die nördliche Flanke des kaledonischen Stavelot Massivs aus, während im Nordwesten die devonisch-karbonischen Schichten des Synklinoriums von Verviers aufschließen.

Das Relief steht in enger Verbindung mit der Natur des Untergrundes und die geographischen Regionen entsprechen recht gut den geologischen Einheiten. Dies sind im Südosten die bewaldeten Ausläufer der Lütticher Ardennen und im Nordwesten die Waldlandschaften und die landwirtschaftlich genutzten Flächen der Entre-Vesdre und Maas. Das gesamte Gebiet liegt innerhalb des Stromgebietes der Weser. Dieser Fluß verläuft von Osten nach Westen; er fließt durch Eupen und Dolhain, und wird von den wichtigsten Nebenflüssen (wie z.B. die Hill und die Gileppe), die in der Mehrzahl vom Plateau des Hohen Venns stammen, genährt.

Die paläozoischen Gesteine bilden das Gerüst des hier betrachteten Gebietes. Als Folge der kaledonischen und der variszischen Orogenesen wurden sie intensiv gefaltet und gebrochen. Das Stavelot Massiv mit seinen Sedimenten aus dem Kambrium und aus dem unteren Ordovizium wurde durch die Eupener Verwerfung, die ein südliches Einfallen zeigt, auf die devonischen Deckschichten geschoben. Das Synklinorium von Verviers besteht aus dem Herver Massiv, dem Weser Massiv und dem Fenster von Theux, dessen östlicher Rand die südwestliche Ecke des Kartenblattes einnimmt. Eine Schuppenzone, deren Dach durch eine Verwerfung mit südlichem Einfallen gebildet wird (auf diesem Kartenblatt Soiron Verwerfung genannt), trennt das Weser Massiv und das Herver Massiv. Sie schliesst im nordwestlichen Teil des Kartenblattes auf. Im Süden begrenzt sie die Ablagerungen des Namürs. Die Schichten des Devons und der Basis des Karbons des Weser Massivs liegen ungefähr in einer NO-SW verlaufenden Richtung. Die Hauptmulde von Goé-Baelen wird von wichtigen Längsverwerfungen umrahmt (die Renoupré Verwerfung und die Walhorner Verwerfung mit südlichem Einfallen, sowie die Oe Verwerfung und die südliche Gileppe Verwerfung mit nördlichem Einfallen.

Die Ergebnisse einer jüngeren Tektonik überlagern die variszische Deformation in Form eines recht engen Netzes von Brüchen und subvertikalen Verwerfungen, die in SSO-NNW Richtung verlaufen und das gesamte Gelände wie Klaviertasten zerschneidet.

Eine lockere Deckschicht des Mezozoikums und Känozoikums kommt stellenweise in verschiedener Form vor, von den Silexsplitten auf dem Hohen Venn bis zu den Sedimenten, die in Karsttaschen innerhalb der Kalksteine erhalten wurden.

Die quartären Ablagerungen sind vertreten durch Fluss- und Terrassenanschwemmungen, Kolluvionen, sowie durch verschiedene Formen von Schlick und Torf.

Die Förderung der Eisen-, Blei-, und Zinkerze und die Ausbeutung bestimmter Kalk- und Sandsteinbänke als Zier- (Baelener Marmor) oder Industriestein bildeten einen wichtigen wirtschaftlichen Sektor im Laufe der letzten Jahrhunderte. Nur die Kalk- und Dolomitsteine des Karbons werden zur heutigen Zeit noch genutzt.

2. Einleitung

1. die Zusammenstellung der Karte

Die Bearbeitung des Blattes 43/7-8 Limbourg-Eupen wurde durch das Ministerium der Wallonischen Region im Rahmen des Programmes der Revision der geologischen Karten der Wallonie angeordnet. Sie wurde von der Wallonischen Region finanziert und in Zusammenarbeit mit dem Belgischen Geologischen Dienst, der Katholischen Universität von Louvain-la-Neuve, der Freien Universität Brüssel, der Universität Lüttich und der Polytechnischen Fakultät von Mons realisiert. Die Bearbeitung wurde im Massstab 1:10 000 von verschiedenen Geologen durchgeführt, F. Geukens bearbeitete das Stavelot Massiv, L. Déjonghe und L. Hance das untere und mittlere Devon und das Frasnes, P. Ghysel und M. Laloux das mittlere und obere Devon und das Karbon.

Die Karte wurde nach dem lithostratigraphischen Prinzip, den Regeln des Internationalen Stratigraphischen Kodes (HEDBERG, 1976) folgend, ausgearbeitet. Um dem Wunsch der Mehrzahl der Benutzer dieser Karte gerecht zu werden, wurde den lithologischen Grundzügen der kartographierten Einheiten der Vorzug gegeben.

Die Aufschlüsse sind zahlreich, sie sind hauptsächlich konzentriert in den Tal-, Strassen- und Eisenbahnhängen, sowie in den verlassenen oder sich noch im Betrieb befindenden Steinbrüchen. Ihre Qualität variiert hingegen stark von einer Stelle zur anderen, je nach Verwitterungszustand. Insgesamt wurden fast 2000 Aufschlusspunkte gezählt. Mehr als drei Viertel davon betreffen das Weser Massiv. Aufgrund der Mächtigkeit der Deckschicht aus Lehm, Verwitterungsmaterialien, Hangablagerungen oder Kolluvionen ist die durchschnittliche Dichte der Aufschlüsse im Stavelot Massiv niedrig. Einige kleinere Bohrungen (< 200m), die hauptsächlich zur Prospektion von Erzen geteuft wurden, komplettieren diese Auflistung. Die Auswertung der Daten der pedologischen Karte, die Analyse der geomorphologischen Gegebenheiten, die Hinweise der Luftaufnahmen und das Inventar der Karsterscheinungen haben es ermöglicht, die Karte in Gebieten mit wenigen Aufschlüssen zu verbessern.

Dieser Reihe zugänglicher Daten muss man noch das seismische Profil DEKORP 1 (Linie 1A) hinzufügen. Dieses Profil hat das Kartenblatt in einer Richtung NNW/SSO im Osten an Eupen vorbei durchquert (ANDERLE et al., 1991). Die Interpretation dieses Profils bietet Informationen zur Beschaffenheit der Erdkruste. Die schwache Auflösung erlaubt es hingegen nicht, die Daten für kartographische Zwecke zu nutzen.

Die Revision der Karte hat zur Zusammenstellung der folgenden Arbeitsmaterialien geführt:

- eine detaillierte Liste aller Aufschlusspunkte, die die Datei in den Archiven des Belgischen Geologischen Dienstes («Minutes de la carte géologique de Belgique») vervollständigen;
- zwei detaillierte geologische Karten im Massstab 1:10 000;
- zwei Aufschlusskarten im Massstab 1:10 000.

Diese Arbeitsmaterialien können eingesehen werden:

- in der Direction Générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministerium der Wallonischen Region, Service de Documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namur, Tel. 081/32.59.73;
- im Belgischen Geologischen Dienst, rue Jenner 13, 1040 Brüssel, Tel. 02/627.03.50.

Frühere Ausgaben

Die Aufnahme des Kartenblattes n° 136 der ersten Ausgabe der geologischen Karte von Belgien im Massstab 1: 40 000, die durch die Geologische Kommission von Belgien im Jahre 1895 veröffentlicht wurde, war das Werk von M. G. Dewalque. Diese Arbeit wurde nur bis zum linken Ufer der Hill durchgeführt, d.h. bis zur ehemaligen Grenze des Königreichs vor 1920. Diese Arbeit betraf demnach nicht das Gebiet der Gemeinde Eupen, d.h. den nordöstlichen Teil des Kartenblattes.

Mehrere mehr oder wenig detaillierte geologische Karten, die das vorliegende Kartenblatt teilweise oder ganz betreffen, wurden veröffentlicht. Unter den wichtigsten zitieren wir:

- DUMONT (1932): geologische Karte der Provinz Lüttich (im Anhang seines Mémoires);
- die verallgemeinerte geologische Karte der Vielle Montagne im Massstab 1: 25 000: diese Karte präzisiert die Lage der Minerallagerstätten von Honthem und Eupen (nicht datiert).
- DUMONT (1955): geologische Karte, die den nordöstlichen Teil des Fensters von Theux auf dem vorliegenden Kartenblatt dokumentiert;
- FOURMARIER (1905): geologische Karte des nordöstlichen Teils des Fensters von Theux auf dem vorliegenden Kartenblatt (in seiner Veröffentlichung);
- ADERCA (1932): verallgemeinerte geologische Karte des südlichen Teiles des vorliegenden Kartenblatts (im Anhang seines Mémoires);

- GEUKENS (1955): Karte der Umgebung der Gileppe Talsperre (in seiner Veröffentlichung);
- GEUKENS & ADERCA (1958, Synthese): geologische Karte des Kambro-Ordoviziums, des unteren und mittleren Devons (teilw.) des Weser Massivs und des südlichen Teils des Fensters von Theux (als Anhang in ihrer Veröffentlichung).
- GRAULICH (1960): Detail der Karte der Gileppe Talsperre, während der Entleerung der Talsperre aufgenommen (in seiner Veröffentlichung);
- FOURMARIER & ADERCA (1961): handgezeichnete Karte im Massstab 1:25 000 «Limbourg-Eupen» in den Archiven des Belgischen Geologischen Dienstes.
- ALBRECHT (1971): geologische Karte der Umgebung der Eupener Talsperre (als Anhang in seiner Veröffentlichung);
- KNAPP (1978): geologische und tektonische Karten des nördlichen Teils der Eifel: diese Karte im Massstab 1:100 000 zeigt den Verlauf der geologischen Grenzen des vorliegenden Kartenblattes bis zum Osten der Gileppe Talsperre;
- RICHTER (1985): geologische Karte der Eifel-Ardennen im Massstab 1: 250 000, die das vorliegende Kartenblatt einbezieht;
- GEUKENS (1986, Synthese): geologische Karte des gesamten Stavelot Massivs (als Anhang in seiner Veröffentlichung);
- VAN THOURNOUT (1986): geologische Karte Gileppe-Sart (in seiner Veröffentlichung).
- RIBBERT (1992): geologische und strukturgeologische Karte der Nordeifel: diese allgemeine Karte im Massstab 1:100 000 zeigt den Verlauf der geologischen Formationen des vorliegenden Kartenblattes bis zum Osten der Gileppe Talsperre.

3. Allgemeiner geographischer und geologischer Überblick

Das Gebiet, das vom Kartenblatt Limbourg-Eupen eingenommen wird, befindet sich im Osten der Provinz Lüttich. Es handelt sich um ein leicht nach NW geneigtes Plateau, das mehr oder weniger von Wasserläufen zerschnitten wurde. Das gesamte Gebiet gehört zum hydrographischen Becken der Weser, die von Osten nach Westen fliesst und die grösseren Ortschaften Eupen und Dolhain durchquert. Die wichtigsten Nebenflüsse der Weser stammen von Quellgebieten aus dem Plateau des Hohen Venns, das sie in einer NNW-SSO Richtung durchschneiden. Solche Nebenflüsse sind die Hill und die Gileppe, die in Eupen, bzw. in Goé in die Weser fliessen, oder die Soor, die im Süden von Eupen in die Hill fliesst. Zur Schaffung von Trinkwasserreserven wurden

zwei künstliche Stauseen gebildet, der erste staut die Gileppe nördlich von Goé, der zweite staut die Weser flussaufwärts im Osten Eupens. Der höchstgelegene Punkt (+ 610m) liegt im SO Teil des Kartenblattes im Plateau des Hohen Venns und der niedrigste Punkt (+ 175m) im Wesertal an der Westgrenze der Karte.

Die Region kann in zwei Gebiete aufgeteilt werden, die von einer SW-NO verlaufenden Linie getrennt werden (Abb. 1):

- Im Südosten die Ausläufer der Lütticher Ardennen, leicht geneigte Hänge des Plateaus des Hohen Venns, hauptsächlich bewaldet;
- Im Nordwesten wechselnde Grünflächen des Entre-Vesdre-et-Meuse, häufig in den Hochlagen durch die Flurbereinigung in grosse landwirtschaftlich genutzte Flächen aufgeteilt.

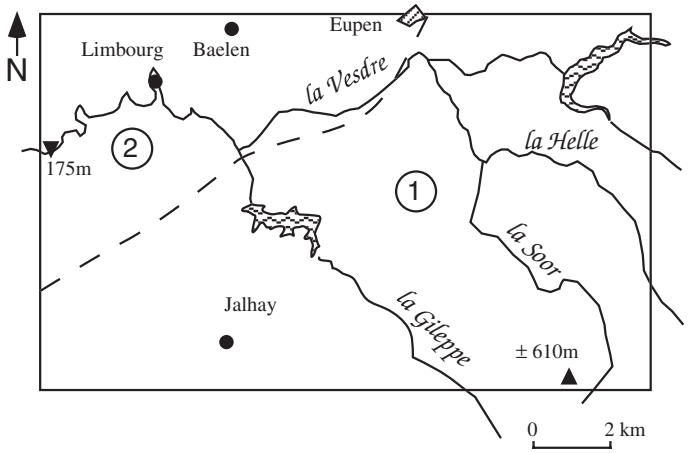

Abb. 1: Geographischer Rahmen: 1. Lütticher Ardennen, 2. Entre-Vesdre-et-Meuse (pedologische Grenze)

Das Relief steht in enger Verbindung mit der Natur des Untergrundes, der aus Gesteinen besteht, die dem Paläozoikum zugeordnet werden. Diese wurden von den kaledonischen und variszischen Orogenesen gefalten und gebrochen. Zwei grosse Bereiche können entlang der gleichen SW-NO verlaufenden Achse bestimmt werden:

- Im Südosten, das Stavelot Massiv mit Gesteinen, die in das Kambrium und in das Ordovizium gestellt werden, von den kaledonischen und variszischen Orogenesen beeinflusst;
- Im Nordwesten, diskordant über diese Gesteine liegend, die Schichten des Devons und des Karbons, die nach NW hin immer jünger werden. Sie wurden von der variszischen Orogenese beeinflusst und gehören zum Synklinorium von Verviers (GRAULICH et al. 1984).

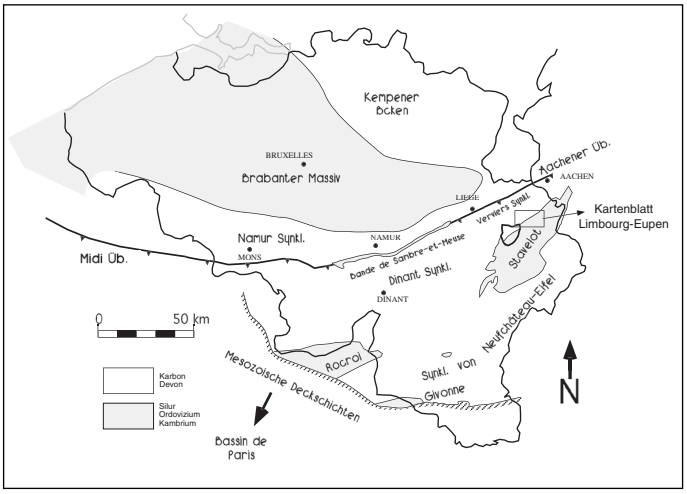

Abb. 2: Strukturelles Schema des Palözoikums von Belgien.

Das Synklinorium von Verviers ist an seiner Basis durch eine grosse Abscherung abgegrenzt, deren Auftauchen an der Oberfläche mit der Überschiebung übereinstimmt, die je nach Abschnitt Faille Eifelienne, Faille des Aguesses-Asse und in Deutschland Aachen Überschiebung genannt wird.

Das Synklinorium von Verviers wird in drei Einheiten aufgeteilt, von Norden nach Süden: das Herver Massiv, das Weser Massiv und das Fenster von Theux. Eine Verschuppungszone, deren Dach von einer Verwerfung gebildet wird, die je nach betrachtetem Abschnitt entweder Faille de Magnée, Faille de Soumagne, Faille de Soiron oder Faille de Fossey genannt wird, trennt die ersten beiden Einheiten. Diese Verwerfung lässt sich mit der Verwerfung von Theux verbinden. Das Weser Massiv ist also eine Überschiebungsmasse innerhalb des Synklinoriums von Verviers.

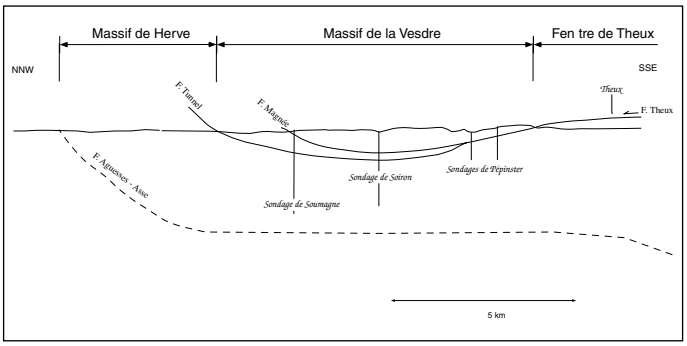

Abb. 3: Vereinfachte Struktur des Synklinoriums von Verviers auf dem Kartenblatt Fléron-Verviers (42/7-8)

Diese Auffassung des Synklinoriums von Verviers wird in dieser Form nicht von MICHOT (1980, 1988, 1989) geteilt. Die Uneinigkeit besteht in der Auffassung der Wichtigkeit der

Faille des Aguesses-Asse, die entweder als grosse Überschiebung, die das Synklinorium von Verviers im Norden abgrenzt (GRAULICH, 1984), oder als interne Überschiebung im Synklinorium von Herve (MICHOT) interpretiert wird. Die unterschiedlichen Standpunkte wurden von COEN (1986, 1989), GRAULICH (1986), GRAULICH & DEJONGHE (1986), MICHOT (1980, 1988, 1989) und HOLLMANN & WALTER (1995) veranschaulicht.

Das Stavelot Massiv besteht, in grösserem Rahmen, aus einem Antiklinorium, dessen Flanken intensiv gefaltet und gebrochen wurden. GEUKENS (1986) hat diesen Komplex in eine Serie von 4 Überschiebungen aufgeteilt, die durch grosse Verwerfungen begrenzt werden (Abb. 4). Die südöstliche Hälfte des vorliegenden Kartenblattes zeigt den nördlichen Teil der Überschiebung N4, im Norden durch die Eupener Verwerfung begrenzt.

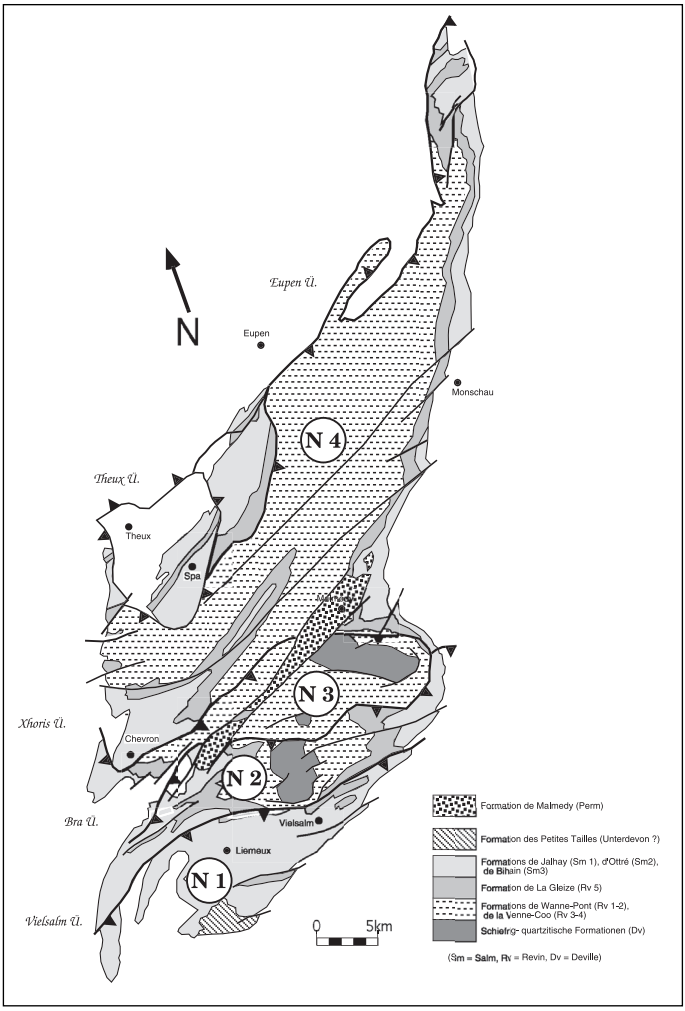

Abb. 4: Vereinfachte geologische Karte des Stavelot Massivs (nach F. Geukens, 1986).

Ein Netzwerk von Transversalverwerfungen, die in NNW/SSO verlaufender Richtung liegen und mit dem Einbrechen des Rheingrabens in Verbindung stehen, hat sich über die Deformationen der variszischen Bewegungen gelegt. Es scheint, dass diese Verwerfungen ihren Ursprung im Perm fanden und weiter während verschiedenen Zeiten im Mesozoikum und Känozoikum aktiviert wurden. Einige waren noch im rezenten Quartär aktiv, wie die Studien der Terrassen der Weser von DEMOULIN (1988) belegen. Dieses Netzwerk ist auch heute noch beweglich, wie die Anordnung der Zonen maximaler makroseismischer Intensität, die während der verschiedenen Erdbeben im Osten Belgiens seit Beginn des Jahrhunderts gemessen wurden, und die seismischen Messungen von Oktober 1989 bis April 1990 (CAMELBEECK, 1990; BLESS et al., 1991a) nachweist.

Eine lockere oder leicht verfestigte diskordante Decke ist stellenweise vorhanden. Man erkennt Ablagerungen von der Kreide bis zum Oligozän, die in verschiedener Form auftreten (Silexsplitt im Hohen Venn; Ablagerungen, die in Karsttaschen innerhalb der Kalksteine erhalten wurden; kleine Schuppen). Die Anwesenheit dieser Deckschicht im Stavelot Massiv erlaubt es, die Hochhebung im Laufe des Tertiärs nachzuvollziehen. Diese Bewegung wurde erst nach dem Rupel (Oligozän) ausgelöst, dessen Ablagerungen im Plateau des Hohen Venns nachgewiesen wurden (DEMOULIN, 1987; BLESS et al., 1991a).

Die negative gravimetrische Anomalie tiefen Ursprungs mit einem Zentrum in der Stadt Eupen (JONES, 1948; PLAUMAN, 1985) sollte hier auch erwähnt werden.

3. Lithostratigraphie

1. Einführung

Die hier benutzte Schichtfolge wurde in verschiedenen Arbeiten genau bestimmt:

- Unteres Devon: GODEFROID et al. (1994);
- Mittleres Devon: BULTYNCK et al. (1991);
- Oberes Devon: COEN-AUBERT & LACROIX (1979) und THOREZ & DREESEN (1986) (Synthese);
- Karbon: PAPROTH et al. (1983a), PAPROTH et al. (1983b);
- Kreide: FELDER (1975).

1) Was die prädevonischen Formationen des Stavelot Massivs betrifft, wurden neue Namen vorgeschlagen, um die älteren Kürzel mit chronostratigraphischer Bedeutung (Revinien - Rv, Salmien - Sm), die von GEUKENS (1986) benutzt wurden, zu ersetzen.
2) Die Gruppierung von zwei oder mehreren Formationen rechtfertigt sich, wenn die Aufschlussverhältnisse zu schlecht oder wenn die Mächtigkeiten zu gering sind.
3) Mit der Zustimmung der Stratigraphischen Kommission wurden einige Änderungen am lithostratigraphischen Gerüst vorgenommen: neue Bezeichnungen von unterschiedlichem Rang (Gruppen, Formationen, Schichtglieder) wurden geschaffen und einige Grenzen, die nicht genau der Lithostratigraphie entsprachen, wurden neu definiert.

Die Namen der im Text zitierten Ortschaften entsprechen der Rechtschreibung der Karten des Nationalen Geographischen Instituts und folgen nicht dem lokalen Gebrauch.

2. Beschreibung

La Venne-Coo Formation (VEN)

Ursprung des Formationsnamens:
Weiler entlang der Amel, südlich von La Gleize.

Diese Formation entspricht den kartographierten Einheiten Rv 3-4 (Revinien) von GEUKENS (1986). Es handelt sich um eine heterogene Zusammenstellung einer Wechselfolge von Schwarzschiefern und dunklen Quarziten. Letztere sind manchmal sehr schiefrig und reich an Glimmer. Der mittlere Teil schliesst sehr mächtige Bänke grau-blauer

Quarzite sowie kiesige Lagen ein. Der untere Teil ist durch eine rhythmische Sedimentation (grobe Sandsteine - feine Sandsteine - Siltite - Phyllite), gut geschichtete blaue Quarzite und Bänke glimmerführender Sandsteine gekennzeichnet.

Diese Formation schliesst nicht in den Tälern der Hill, der Soor und der Gileppe und auch nicht am Rand des Stausees von Eupen auf.

Mächtigkeit: Die häufigen Wiederholungen durch Verwerfungen, die in jedem Profil festgestellt wurden, machen die Schätzung der Mächtigkeit schwierig (> 700 m).

Alter: Nach VANGUESTAINE (1992) ist diese Formation in das Obere Kambrium zu stellen (Acritarchen).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Diese Formation nimmt weite Teile der hochgelegenen Gebiete ein, die von einer mächtigen Deckschicht aus dem Quartär bedeckt und durch die Anwesenheit zahlreicher Quarzitblöcke gekennzeichnet sind. Zahlreiche Beispiele sind in den Tälern der Gileppe, der Soor, der Hill und des Getzbachs im Süden von Eupen sowie in der Umgebung des Stausees von Eupen zu sehen.*

Um mehr zu erfahren:

GEUKENS (1986)

La Gleize Formation (GLE)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft La Gleize, südlich von Remouchamps.

Diese Formation entspricht der kartographierten Einheit Rv 5 (Revinien) von GEUKENS (1986). Sie besteht aus Phylliten und schwarzen «quartzophyllades» (Wechselfolge von Sandsteinen und Phylliten in millimetrigen Schichten mit meist wellenförmigen Grenzen). Der obere Teil schliesst manchmal Dolomitknollen mit «cone-in-cone» Strukturen ein, der untere Teil zeigt blau-schwarze, häufig gebänderte Phyllite.

Mächtigkeit: Die Wiederholungen der verschiedenen schwarzen «quartzophyllades» Lagen innerhalb einer Zusammenstellung von schwarzen Phylliten machen die Schätzung der Mächtigkeit dieser Formation schwierig.

Alter: Nach VANGUESTAINE (1992) ist diese Formation in das Obere Kambrium zu stellen (Acritarchen).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Gleiche Bemerkung wie für die vorhergehende Formation.*

Um mehr zu erfahren:
GEUKENS (1986)

Jalhay Formation (JAL)

Locus typicus:

Ortschaft Jalhay, im Süden des Gileppe Stausees. Es ist unmöglich, ein komplettes Typusprofil der Formation zu bestimmen, aber der Name von Jalhay wurde benutzt, weil dieses Gebiet zahlreiche charakteristische Aufschlüsse bietet.

Diese Formation, hauptsächlich aus Schiefern, Sandsteinen und grün-blauen, dunklen «quartzophyllades» bestehend, entspricht der kartographierten Einheit Sm 1 (Salmien) von GEUKENS (1986). Sie wurde sedimentologisch sehr detailliert von LAMENS (1985, 1986) und LAMENS & GEUKENS (1985) untersucht.

- **Solwaster Schichtglied (SLW)** (Sm1a): Diese Schichten bestehen aus grün-blauen, dunklen «quartzophyllades», schwarzen oder grün-blauen Phylliten und zur Basis hin aus Sandsteinbänken, die manchmal schwarze Schieferfragmente einschliessen. Die Fossillagen mit Graptoliten sind ungleichmässig verteilt, so wie auch die flachgedrückten Knollen, die von einer «cone-in-cone» Struktur umrandet sind;
- **Spa Schichtglied (SPA)** (Sm1b): Diese Einheit besteht aus sandigen «quartzophyllades» dunkel grau-blauer oder graugrünlicher Farbe, mit Sandsteinlagen mit Sedimentstrukturen, die typisch für Turbiditen sind (Gradierung, Schrägschichtung, Wickelstrukturen, Belastungsmarken ...).

Mächtigkeit: Als GRAULICH (1949) die Aufteilungen Sm1a und Sm1b aufstellte, gab er eine Mächtigkeit von 250 m für das Solwaster Schichtglied in Solwaster an. Auf seinem Kartenblatt übersteigt die Mächtigkeit 400 m.

Alter: Der Graptolit *Rhabdinopora* (ex-*Dictyonema*) *flabelliformis* weist auf ein Alter des unteren Tremadoc hin (mehrere Fundstellen, unter anderem an der Gileppe Talsperre und in Jalhay.

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die Lokalität Jalhay und deren Umgebung bieten zahlreiche bezeichnende Aufschlüsse.*

Um mehr zu erfahren:

GRAULICH (1949)
LAMENS (1985)
LAMENS & GEUKENS (1985)
GEUKENS (1986)
LAMENS (1986)

Marteau Formation (MAR)

Ursprung des Formationsnamens:
Flurname im Westen von Spa.

Diese Formation ist an den West- und Nordflanken des Stavelot Massivs bekannt. Ein Basiskonglomerat ist nur bei Eupen und im Ameltal gut ausgebildet. Es handelt sich um den 'Poudingue de Quarreux'. Seitlich entsprechen ihm kiesige Lagen.

Die Marteau Formation besteht hauptsächlich aus bordeaux-roten und bunten Schiefern (Siltiten), die mit olivgrünen oder bunten Sandsteinen abwechseln. Die bordeaux-roten Farbtöne überwiegen stark. Zahlreiche Lagen enthalten karbonatische Knollen, deren Zersetzung das Gestein wie ein Zellgewebe erscheinen lässt. Mehrere Bänke mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern aus Sandstein, kiesigen Quarziten, und selbst Konglomeraten wurden im unteren Teil der Formation aufgefunden. Sie erlauben es, eine Sequenzstruktur zu erkennen, die teilweise besonders deutlich im Flussbett der Hill im Süden Eupens zu sehen ist.

Im Tal der Gileppe zeigt der obere Teil der Formation einen Faziesübergang zu der darüberliegenden Bois d'Ausse Formation. Man findet mehrere Lagen von grobkörnigen, kaolinitischen Sandsteinen, manchmal kiesig, und sogar konglomeratisch. Dieser Faziesübergang, der durch das Vorkommen einer metergrossen Bank aus hellem, konglomeratischen Quarzit unterstrichen wird, verschwindet allmählich westlich der Gileppe.

Mächtigkeit: 160 -170 m

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als Lochkov datiert (siehe HANCE et al., 1992)

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Der Profilschnitt der Hill bei Eupen, obwohl tektonisiert, bietet eine fast durchgehende Abfolge der Marteau Formation mit einer Mächtigkeit von ungefähr 163m.*

Um mehr zu erfahren:

GRAULICH (1951)
NEUMANN-MAHLKAU (1970)
ASSELBERGHS (1944)

HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

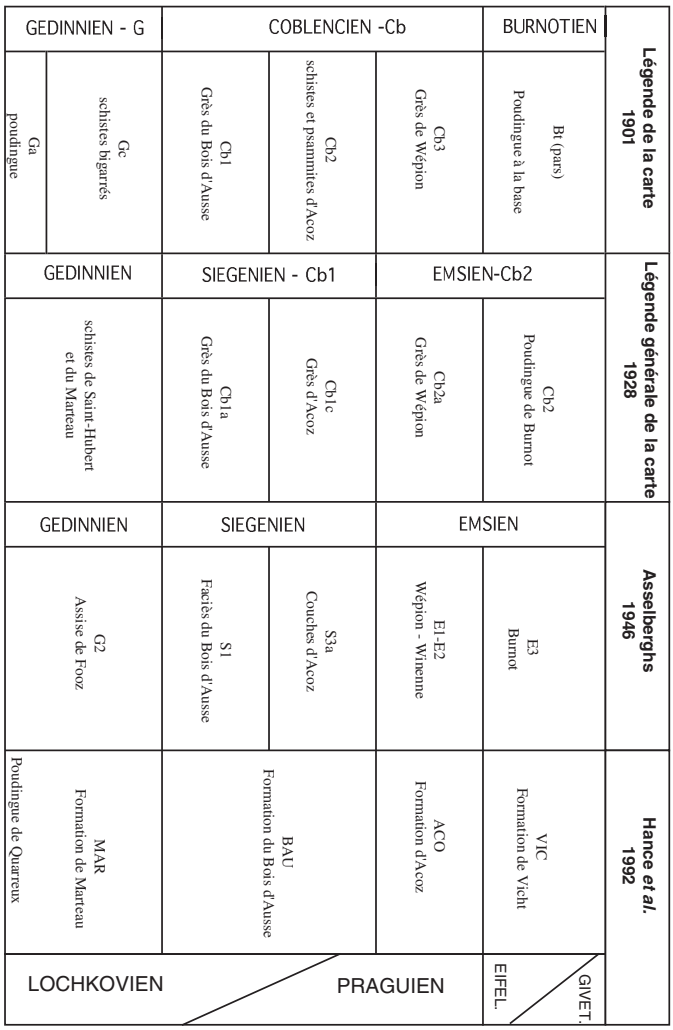

Abb. 5: Lithostratigraphische Position der Formationen des unteren Devons und Vergleich mit früheren Interpretationen.

Bois d'Ausse Formation (BAU)

Ursprung des Formationsnamens:

Flurname Bois d'Ausse, östlich von Sart-Bernard (Nordrand des Synklinoriums von Dinant).

Die Basis dieser Formation wird an die Basis der ersten Bank mehrerer Meter Mächtigkeit der graufarbenen, körnigen und manchmal quarzitischen Sandsteine gesetzt, die der bordeaux-rot dominanten Serie der Marteau Formation folgen. Mehrere konglomeratische Lagen mit Quarzkieselsteinen sind im unteren Teil verteilt. Die kaolinitischen, grobkörnigen Sandsteine mit abgerundeten, dunklen Schiefer(shale)-fragmenten («mud chips») sind besonders charakteristisch. Die

bordeauxfarbenen Schichten sind nur geringfügig verbreitet. Bestimmte Lagen schliessen karbonatische Knollen ein. Einige Lagen liefern eine reiche Makroflora. Aufgrund der Dominanz von Sandsteinen und Quarziten lässt sich diese Formation leicht kartieren und in der Topographie unterscheiden.

Mächtigkeit: 135 m neben der Talsperre der Gileppe bei Goé. Im Süden von Eupen übertrifft die Mächtigkeit 200 m, ohne dass man sie genau bestimmen kann.

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als oberes Lochkov und als die Basis des Prags datiert (siehe HANCE et al., 1992).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die beiden Talhänge der Gileppe neben der Talsperre. Der Übergang zu den bordeaux-roten und grünen Schichten der darüberliegenden Acoz Formation ist gut im Einschnitt des Überlaufs des Stausees aufgeschlossen.*

Um mehr zu erfahren:

ASSELBERGHS (1944)
STEEMANS & GERRIENNE (1984)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

Acoz Formation (ACO)

Ursprung des Formationsnamens:
Talhänge der Bième bei Acoz (Gerpinnes, Nordrand des Synklinoriums von Dinant).

Im Querschnitt von Eupen können zwei Schichtglieder unterschieden werden. Das untere wird gebildet durch Wechsellagerungen von Schiefern (Siltiten) und allgemein tonigen Sandsteinen, in bordeaux-roten, grünen oder bunten Farbtönen. Mehrere Bänke mehrerer Meter Mächtigkeit aus hellem, und selbst weissfarbenen Quarzit sind eingebaut. Im oberen Schichtglied dominieren Schiefer (Siltite) und tonige Sandsteine bordeaux-roter Farbe. Die grünen oder grauen Lagen sind nur wenig ausgebildet. Nach Westen hin, weiter als die Gileppe, wird diese Unterscheidung schwierig.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Formation im Weser Massiv ist stark unterschiedlich, je nach dem Ausmass der Erosion, das vor der Ablagerung des Vichtkonglomerates erreicht wurde. Die grösste Mächtigkeit wurde im Querschnitt von Eupen gemessen und beträgt ungefähr 250 m.

Alter: Die Formation wurde durch Palynologie als Prag datiert (siehe HANCE et al., 1992)

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Eupen, Profilschnitt der Hill und Profilschnitt der Weser, stromaufwärts vom Zusammenfluss mit der Hill.*

Um mehr zu erfahren:

ASSELBERGHS (1944)
ASSELBERGHS (1945)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)
HANCE et al. (1996)

Vicht Formation (VIC)

Ursprung des Formationsnamens:

Tal der Vicht, in der Ortschaft gleichen Namens (Deutschland, Südosten von Stolberg).

Das Konglomerat von Vicht bestimmt die Rückkehr der Sedimentation im mittleren Devon nach einer grösseren Schichtlücke, die stellenweise den oberen Teil des Prags, das Ems und den unteren Teil der Eifelstufe einschliesst.

Es handelt sich um ein Konglomerat mit eier- bis faustgrossen Quarz- und Quarzitelementen, das stellenweise linsenförmige Sandsteinbänke einschliesst. Die seitlichen Faziesveränderungen dieser Formation wurden von KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1949, pp. 342-344) studiert.

Das Konglomerat von Vicht stellt einen ausgezeichneten kartographischen Bezugspunkt dar, dessen Verlauf manchmal sehr gut in der Topographie sichtbar ist, wenn die Schichten aufgerichtet sind.

Mächtigkeit: von einigen Metern bis zu 21 m.

Alter: Die Formation, die stark diachron ist, wurde durch Palynologie in Eupen in die obere Eifelstufe und auf dem danebenliegenden Kartenblatt von Heusy in das untere Givet gestellt (HANCE et al., 1989, 1991).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Man kann alle Merkmale dieser Formation im Tal der Gileppe bei Goé, sowie im Bett der Weser in Membach und im Flussbett der Hill im Süden von Eupen erkennen.*

Um mehr zu erfahren:

KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1949)
KNAPP (1978)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1995)

Pepinster Formation (PER)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Pepinster, Aufschlüsse an den beiden Ufern der Hogne (Hoëgne).

Diese Formation schliesst die terrigenische Abfolge ein, die zwischen dem Konglomerat von Vicht an der Basis und den Kalken der Névremont Formation abgelagert wurde. Sie ist besonders gut in der Typuslokalität im Kartenblat 42/7-8, Fléron-Verviers, aufgeschlossen, wo sie eine Mächtigkeit von ungefähr 95 bis 97 m zeigt. Sie stellt sich von unten nach oben wie folgt dar:

- 1,5 m grüne Schiefer (Siltite), im oberen Teil bunt;
- 10 bis 12 m rote Schiefer (Siltite) mit Karbonat- und Baritknollen, stellenweise mit feinen, sehr tonigen, graufarbenen bis roten Sandsteinen;
- **Heusy Schichtglied**: 24 m mächtige grüne Sandsteine mit Pflanzenresten, die 3 konglomeratische Lagen in den unteren 7,5 m einschliessen; der obere Teil ist karbonatisch und fossilführend (Rhynchonelliden, Tentaculiten);
- ungefähr 60 m Schiefer (shales und Siltite) und feine Sandsteine, meistens in rötlichen Farbtönen. Im oberen Teil erkennt man den wachsenden Anteil an fossilführenden Karbonaten, die den Übergang zur darüberliegenden Névremont Formation ankündigen. *Stringocephalus burtini* kommt im obersten Teil vor.

Die Fazies des grünen Sandsteins der Heusy Schichten ist besonders gut im Süden der Oe Verwerfung ausgebildet, mit sowohl einem kiesigen als auch einem kaolinitischen Charakter, der mehr und mehr nach Osten zunimmt. Im Norden der Oe Verwerfung nehmen Konglomerate und kiesige, sowie kaolinitische, weissfarbene Sandsteine mit Pflanzenresten die enstsprechende Lage der grünen Sandsteine ein. Diese kiesige, kaolinitische Fazies nimmt nach Osten in grossem Masse an Bedeutung zu. Der Querschnitt des Osthanges der Gileppe bei Goé ermöglicht die Beobachtung der Fazies des grünen Sandsteins und des kiesigen, kaolinitischen Sandsteins an beiden Seiten der Oe Verwerfung, und zwar in den alten Steinbrüchen Brandt Süd, bzw. Brandt Nord, die in der geologischen Literatur wegen ihres Reichtums an Pflanzenresten gerühmt wurden.

Mächtigkeit: Im Norden der Oe Verwerfung:
-in Stembert: 65-75 m;
-in Membach: > 250 m.

Alter: Auf dem gesamten Kartenblatt wurde die Formation palynologisch in das obere Eifel gestellt. Diese Datierung schliesst ebenfalls die kiesigen, kaolinitischen Sandsteine des Steinbruchs Brandt Nord in Goé ein, die traditionell als Givet betrachtet werden. Auf dem danebenliegenden Kartenblatt, im Norden der Oe Verwerfung bei Heusy, ist das

Alter der Formation Givet, was auf einen grossen seitlichen Diachronismus hinweist.

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *westlicher Hang der Gileppe bei Goé (zur Zeit befindet sich hier eine Betonfabrik);*
- *Flussbett der Weser in Membach, an beiden Seiten der Brücke;*
- *Flussbett der Hill in Eupen.*

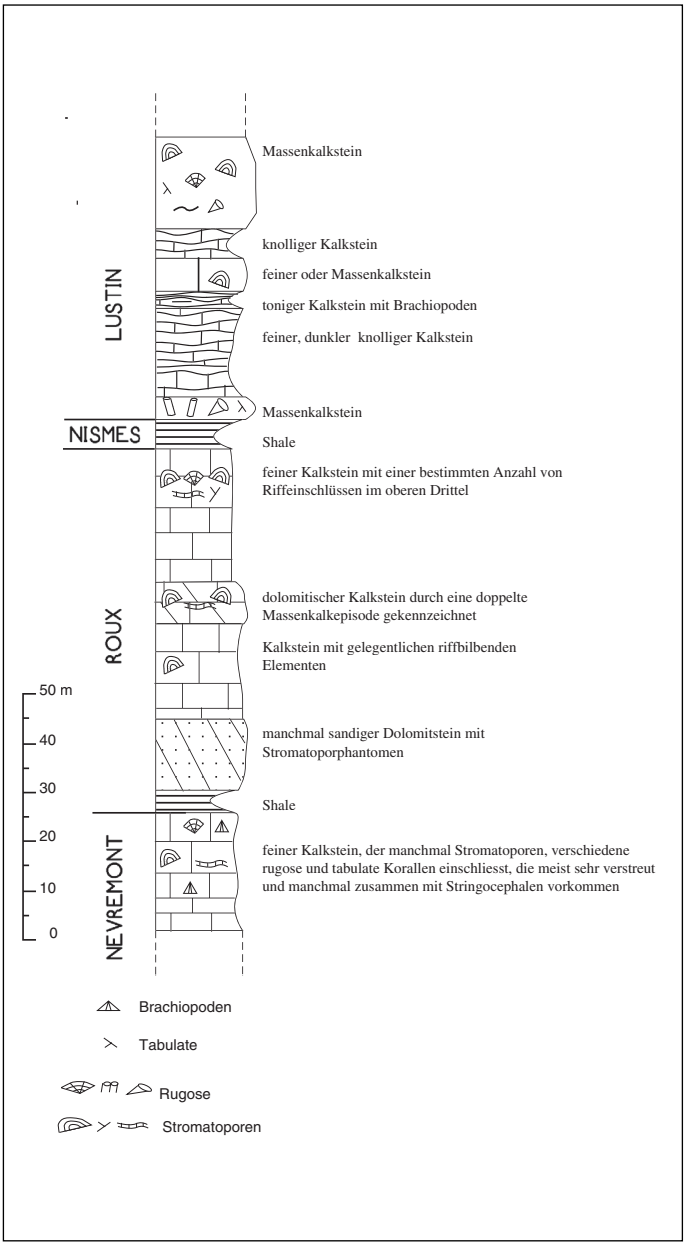

Abb. 6: Zusammengefasstes lithostratigraphisches Schnittprofil der Bohrungen von Membach (136W 1613, 1616, 1617).

Um mehr zu erfahren:

COEN-AUBERT (1974)
HANCE et al. (1989)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1996)

Die Beschreibung und die Unterscheidung der fünf folgenden Formationen (Névremont, Roux, Presles-Nismes, Lustin, Aisemont) auf dem Kartenblatt sind das Werk von COEN-AUBERT (1974), damals unter anderer Namensführung. Die jetzigen Namen wurden später eingeführt. Im Laufe der Jahre 1980-1981 wurden 3 Bohrungen in Membach, im Norden von Perkiets, im Rahmen einer Pb-Zn Prospektion durchgeführt (siehe Rohstoffe des Untergrundes). Sie haben den oberen Teil der Névremont Formation, die gesamte Roux Formation, und die Basis der Lustin Formation durchteuft (COEN-AUBERT et al., 1985). Sie bilden die Referenz zur Untersuchung dieser Formationen.

Es ist allerdings notwendig darauf hinzuweisen, dass die ersten Versuche, diese Schichten lithostratigraphisch einzuordnen, das Werk von FOURMARIER (1954) und von DUBRUL (1954) waren.

Névremont Formation (NEV)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Névremont im Osten von Aisemont in der Gemeinde Fosses-la-Ville.

Der untere Teil der Formation, der nicht von den Bohrungen von Membach durchteuft wurde, besteht aus etwa 20 m mächtigen feinen, hell grauen, lamellierten, manchmal in verschiedenem Ausmass dolomitisierten Kalksteinen.

Der obere Teil der Formation zeigt eine Faziesentwicklung von West nach Ost:

- im Westen, entlang der Strasse von Verviers nach Dolhain, zwischen Renoupré und les Surdents, wird der vorhergehende Komplex von schlecht geschichteten Kalksteinen überlagert, die zahlreiche Fossilklasten (Crinoiden, Brachiopoden), so wie auch massive, lamellierte und verzweigte Stromatoporen, rugose Solitärkorallen, *Hexagonaria* und Tabulata (*Alveolites*, *Thamnopora*) vereint mit zahlreichen *Stringocephalus burtini*, enthalten. Es handelt sich hier um die Riffphase innerhalb der Formation.
- im Osten, in den Bohrkernen und entlang 500 m der östlichen Böschung des Stadtgrabens, handelt es sich hauptsächlich um feinen, lamellierten Kalkstein, der stellenweise Stromatoporen, rugose und tabulate Korallen aufweist, die aber zerstreut sind und in Gesellschaft von Stringocephalen auftreten.

Mächtigkeit: von 40 bis zu 60 m.
Alter: Givet, auf die Makrofauna basierend.
Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- Diese Formation schliesst nur schlecht in der Umgebung von Goé und auf dem Plateau im Südwesten von Hévremont auf. Man kann sie allerdings leicht anhand der Karsterscheinungen ausfindig machen (Ausrichtung von Dolinen und Karsttrichtern).

Um mehr zu erfahren:

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)

Roux Formation (ROU)

Ursprung des Formationsnamens:
Dorf Le Roux in der Gemeinde Fosses-la-Ville.

In den Bohrungen, die als Referenzmaterial dienen, charakterisiert sich diese Formation durch die Abfolge von 6 lithologischen Einheiten, von unten nach oben:

- 4,05 m Schiefer (shales);
- 13,65 bis 15,4 m Dolomitstein, manchmal sandig mit Phantomen von Stromatoporen;
- 16,75 bis 21,5 m Kalkstein mit riffbildenden Organismen (massive und verzweigte Stromatoporen, rugose und tabulate Korallen);
- 10,25 bis 12,6 m feine Dolomitsteine;
- 8,3 bis 8,65 m Kalksteine und selbst Dolomitsteine mit doppelter Riffbildung;
- 23,85 bis 30,45 m Kalksteine, besonders fein, lamelliert im unteren Drittel und mit einer bestimmten Anzahl an eingeschalteten Riffen in den beiden oberen Dritteln.

In der Umgebung von Surdents im Westen des Kartenblattes ist die Roux Formation durch eine Reihe verschiedener Profile entlang der Eisenbahnlinie Verviers-Eupen vertreten. Diese Formation ist wegen einer Überschiebung (Renoupré Verwerfung) an beiden Ufern der Weser verdoppelt. Sie ist durch die folgende Abfolge gekennzeichnet:

- 4,5 m Sandsteine die Feldspat und Glimmer führen und eine dolomitisierte Basis (terrigenische Basis der Formation) zeigen;
- 8,3 m bioklastischer Kalkstein mit Stomatoporen, rugosen und tabulaten Korallen und zahlreichen Stringocephalen;
- 28 bis 34 m Dolomitstein in kleinen Bänken.

In der Umgebung von Goé zeigt eine verlassene Grube, in unmittelbarer Nähe des unterirdischen Kanals der Gilleppe, 38,8 m mächtige feine und gebänderte Kalksteine, Kalk-

breccien und konstruierte Kalksteine mit massiven und verzweigten Stromatoporen, tabulate und solitäre rugose Korallen, abwechselnd mit Sequenzen von fein rekristallisiertem Dolomitstein in kleinen Bänken. Der terrigenische Teil (Schiefer) an der Basis ist hier fehlend.

Mächtigkeit: Von Westen nach Osten nimmt die Mächtigkeit von 45 bis zu 90 m zu.

Alter: oberes Givet, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *in den Höhenlagen bei Perkiets kann man in 3 nahegelegenen älteren Steingruben die vier letzten Einheiten, die in den Bohrkernen vorkommen, beobachten;*
- *in Membach, in einem neuen Aufschluss entlang der Strasse von Eupen, schliesst die Basis der Formation in ihrem schiefrigen Teil mit dem Kontakt zu den Kalksteinen auf.*

Abgesehen von diesen Aufschlüssen muss man auch das Vorkommen von zahlreichen Riffkalksteinblöcken erwähnen, die bei dem Erbauen von neuen Wohnhäusern bei Burg Stockem ausgegraben wurden.

Um mehr zu erfahren:

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Presles und Nismes Formationen

Ursprung des Formationsnamens:
Die Ortschaften Presles zwischen Namür und Charleroi und Nismes im Osten von Couvin.

Diese beiden Formationen, die sich auf diesem Kartenblatt seitlich einander ablösen, wurden zuerst eingeführt, um die dünne Einheit zu bezeichnen, die die Karbonate des oberen Teils des Givet und die des Frasnes trennt. Die Nismes Formation ist hauptsächlich schiefrig (shales) mit einigen Kalklagen (Knollen, Bänke). Die Presles Formation ist eine relativ tonige Einheit, die durch eine grosse Entwicklung von tonigen Kalksteinen und Dolomitsteinen, die oft mit oolitischem Hematit durchtränkt sind, charakterisiert ist.

- Im Westen des Kartenblattes, bei Surdents, ist die Presles Formation als 1,8 m mächtiger Dolomitstein mit 2 dünnen Bänken aus oolitischem Hematit ausgebildet, darüber lagern toniger, bioklastischer Kalkstein (Crinoiden, Brachiopoden);

- Weiter westlich haben die Bohrungen von Membach die Nismes Formation durchteuft. Sie besteht aus grünen Schiefern (shales) mit einigen dünnen Karbonatbänken an der Basis und im oberen Teil (Abb. 6). Die Mächtigkeit dieser Einheit variiert zwischen 5,8 und 6,55 m.
- Zwischen diesen beiden Punkten kann man bei Béthane eine dazwischenliegende Situation erkennen. Hier ist diese Einheit als 1 m mächtiger mehr oder weniger dolomitisierter Kalkstein ausgebildet. An der Basis befinden sich zahlreiche Korallen und im oberen Teil ist ein an Eisenoolit reicher Dolomitstein ausgebildet. Darüber liegen Schiefer (shales), die ungefähr 5 m sichtbar sind.

Diese Beobachtungen verdeutlichen ein weiteres Mal die Faziesänderungen von Westen nach Osten. Diese beiden Formationen werden auf dem Kartenblatt als eine einzige Einheit betrachtet und aufgrund der geringen Mächtigkeit zusammen mit der darüberliegenden Lustin Formation kartiert.

Mächtigkeit: 4 bis 11 m.

Alter: unteres Frasnes, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *im Süden von Goé, in einem alten Steinbruch, der heute Teil eines Privatgrundstücks ist;*
- *bei Béthane, entlang der Strasse nach Eupen, ein wenig im Norden der Kreuzung mit der Strasse, die zur Gileppetalsperre führt.*

Um mehr zu erfahren:

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Lustin Formation (LUS)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Lustin im Maastal im Süden von Namür.

Die Lustin Formation zeigt lithologische und paläontologische Ähnlichkeiten mit dem oberen Teil der Névremont Formation (Riffkalke, gebänderter Kalkstein, Knollen-, bzw. Breccienkalke).

Im westlichen Teil des Kartenblattes kann man 3 Einheiten von unten nach oben unterscheiden:

1. ± 30 m mächtige Riffkalke in meist massiven Bänken mit Stromatoporen und Polypen, dazwischen gebänderter und knollenartiger Kalkstein. Eine Bank aus Knollenkalk mit Brachiopoden kommt meistens vor. Der obere Teil dieser Abfolge ist durch das Vorkommen von feinen, dunklen

Kalksteinen gekennzeichnet, die typisch knollenartig und organoklastisch sind;

2. (ungefähr 3 m dicke) Bänke mit zahlreichen Korallen und gebänderten Stromatoporen;
3. 45 bis 50 m mächtige Bänke mit massiven Stromatoporen (mit Hexagonarien und tabulaten Korallen) abwechselnd mit feinkörnigen, hellen Kalksteinen. Die Riffepisoden sind besonders im unteren Drittel und ganz besonders im oberen Teil dieser Sequenz ausgebildet.

Nur der untere Teil (± 20 m) dieser Formation wurde von den Bohrungen durchteuft. Er ist durch das Verschwinden des Riffcharakters des Teiles, der der Einheit 1 entspricht (dunkle, bioklastische Kalksteine, in denen allein die Korallen und die Stromatoporen strukturbildende Elemente darstellen) gekennzeichnet. Die Beziehungen zu den Einheiten 2 (5,95 m) und 3 sind einfacher. Diese Beobachtungen lassen sich mehr oder weniger leicht mit dem einzigen Aufschluss von Goé vergleichen.

Diese Korrelationen erlauben es, die Faziesveränderung und die Mächtigkeitsunterschiede von West nach Ost zu verdeutlichen.

Mächtigkeit: ± 80 bis 140 m.

Alter: Frasnes, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Goé, alter Steinbruch von Nantistay;*
- *Felsvorsprung von Bellevau;*
- *südöstlicher Strassenhang der Strasse von Surdents (Verviers-Dolhain), westlich von Nasproué.*

Um mehr zu erfahren:

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Aisemont Formation (AIS)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Aisemont in der Gemeinde Fosses-la-Ville.

Diese Formation enthält 2 Kalksteinbiostrome (jeweils als 1. bzw. 2. Biostrom bezeichnet, COEN-AUBERT, 1974), die eine mehr oder weniger karbonatische Schiefereinheit eingrenzen. Diese Biostrome sind durch das Erscheinen und das regelmässige Auftreten der massiven rugosen Korallen der Gattungen *Frechastraea* und *Phillipsastrea* charakterisiert (COEN et al., 1976)

1. Die Formation beginnt an der Basis des ersten Biostroms. Es handelt sich um eine Lage von organoklastischem, knollenartigem Kalkstein von ungefähr 6 m Mächtigkeit. Dieser überlagert direkt die Bänke mit Stromatoporen und *Hexagonaria* aus dem obersten Teil der Lustin Formation. Er ist aufgrund des Vorkommens von einer Schicht mit zahlreichen gebänderten *Frechastraea* zu erkennen. Die zahlreichen Fossilbruchstücke, die nur in geringem Masse wiederaufgearbeitet wurden, bestehen hauptsächlich aus tabulaten, verzweigten oder solitären Korallen und Brachiopoden;
2. Die Riffentwicklung wurde durch eine schiefrige (shales) Zwischenlage mit Brachiopodenstücken und Kalkknollen unterbrochen. Diese tonige Phase ist deutlich mächtiger in Bellevau (67 m) und beträgt ungefähr 80 m in Raeren (auf dem danebenliegenden Kartenblatt);
3. Der zweite Biostrom wird durch eine Masse aus organoklastischen, knollenartigen, hellgrauen Kalksteinen gebildet, die zahlreiche Organismen einschliesst, die meistens wieder aufgearbeitet wurden (*Frechastraea, Phillipsastrea*, rugose solitäre und tabulate Korallen, sowie Brachiopoden). Seine Mächtigkeit ist vergleichbar mit der des ersten Biostroms. Diese Einheit ist sehr leicht zu kartieren.

Mächtigkeit: von 80 bis zu 100 m.

Alter: oberes Frasnes, basierend auf die Makro- und Mikrofaunen (Konodonten).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die besten Aufschlüsse dieser Formation sind eher in der Umgebung von Surdents (am östlichen Rand des Kartenblattes) zu suchen, wo sie ausführlich von COEN-AUBERT (1974) beschrieben wurden, besonders der Querschnitt am Eisenbahnhang, sowie der Strassenaufschluss von Surdents (Verviers-Dolhain), zwischen Nasproué und der Brücke von Bellevau (Vorkommen von 3 zitierten Lagen und der Übergang zur darüberliegenden Formation);*
- *Strassenhang von Nasproué, der zur Wasseraufbereitungsanlage der Gileppe bei Stembert hinaufführt;*
- *In Goé zeigt der Steinbruch von Nantistay den Kontakt zwischen der Lustin Formation und den Kalksteinen des ersten Biostroms, die durch eine Lage von tonigem Kalkstein überlagert wird.*

Um mehr zu erfahren:

COEN-AUBERT (1974)
DEJONGHE (1987)

Eine bedeutende, sehr einförmige, schiefrige Phase überlagert die letzte Riffepisode der Aisemont Formation. Sie wurde aufgrund der Biostratigraphie in zwei Einheiten aufgeteilt: die untere Einheit, datiert als Frasnes, wurde

«Schistes supérieures» (COEN-AUBERT, 1982) oder «Schistes de Matagne» (DREESEN, 1988) genannt. Die obere Einheit, datiert als Famenne, wurde in mehreren Arbeiten von Dreesen (siehe unten) als «Schistes de la Famenne» bezeichnet. Von den Beschreibungen der Hematitlagen abgesehen wurde keine genaue regionale lithostratigraphische Studie dieser letzten Einheit unternommen.

Im Gelände ist es allerdings nur möglich, zwei Einheiten anhand ihrer eigenen Merkmale leicht zu unterscheiden.

- Ein unterer Teil besteht aus Schiefern (shales) mit Kalkknollen und dünnen Bänken aus tonigem Kalkstein mit zahlreichen Brachiopoden. Das typischste Element dieser Einheit ist hingegen eine biostromale, rotfarbene Lage mit *Frechastraea* und *Phillipsastrea*, die von COEN-AUBERT,(1982) als «drittes Biostrom mit *Phillipsastrea*» bezeichnet wurde;
- Ein oberer Teil ist durch das Vorkommen von zahlreichen Lagen mit oolitischem Hematit innerhalb des schiefrigen Sedimentes (shales und Siltite) gekennzeichnet.

Am äussersten Kartenrand sind die Matagne, Senzeilles und Mariembourg Formationen nicht zu erkennen. Das Konzept der Barvaux Formation könnte für die untere Einheit benutzt werden, sie zeigt hingegen eigene Merkmale (das Vorkommen eines Biostroms). Die Kriterien zur makroskopischen Unterscheidung, die von verschiedenen Autoren zur Unterscheidung der Schiefer des Frasnes und des Famenne aufgestellt wurden, sind sehr variabel und oft nur lokal anwendbar (Farbe, Zusammensetzung, Granulometrie, ...). Man kann davon ausgehen, dass diese Kriterien konkret vorkommen mögen, ihre Entwicklung ist hingegen graduell und man kann keine genaue Grenze festlegen. Zwei neue kartierbare Formationen, die Lambermont und Hodimont Formationen, wurden anhand der Merkmale dieser beiden Einheiten beschrieben.

Lambermont Formation (LAM)

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Lambermont, wo sich auch der Stratotyp befindet (westlicher Strassenaufschluss der Ausfahrt n°4 der Autobahn Verviers-Prüm).

Die Basis der Lambermont Formation liegt oberhalb des zweiten Biostroms der Aisemont Formation. Sie endet unter der ersten Lage aus oolitischem Hematit.

Die Lambermont Formation besteht hauptsächlich aus Schiefern (shales), knolligen Schiefern mit grossen Brachiopoden, leicht glimmerigen Schiefern (shales und Siltite) mit Lagen aus Kalkknollen, die Brachiopoden enthalten, mit mehr oder weniger durchgehenden Lagen tonigen Kalksteins oder schwarzen Schiefern mit allen möglichen Übergängen.

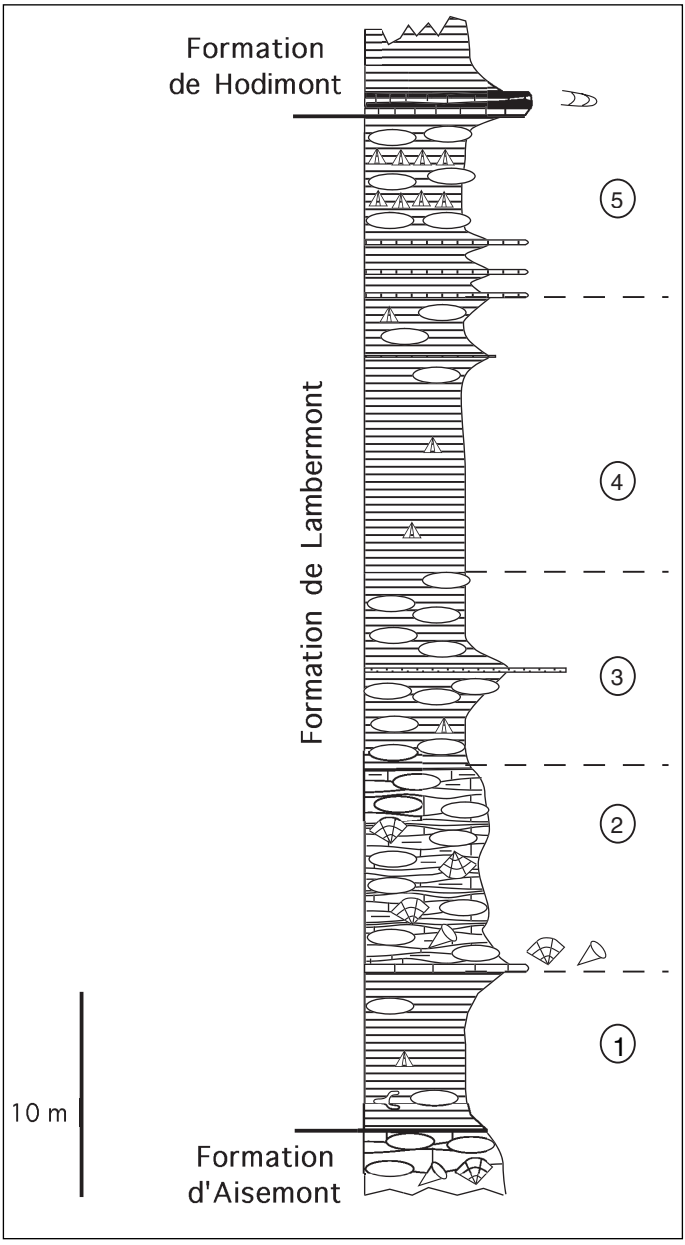

Abb. 7: Die Lambermont Formation in Lambermont

Das Vorkommen eines leicht zu erkennenden Horizonts im oberen Teil der Formation ist ein wichtiges Merkmal. Es handelt sich um einen Komplex von bunten Kalksteinen, die an der Basis aus weissfarbenen Bruchstücken von charakteristischen massiven rugosen Riffkorallen (*Frechastraea*, *Phillipsastrea*) und tabulaten Korallen bestehen und die von roten und grünen Knollenlagen in einer schiefrigen Matrix überlagert werden (Mächt. 5 bis 10 m). Es handelt sich hier um den 3 Biostrom von COEN-AUBERT (1974). In verschiedenster Weise in der Umbebung von Nasproué und Surdents (im Osten des Kartenblattes) vertreten, verschwindet dieser

Horizont nach Osten allmählich. Seine rötliche Farbe verschwindet bei Membach, wo er sich in eine schiefrige und knollige Fazies mit Korallen umwandelt (Stockem, siehe DUBRUL, 1954).

Mächtigkeit: 110 bis 120 m.

Alter: Der Übergang vom Frasnes zum Famenne wird nach Conodontenuntersuchungen in das Interval zwischen dem 3. Biostrom (Frasnes) und der ersten Lage oolitischen Hematits (Famenne) gestellt (COEN-AUBERT, 1974; DREESEN, 1982).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *östlicher Strassenaufschluss bei Surdents (Strasse von Verviers nach Dolhain), zwischen Nasproué und der Brücke von Bellevau;*
- *Aufschluss entlang der Strasse von Nasproué, die zur Wasseraufbereitungsanlage der Gileppe in Stembert führt.*

Um mehr zu erfahren:

COEN-AUBERT (1974)
DREESEN (1982)

Hodimont Formation (HOD)

Ursprung des Formationsnamens:

In der Ortschaft Hodimont im Bezirk Verviers gibt es eine Reihe repräsentativer Aufschlüsse. Das Referenzprofil liegt im westlichen Strassenaufschluss der «rue de la Grappe» in Dison.

Diese Einheit besteht an ihrer Basis aus ungefähr 34 m mächtigen glimmerigen Schiefern (Siltite) grau grünlicher Farbe. Sie kommt in Bänken vor, die eine Mächtigkeit von einem oder mehreren Dezimetern erreichen; stellenweise findet man zahlreiche dezimetergrosse Kalkknollen mit Brachiopoden und Goniatiten (*Cheiloceras*, SARTENAER, 1957a) und eine bestimmte Anzahl Lagen oolitischen Hematits. Es handelt sich oftmals um linsenförmige Bänke aus sandigem, bunten Kalkstein mit Stachelhäutern, Brachiopoden und Cephalopoden und mit eisenhaltigen Ooiden. Nicht alle dieser Lagen zeigen eine konstante seitliche Verbreitung und ihre Mächtigkeit kann von Dezimeter- bis zu Metergrösse ändern. Die erste detaillierte Studie dieser Bänke war das Werk von MACAR & CALEMBERT (1938), die auf dem Kartenblatt eine gewisse Anzahl beschrieb und sie stratigraphisch einordnete. Diese Arbeit wurde von DREESEN (1982) wieder aufgenommen. Dieser Autor analysierte die Bänke sedimentologisch und biostratigraphisch. Die detaillierte sedimentologische Studie zeigt, dass es sich hier um paläontologisch kondensierte Lagen handelt, die durch Aushöhlungsflächen, Ooiden, Pisolithen, Onkoiden und allochtone Algenkrusten und Eisenverkrustungen charakterisiert sind. Dreesen hat diese Lagen

biostratigraphisch in vier verschiedenen Lagen unterteilt, die er I, II und III, unterteilt in IIIa und IIIb, nannte. Diese Lagen bilden bemerkenswert gute chronostratigraphische Referenzlagen für das gesamte Wesermassiv und, für einige unter ihnen, auch für die Synklinorien von Dinant und Namür.

- Die erste dieser Lagen (I) ist die charakteristischste aufgrund der durchschnittlichen Grösse der Ooiden (pisolitisch) und aufgrund ihrer relativ konstanten Mächtigkeit (ungefähr 1 Meter). Das Vorkommen von Brachiopoden und Orthoceratideen sollte auch erwähnt werden;
- Die zweite Lage (II) ist eigentlich die Gruppierung mehrerer Horizonte von oolitischem Hematit, die in sandigen, knollenartigen, grau blauen Kalken mit Brachiopoden und Cephalopoden (Orthoceratideen und Cheiloceratideen) zwischengelagert sind; sie befinden sich in der gleichen Konodontenbiozone;
- Die dritte entspricht den zwei Lagen, die als IIIa und IIIb bezeichnet werden; die erste, ungefähr meterdick, ist die bemerkenswerteste. Sie zeichnet sich durch das Vorkommen von Rhynchonellideen und zahlreichen Cephalopoden (Cheiloceratideen) aus.

Aufgrund biostratigraphischer Kriterien stellte DREESEN (1982, 1984, 1989) die Lage IIIa an die Basis der Esneux Formation. Lithostratigraphisch hingegen bleibt die schiefrige Fazies auch über diese Referenzlage hinaus je nach Fundpunkt in wechselnder Mächtigkeit erhalten, bevor sie in die typische Fazies des «psammite stratoïde» übergeht. Es handelt sich um glimmerige Schiefer (Siltite) in dicken Bänken, die stellenweise von dünnen fossilführenden Kalkknollenlagen unterstrichen werden. Die Anzahl und die Mächtigkeit dieser sandigen Schichten steigt zum oberen Teil hin allmählich an. Die Mächtigkeit dieser Einheit ist durchaus nicht konstant und sie kann sich von einigen Metern (Sur les Sarts) bis zu 30 Metern (Bellevau) verändern.

Mächtigkeit: 110 bis 120 m.

Alter:

- die Lage I entspricht einer Kondensierung des oberen Teils und des unteren Teils der beiden ersten Konodontenbiozonen des Famenne (*Palmatolepis triangularis* und *trepida*);
- die Lage IIIa entspricht einer Kondensierung der letzten Biozonen des unteren Famenne und der ersten Zone des oberen Famenne;
- die Lage IIIb entspricht einer Kondensierung des oberen Teils und des unteren Teils der beiden ersten Konodontenbiozonen des oberen Famenne;
- das Vorkommen des Goniatiten *Cheiloceras* in den beiden letzten Lagen und in

den Kalkknollen (SARTENAER, 1957a) bilden die Grundlage für einen wichtigen Referenzhorizonten für internationale Vergleiche (DREESEN, 1989).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die östlichen und nördlichen Hänge des Baches, der aus der Umgebung des unterirdischen Kanals der Gileppe nach Nasproué verläuft;*
- *Ausfahrt von Membach nach Eupen (Lage I);*
- *Die rue Brou in Nasproué, gegenüber der Häuser mit den Hausnummern 71 bis 75;*
- *Zu Beginn des Wanderpfades, der von der «rue de l'Avenue Reine Astrid» (Strasse von Verviers nach Dolhain) bis zum Ort «Nez de Napoléon» führt, am Schnittpunkt zwischen der Aufschüttungsebene und der bewaldeten Böschung;*
- *In Limbourg, am Osthang der Weser neben dem Bauernhof «Sur les Sarts». Diese Lokalität zeigt den besten Aufschluss, er ist allerdings nur schlecht zu erreichen.*

Um mehr zu erfahren:

MACAR & CALEMBERT (1938)
SARTENAER (1957)
DREESEN (1982)
DREESEN (1989)

Esneux Formation (ESN)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Esneux im Ourthetal.

Diese Formation entspricht den «psammites stratoïdes» aus der Literatur. Es handelt sich um eine rhythmische Abfolge von relativ gleichmässig mächtigen Bänken (mehrere Zentimeter bis Dezimeter, stellenweise mehrere Dezimeter mächtig) aus feinkörnigen, mehr oder weniger tonigen, wenig glimmerführenden Sandsteinen in meist grau-olivgrünen Farbtönen. Diese Bänke werden von dünnen Tonlagen getrennt. Diese Lithologie zeigt eine typische Faltenstruktur (plis en chevrons) mit Rutschstreifen auf jeder Bank. Die Mächtigkeit ist aus diesem Grunde nur sehr schlecht abzuschätzen.

Eine dünne Lage oolithischen Hematits ist an zwei Stellen im oberen Teil der Formation sichtbar, in den Hängen des linken Weserufers bei Limbourg gegenüber vom Stadion O. Piérard im Süden und entlang der Wanderwege im Norden.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit kann aufgrund der Faltung nur annähernd geschätzt werden, sie mag maximal 170 m betragen.

Alter: Diese Formation wurde aufgrund des Alters der darunter- und der darüberliegenden Formationen in das obere Famenne gestellt.

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die Aufschlüsse bestehen meistens aus langen, abschüssigen Felsen, wie zum Beispiel die Felsen entlang der Wanderwege unterhalb der Zitadelle von Limbourg, der fein zerklüftete Felsvorsprung über dem Villers-Bach in Bellevau oder die Felsen entlang der alten Strasse von Goé bei Béverie;*
- *Der Profilschnitt entlang der Eisenbahnlinie gegenüber vom Bahnhof von Dolhain zeigt ein schönes Beispiel der charakteristischen Faltenstruktur in dieser Region (plis en chevrons).*

Souverain-Pré Formation (SVP)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Souverain-Pré im Ourthetal.

Innerhalb der sandigen und schiefrigen Einheit des Famennes befindet sich eine Formation, die nach verschiedenen Gesichtspunkten bemerkenswert ist. Diese Formation stellt im regionalen Rahmen ein vorläufiges Ende der terrigenen Sedimentation dar, indem sie rasch in eine karbonatische Episode wechselt. Ausserdem bildet sie im lokalen Rahmen in der Umgebung von Goé und Limbourg eine bemerkenswerte Faziesveränderung mit der Entwicklung der Baelener Schichten.

Die Formation ist charakterisiert durch das Vorkommen von zentimetergrossen Knollen aus grau blauem, feinkörnigem, Crinoiden führendem Kalkstein in feinkörnigem Sandstein oder tonigen Siltiten. Die Knollen sind nach der Schichtung ausgelegt und von der Schieferung verformt. Leicht verwitterte Aufschlüsse zeigen eine typische zellenförmige Struktur. Auf dem Kartenblatt sind diese Lagen, die eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen und zwei- bis dreimal vorkommen, von Lagen ohne Knollen aus ebenfalls meterdicken feinkörnigen, gebänderten Sandsteinen, oder aus tonigen Sandsteinen in massiven Bänken getrennt.

Entlang der Strasse Verviers-Dolhain, entlang des Mäanders der Weser im Westen von Dolhain, befindet sich ein Profilschnitt, in dem die gesamte Formation zwischen den Esneux und Monfort Formationen aufschliesst (Abb. 8):

- Eine stark verwitterte, dünne Lage aus oolithischem Hematit, die nur selten in dieser Gegend sichtbar ist, zeigt die Basis der Formation an. Diese Lage bildet die letzte hematitische Schicht (IV). Sie wurde von DREESEN (1982) beschrieben.
- Darauf folgen 3 mächtige Lagen mit Kalkknollen, die mit Sandsteinen ohne Knollen abwechseln. In der Mitte der oberen knollenführenden Schichten ist eine etwa 7 m mächtige Lage aus massiven, crinoidenführenden, graufarbenen Kalksteinen eingeschlossen.

In Membach befindet sich eine Einheit geringer Mächtigkeit aus tonigen Siliten mit eiförmigen, dezimeter-

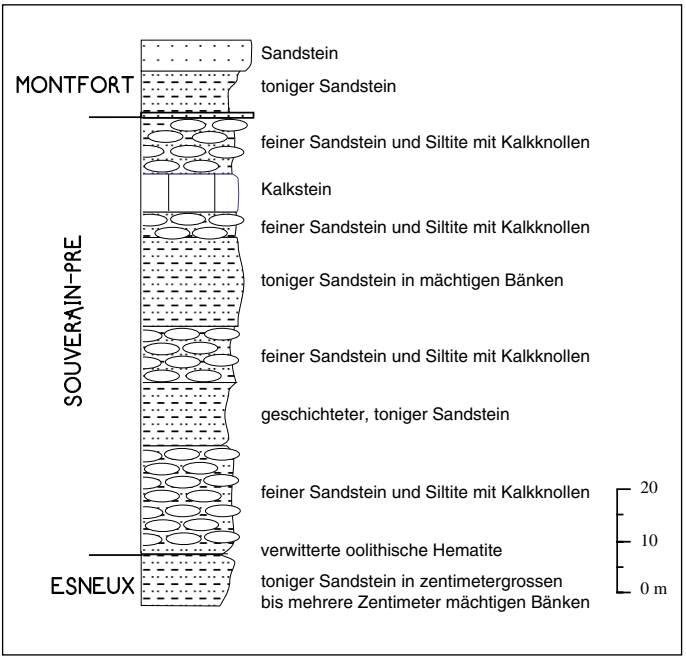

Abb. 8: Die Souverain-Pré Formation entlang der Strasse von Verviers nach Dolhain.

grossen Kalkknollen zwischen den Esneux und Montfort Formationen. Dieser Aufschluss zeigt den letzten Überrest der Formation in Richtung Osten.

Diese beiden Beobachtungen umrahmen die Fazies des Marbre de Baelen und verdeutlichen die Faziesvariationen, die von Westen nach Osten sichtbar sind.

-Baelener Schichtglied (BAE)

Der «Marbre rouge de Baelen» ist eine eigenartige Kalkepisode, die mit einem flachen Riff (linsenförmige strukturierte Kalkmasse, flache mikritische Erhebung) vergleichbar ist. Er befindet sich unterhalb des Schlosses von Limbourg und ist einzigartig in Westeuropa, abgesehen von einer ähnlichen Struktur im Lessetal, die von STAINIER (1893) erwähnt wurde. Seine Merkmale und seine stratigraphische Lage waren lange ein Rätsel, wie die vielen Arbeiten, die ihm gewidmet sind, verdeutlichen. Sein Studium wurde vor kurzem von Dreesen wieder aufgenommen. Dieser Autor hat die makro- und mikrosedimentologischen und biostratigraphischen Besonderheiten erläutert (DREESEN, 1978, 1986, DREESEN et al., 1985). Die Einheit stellt eine seitliche Faziesentwicklung der Souverain-Pré Formation dar, wie es FOURMARIER (1953) bereits unterstrich. Es sollte hier erwähnt werden, dass diese Einheit auf dem Kartenblatt 1:40000 Limbourg-Hestreux-Brandehaeg als der obere Teil der «Assise d'Esneux (Fa1c)» dargestellt wird und von der «Assise de Souverain-Pré» abgetrennt wurde (in diesem Zusammen-hang, siehe auch die Beschreibung der folgenden Formation).

Der «marbre», im engergefassten Sinne des Wortes, stellt nur den mittleren Teil innerhalb eines heterogenen Kalkkomplexes dar. Es handelt sich um feinkörnige, mehr oder weniger reine (wenig Quarz, Glimmer, etc.), gerötete Kalksteine, in massiven Bänken, die häufig von Linsen aus hellerem, grobkörnigerem Kalkstein mit Crinoiden durchwachsen sind. Diese Linsen sind extrem häufig im Gestein. Meistens sind sie isoliert, aber man findet sie auch nicht selten aneinandergereiht, um stangenförmige Erscheinungen zu bilden, die 15 cm erreichen können (DREESEN, 1986, pp. 7-8). Diese Einheit ist umrandet von heterogenen, tonigen Kalksteinen mit zahlreichen Crinoiden, sandigen, knolligen Kalksteinen, manchmal mit Sygmoidalfugen, und glimmerführenden kalkigen Sandsteinen. Im alten Steinbruch «Forges» in Dolhain kann man eine Abfolge kleiner Linsen beobachten, in der man Lagen aus fein- und grobkörnigem Kalkstein mit «Stromatactis» (Anhäufungen aus kristallinem Kalzit), mit zahlreichen Crinoidenstengeln (eine Anhäufung abgemähter Stengel) und einer Reihe von Slumps unterschiedlicher Grösse (von einigen Zentimetern bis zu einigen Dekametern) erkennen kann. Nach der Untersuchung verschiedener Profile schätzen DREESEN et al. (1985) die Mächtigkeit dieser Schichten auf ungefähr 80-100 Meter. Diese Mächtigkeit scheint im Innern der Synklinale von Goé zuzunehmen (nach Schätzungen auf Basis der geologischen Profilschnitte beträgt sie mindestens 150 m). Diese Fazies verschwindet ganz zwischen Botterweck und der Ferme du Blanc-Baudet, zwischen Goé und Membach.

Mächtigkeit: sehr unterschiedlich, je nach angetroffener Fazies (von 20 bis zu 150 m).

Alter: Der «Marbre de Baelen» wird nach der Mikrofaune (Konodonten) in das obere Famenne gestellt (*Palmatolepis marginifera* Biozone). Das Vorkommen von Foraminiferen sollte auch erwähnt werden.

Verwendung: Geschnittener Zierstein, polierter Marmor (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Eupener Chaussee, westlich von Dolhain;*
- *Profilschnitt des Villersbaches, nördlich von seinem Zusammenfluss mit der Weser;*
- *Baelener Schichten: Ein schönes Beispiel ist noch im alten Steinbruch «Forges» in Dolhain entlang der Eupener Chaussee zu sehen (in einem Privatgrundstück). Ein Strasseneinschnitt der gleichen Chaussee nördlich von Goé, auf der Höhe des grossen Felsvorsprungs, zeigt eine ähnliche, besser geschichtete Ausbildung. Abgesehen von diesen beiden guten Aufschlüssen findet man noch zahlreiche andere, weniger gute Aufschlüsse, und zwar im*

Norden von Limbourg (Hors les Portes), in den Strassenhängen des Weges, der von der Hâlou Kapelle nach Limbourg führt, in einem alten, aufgeschütteten Steinbruch bei «Botterweck» und in der unterirdischen Steingrube unter dem Schloss von Limbourg (Privatgrundstück).

Um mehr zu erfahren:

DEWALQUE (1880)
BELLIERE (1953)
FOURMARIER (1953)
LOMBARD (1957)
SARTENAER (1957a)
BOUCKAERT, CONIL & THOREZ (1967)
DREESEN (1978)
DREESEN et al. (1985)
DREESEN (1986)

Monfort und Evieux Formationen (ME)

Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaften Monfort und Evieux im Ourthetal

Unter diese Bezeichnung fallen die verschiedenen Einheiten des detritisch terrigenen Komplexes zwischen der Souverain-Pré Formation und den Kalksteinen mit Stromatoporen der Dolhain Formation.

Die Studien, die von Thorez und seinen Mitarbeitern durchgeführt wurden, haben dazu geführt, diesen Komplex in 6 Formationen und ungefähr 12 Schichteinheiten zu unterteilen. Einem sedimentologischen und paläogeographischen Küstenmodell mit schnellen Faziesvariationen entsprechend, stehen sich diese Schichteinheiten in einer komplexen Weise gegenüber. Zur Wiedererkennung dieser Einheiten benötigt man ein detailliertes Studium der relativ ununterbrochenen Aufschlüsse. Die kartographierte Fläche bietet keinen solchen ununterbrochenen Profilschnitt. Die Aufschlüsse befinden sich im allgemeinen in kleineren, verlassenen Steinbrüchen, in Strassenhängen oder in den Tälern der Wasserläufe. Die genaue Anwendung des lithostratigraphischen Gerüstes von THOREZ et al. (1977) ist demzufolge recht schwierig.

Auf dem Kartenblatt unterscheiden sich 3 Einheiten, ohne dass es möglich ist, die genauen Übergänge zu bestimmen.

Einheit A: an der Basis befindet sich eine homogene Einheit von 10 bis 15 m Mächtigkeit, die auf der Souverain-Pré Fazies von Baelen liegt. Sie besteht aus regelmässigen Bänken aus feinkkörnigen, glimmerführenden Sandsteinen, die denen der Esneux Formation ähneln. Sie unterscheiden sich dennoch von letzteren durch die Häufigkeit der Sedimentstrukturen, Schrägschichtungen, Wickelstrukturen und Strömungsrippeln. Diese Einheit, bereits von FOURMARIER (1953) erwähnt, wurde während der Kartenzeichnung des Blattes 1:40 000

Limbourg-Hestreux-Brandehaeg wahrscheinlich in die Esneux Formation eingefügt. Das dürfte auch zur Erklärung der Frage beitragen, weshalb die Baelener Schichtgruppe auf dieser Karte in den oberen Teil der «Assise d'Esneux» gestellt wurde;

Einheit B: diese Einheit besteht aus Abfolgen massiver und linsenförmiger Lagen aus sandigen, glimmerigen, sowie feldspatführenden, gradierten Schichtgliedern, die durch Schrägschichtung, trogförmige Schrägschichtung oder ebene Schichtung und Trog- sowie Hügelstrukturen gekennzeichnet ist. Diese Abfolgen werden durch siltige, lamellierte oder dolomitische Episoden oder durch Lagen aus organoklastischen (Crinoiden, Brachiopoden) Kalkknollen unterbrochen. Es ist möglich, in dieser Einheit verschiedene spektakuläre Lagen mit Belastungsmarken oder Pseudonodulen zu erkennen;

Einheit C: Diese Einheit wird durch das Erscheinen von Bänken in bunten rötlichen und grünlichen Farbtönen (Sandsteine oder Schiefer) in einem rhythmischen Komplex unterstrichen. Der obere Teil ist der charakteristischste. Es handelt sich um Wechsellagerungen von arkosischen Sandsteinen in mächtigen Bänken (mehrere Dezimeter mächtig bis meterdick), oft linsenförmig und bioturbiert, Schiefer (Siltite und shales), in dunkelgrauen bis schwarzen oder rötlichen Farbtönen, mit Zwischenlagerungen von karbonatischen Bänken (dolomitischer Sandstein, Kalksandsteine, sandige, glimmerige Dolomitsteine), ebenfalls mehrere Dezimeter bis meterdick. Die Häufigkeit der karbonatischen Lagen nimmt nach oben hin zu. Einige dieser Bänke enthalten zahlreiche Ostrakoden (darunter *Cryptophyllus*) und Pflanzenreste.

Mächtigkeit: zwischen 350 und 450 m.

Alter: Diese Formation ist als oberes Famenne auf Grundlage von Mikrofaunen datiert.

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Die erste Einheit ist im Profilschnitt des Villersbaches zu sehen, entlang der Strasse Verviers-Dolhain, westlich von Dolhain, am Hang des Weges der vom Friedhof von Dolhain zur «Ferme de la Belle-Vue» führt, oder an der höchsten Stelle des Steinbruches Forges, sowie im Strassenhang der Eupener Chaussee;*
- *Einige kleinere verlassene Steinbrüche entlang des Nordhanges der Weser im Nordwesten der Karte bis auf Höhe von Dolhain. In diesen Lagen wurden die grossen Sandsteinbänke der Einheit B ausgebeutet, weil grössere Schieferbänke fehlen. Es handelt sich um einen Stein von hervorragender Qualität zur Produktion von Pflastersteinen, Bausteinen und Ziersteinplatten;*

- *Der Felsvorsprung, den man vom Wanderpfad in Bilstain sieht, ist eine Kuriosität: es handelt sich um eine Sattelform aus massiven Sandsteinbänken. Im Herzen dieser Falte findet man den Eingang einer etwa 15 m langen Grotte, die eine erste Aushöhlung eines sehr diffusen Netzes in Richtung des Einfallwinkels des Sattels darstellt. Diese Karsterscheinung lässt sich wahrscheinlich durch das Auflösen des Kalkzementes im Sandstein beim Kontakt mit durchgesickertem Wasser erklären. Das Gestein hat sich gelockert und wurde durch den Wasserfluss abgetragen, wobei sich im Untergrund ein Netzwerk verzweigter Höhlengänge bildete;*
- *Weiter südlich, im gleichen Waldbereich, hinter einem Felsvorsprung, befinden sich einige Aufschlüsse, die die rhythmischen Sequenzen im Sandstein mit einigen typischen Einschaltungen von dolomitischem, knolligem Kalkstein zeigen. Die gleichen Beobachtungen können auch am Rand des Plateaus, das die Hinterseite der Häuser des Weilers Dolhain überragt, auf Höhe der Schlinge der Eupener Chaussee gemacht werden;*
- *Bei den «Forges de Dolhain» führt ein Pfad oberhalb des «Home St-François» zu einer älteren Sandsteingrube, die zur Zeit teilweise zugeschüttet ist. Hier kann man noch die typischen Rhythmen der Bänke mit zahlreichen Sedimentstrukturen (Megarippel) und Kalklinsen erkennen;*
- *Schliesslich muss man noch die schönen Sedimentstrukturen erwähnen, die man in einer Reihe von Felsen bewundern kann, die sich oberhalb des Hanges der «Forges» Steingrube und des Friedhofes von Dolhain aneinanderreihen. Es handelt sich hauptsächlich um eine Reihe von Pseudonodulen und Belastungsmarken verschiedener Grössen und einer bemerkenswerten Anhäufung von Strömungsrippeln.*

Um mehr zu erfahren:

CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)

Dolhain Formation (DOL)

Stratotyp:

Die Umgebung von Dolhain, wo die Formation am charakteristischsten ist. Die untere Grenze der Formation ist im Strassenbahnaufschluss etwa 2,5 km nördlich vom Bahnhof Dolhain (Kartenblatt Henri-Chapelle, 43-1) sichtbar. Die obere Grenze, durch die Basis der Hastière Formation gekennzeichnet, ist in einem Aufschluss entlang der Weser sichtbar, unterhalb der Eisenbahnlinie, etwa 500 m nördlich vom Bahnhof Dolhain.

Diese Formation ist durch das Vorkommen von 3 Karbonatepisoden gekennzeichnet. Es handelt sich um Biostrome, die sehr reich an Organismen sind, die die

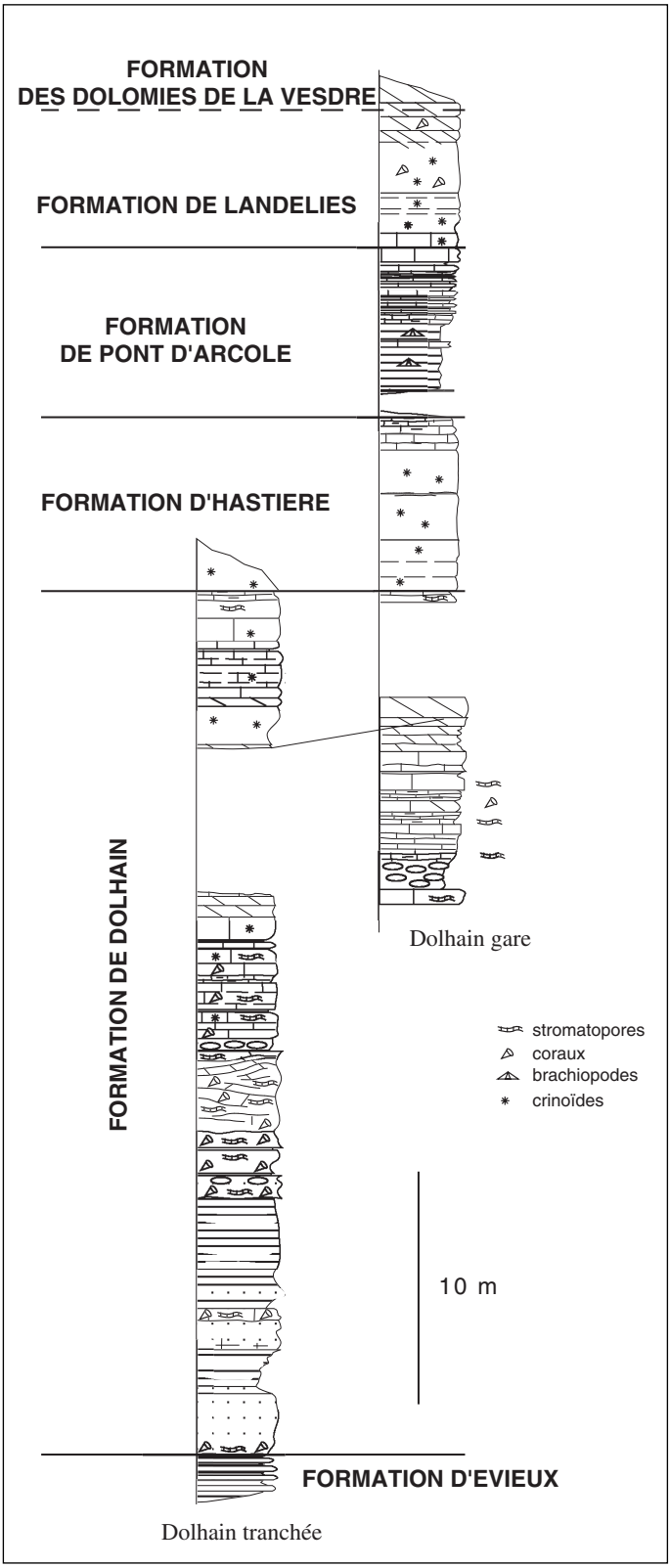

Abb. 9: die Dolhain Formation in Dolhain.

schiefrig-sandige Abfolge (glimmerige, olivgrün-graue shales und Siltite, mit feinen sandigen Zwischenlagen) durchschneiden:

1. Der erste Biostrom wird durch eine Lage aus bioklastischem Kalkstein von 50 Zentimeter Mächtigkeit gebildet. Er befindet sich an der Basis oder am oberen Teil einer Sandsteinlage von ungefähr 1,80 m Mächtigkeit. Man kann ihn aufgrund des Vorkommens grosser Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis*) und gebänderter Stromatoporen erkennen;
2. Der zweite Biostrom ist ein bioklastischer Kalksandstein von ungefähr 2 m Mächtigkeit, mit zahlreichen gebänderten und kugeligen Stromatoporen und Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis*);
3. Der dritte Biostrom («Biostrome principal de la Vesdre») ist ein Komplex aus sandigen und knolligen Kalksteinen, die von krinoidischem Kalkstein in Bänken mehrerer Dezimeter Mächtigkeit überlagert werden, und von tonigen Zwischenlagen unterbrochen werden. Die gebänderten und kugeligen Stromatoporen, die Korallen (*Palaeosmilia aquisgranensis, Campophyllum flexuosum*) und die tabulaten Korallen (*Syringopora*, *Yavorskia*) sind häufig. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 20 bis 25 Meter. Daher bildet diese Einheit ein hervorragendes Merkzeichen zur Kartierung. Entlang der Weser, unterhalb der Eisenbahnlinie, ist sie teilweise durch eine Verwerfung im Kontakt mit der Hastière Formation abgeschnitten.

Die erste genaue Beschreibung der Lagen, die auf diesem Kartenblatt in diese Formation gestellt werden, stammt von CONIL et al. (1961) aus dem Eisenbahnaufschnitt nördlich des Bahnhofes von Dolhain. Diese Schichten wurden zuerst ins Strunien (Alter) und anschliessend auf biostratigraphischer Grundlage in die Etroeungt Formation gestellt. Es ist praktisch unmöglich, die Basis dieser Einheit zu finden. Aufgrund der lithologischen Einzigartigkeit wird hier ein neuer Name für diese Formation eingeführt, um sie vom Etroeungt Kalkstein in seiner Typuslokalität im Avesnois (Nordfrankreich) zu unterscheiden.

Mächtigkeit: 30 bis 40 Meter.

Alter: Die Mikro- und die Makrofauna deuten auf ein Alter des oberen Famenne («Strunien», Foraminiferenunterzone Df3).

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse:

- *Stratotyp (siehe oben);*
- *«Champs de Wô» (Ruisseau des Queues, Ruisseau de Villers);*
- *verschiedene Aufschlüsse an der Nord- und Südflanke der Mulde von Baelen, insbesondere im südlichen Strassenaufschluss Dolhain-Eupen, am östlichen Ortsausgang von Baelen.*

Um mehr zu erfahren:

CONIL et al. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)
BOONEN & VANSTEENWINKEL (1980)

Bilstain Gruppe (BIL)

Stratotyp:

Umgebung von Bilstain. Hier sind die Formationen der Basis dieser Gruppe gut aufgeschlossen. Die untere Grenze der Gruppe ist gut in einem Aufschluss entlang der Weser sichtbar, unterhalb der Eisenbahnlinie ungefähr 500 m nördlich vom Bahnhof von Dolhain (siehe Abb. 9)

Die nicht sehr mächtigen Hastière, Pont d'Arcole und Landelies Formationen wurden mit der Dolomies de la Vesdre Formation in eine gemeinsame Gruppe zusammengelegt. Die so definierte Bilstain Gruppe schliesst im gesamten Gebiet des Weser Massivs auf.

Hastière Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Das Dorf Hastière im Maastal.

Diese Formation wird aus ungefähr 5,75 m mächtigen Kalksteinen (Kalkareniten) gebildet, die mehr oder weniger viele Crinoiden führen. Die Bänke sind meterdick bis einige Meter mächtig, dunkel grau-blau. Sie werden von ungefähr 1,50 m mächtigen tonigeren Kalksteinen überlagert, die in knolligeren Bänken vorkommen, die am Kontakt mit der Pont d'Arcole Formation einige Dezimeter mächtig sind. Diese Formation ist nur im Eisenbahnaufschluss nördlich des Bahnhofs von Dolhain und etwas tiefer, entlang der Weser, gut sichtbar.

Mächtigkeit: 7,25 m

Alter: Die Mikro- und Makrofaunen zeigen ein Alter des unteren Hastière (Foraminiferen-unterzone Cf1 α, α').

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Pont d'Arcole Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Die Grotte von Pont d'Arcole, im Weiler Insemont an der Strasse zwischen Hastière und Lavaux.

Es handelt sich um einen Komplex aus feinkörnigen, grau bis schwarzen Schiefern (shales), Kalkschiefern mit Kalkknollen und im oberen Teil mehr und mehr zusammengepresste Kalksteinbänke dunkelgrauer Farbe. Seit 1898 von DEWALQUE (1898b) im Eisenbahnaufschluss im Norden des Bahnhofs von Dolhain erwähnt, ist dies zusammen mit dem

Hang entlang der Weser, der etwas tiefer liegt, der einzige Aufschlusspunkt auf dem vorliegenden Kartenblatt. DEWALQUE (1898b) beschrieb auch die Makrofauna (darunter *Spiriferellina peracuta*).

Mächtigkeit: ± 7 m.

Alter: Die Mikro- und Makrofaunen zeigen ein Alter des Hastière (Foraminiferenunterzone Cf1 α').

Landelies Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Gemeinde am Rand der Sambre, im Südwesten von Charleroi.

Diese Formation besteht aus krinoidenführenden, grau-blauen Kalksteinen (Kalkareniten), die an der Basis tonig sind und anschliessend in mächtigen Bänken, die einige Dezimeter bis einige Meter mächtig sind, mehr und mehr zum Kontakt mit der darüberliegenden Formation dolomitisiert sind. Das Vorkommen von aneinandergereihten Schnüren mit millimetergrossen Krinoidenbruchstücken, Korallen (darunter *Syphonophylia*) und zerbrochenen Brachiopoden ist eines der Merkmale. Der obere Teil ist durch das Vorkommen von zahlreichen zentimetergrossen Knollen aus weissem Kalzit gekennzeichnet.

Mächtigkeit: auf dem vorliegenden Kartenblatt 7 bis 10 m.

Alter: Die Mikro- und Makrofaunen zeigt ein Alter des Hastière (Foraminiferenunterzone Cf1 α').

Verwendung: lokal (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Dolomies de la Vesdre Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Das Wesertal (BOONEN, 1979). Dieser Autor hat keinen Referenzschnitt angegeben. Die Basis kann im Profilschnitt etwa 500 m nördlich vom Bahnhof von Dolhain (Karte Limbourg) definiert werden. Die obere Grenze kann im Steinbruch Walhorn (Karte Raeren) definiert werden, wo der Kontakt mit der Brèche de la Belle-Roche Formation am deutlichsten zu sehen ist.

Es handelt sich um Dolomite und mehr oder weniger dolomitisierte Kalksteine mit mehreren Lagen aus Hornsteinknollen, die parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind, sowie mit zahlreichen Kalzit-, Dolomit- und Quarzknollen (cm bis dm gross).

Die Basis der Formation zeigt grau-braune, manchmal Krinoidenführende, rekristallisierte Dolimitsteine in mächtigen bis massiven Bänken, die die dolomitisierten Kalksteine der Landelies Formation überlagern.

Der obere Teil der Formation wird durch das **Walhorner Schichtglied** gebildet. Es handelt sich hier um eine Breccie mit millimeter- bis dezimetergrossen Blöcken dunkler Dolomitsteine in einer feinkörnigen, grau-braunen dolomi-

tischen Matrix. Diese Einheit ist im Steinbruch Dolhain-Calvaire gut sichtbar. Hier wird sie von der Belle Roche Breccie mit einem deutlichem Kontakt überlagert.

Der obere Teil der Dolomitsteine, die sehr gut in den Steingruben Dolhain-Calvaire und Saint-Roch sichtbar sind, bestehen aus Wechsellagerungen mehrerer Meter Mächtigkeit aus grobkörnigen, rekristallisierten, hell grauen, leicht bioklastischen (Crinoiden, Korallen, Tabulata und Brachiopoden, die teilweise oder ganz verkieselt sind) Dolomitsteinen in Bänken mehrerer Dezimeter bis mehrerer Meter Mächtigkeit, oft mit Schrägschichtungen, und aus leicht rekristallisierten, dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitsteinen in dünnen, und selbst lamellenartigen Bänken. Kieselige Knollen, die oft um einen Kalzit- oder Dolomitkern enstanden, und von einem Ring aus Lutezit und/oder Quartzine umgeben sind, bilden fast durchgehende Bänder, die parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind und oft mit Hornsteinknollen zusammenliegen. Diese verkieselten Knollen wurden als Pseudomorphosen von Anhydrit interpretiert (SWENNEN & VIANE, 1986).

Mächtigkeit: Keiner der Profilschnitte erlaubt es, die Mächtigkeit dieser Einheit im Weser Massiv zu messen, da zahlreiche Verwerfungen sie zerschneiden. Die Mächtigkeit kann also nur anhand der geologischen Karte oder anhand eines Profilschnittes dieser Karte abgeleitet werden (maximal 150 m).

Alter: Die Foraminiferen, die in der ersten Hornsteinknollenlage etwa 20 m von der Basis der Formation vorkommen, deuten auf ein Alter des oberen Hastière (Foraminiferenunterzone Cf1 α''). Die Foraminiferen, die in den Hornsteinen des oberen Teils der Formation (Saint-Roch) vorkommen weisen auf ein Alter des unteren Molinacien hin (Foraminiferenunterzone Cf4α2), ebenso wie die Korallen.

Verwendung: Granulat (siehe Rohstoffe des Untergrundes).

Repräsentative Aufschlüsse dieser Gruppe:

- *Aufschluss entlang der Weser, unterhalb der Eisenbahnlinie, etwa 500 m nördlich vom Bahnhof von Dolhain;*
- *zahlreiche Aufschlüsse, die an verschiedenen Stellen im inneren Teil der Mulde von Bilstain sichtbar sind, am Ort «Champs de Wô» (Ruisseau des Queues, Ruisseau de Villers).*

Um mehr zu erfahren:

CONIL et al. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)
BOONEN (1979)

SWENNEN (1986)
SWENNEN & VIANE (1986)
SWENNEN et al. (1988)

Bay-Bonnet Gruppe (BAY)

Ursprung des Namens:
Umgebung des Steinbruchs Bay-Bonnet, entlang der Strasse Prayon-Fléron.

Diese Gruppe schliesst die Brèche de la Belle-Roche, die Terwagne und die Moha Formationen ein. Sie wurden zusammengelegt, weil die beiden ersten Formationen nur geringmächtig sind, und weil die beiden letzten nur wenige Unterscheidungskriterien ausserhalb eines Steinbruches bieten.

Zur Zeit bietet nur die Steingrube von Dolhain-Calvaire die Möglichkeit, die gesamte Gruppe auf diesem Kartenblatt zu beobachten.

Brèche de la Belle-Roche Formation
Ursprung des Formationsnamens:
Steinbruch Belle-Roche, in Comblain-au-Pont, am rechten Ourtheufer.

Es handelt sich um eine sedimentäre, polygene, grob geschichtete bis massive Kalkbrecchie. Sie besteht aus (millimeter- bis mehreren Zentimeter grossen) aneinanderhängenden Teilen aus dunkelgrauen bis schwarzen Kalklutiten oder aus Kalkareniten mit Ooliten in einer mikritischen Zementbasis oder in einer grobkörnigeren Matrix von hellgrauer Farbe, wenn sie verwittert ist.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit, die stark variiert, wird auf etwa 40 m in der Steingrube Dolhain-Calvaire geschätzt. Sie muss in der Mulde von Baelen, wo diese Formation nicht aufschliesst, geringer sein (nach geologischen Profilschnitten).

Alter: Nach ihrer stratigraphischen Position wird diese Formation in das Molinacien gestellt.

Verwendung: siehe Rohstoffe des Untergrundes

Terwagne Formation
Ursprung des Formationsnamens:
Ortschaft Terwagne in der Gemeinde Clavier.

Die Breccie wechselt allmählich zu den dunkelgrauen bis schwarzen Kalksteinen in dünnen (manchmal lamellenartigen) bis sehr dicken Bänken der Terwagne Formation über. Diese bestehen aus Sequenzen von Intraklasten, Bioklasten, Ooiden und cryptalgären Strukturen, die bis zu mehrere Meter mächtig sind. Das Vorkommen von mindestens 3 konglomeratischen Lagen mehrerer Dezimeter Mächtigkeit mit abgerundeten, dezimetergrossen, feinkörnigen, schwarzen

Kalksteinen in einer tonigen, ocker bis orangefarbenen Matrix sollte hier erwähnt werden. Diese Lagen wurden als Paläoböden interpretiert (SWENNEN et al., 1988).

Mächtigkeit: 20-25 m.

Alter: Nach Foraminiferen wird diese Formation in das mittlere Molinacien gestellt (Unterzone Cf4α2).

Verwendung: siehe Rohstoffe des Untergrundes

Moha Formation

Ursprung des Formationsnamens:

Ortschaft Moha im Nordosten von Huy. Diese neue Formation wurde von der Stratigraphischen Kommission des Karbons als seitliche Äquivalente der Neffe Formation s.s., so wie sie an ihrem Ursprungsort (Vorort von Dinant, auf dem Kartenblatt Hastière-Dinant, n° 53/7-8) definiert wurde, bestätigt.

Im Wesermassiv, wechseln sich zwei Lithologietypen über der Terwagne Formation seitlich ab:

- eine erste Einheit, deren Übergang sich durch eine Ansteigen der Dicke der Bänke (sehr mächtig bis massiv), eine grosse Mächtigkeit der Sequenzen (mehrere Meter dick) und durch eine relative Häufigkeit der Intraklasten, Bioklasten und Ooiden auszeichnet. Die Farbe bleibt dunkelgrau bis schwarz. Eine Schichtgruppe aus wahrscheinlich einer einzigen Einheit (10-12 m) beendet die Abfolge. Einige Meter unterhalb der Grenze zur Lives Formation, ist diese Einheit vom Steinbruch von Dolhain-Calvaire bis zur Umgebung von Magnée-Fonds de Forêt (Kartenblatt 42/7, Fléron) gefunden worden.
- eine zweite Einheit, die durch das Vorkommen massiver, hellerer Bänke aus bioklastischem und oolitischen Kalkarenit mit zahlreichen Parallel- und Schrägschichtungen gekennzeichnet ist. Diese Einheit ist sehr gut im Kartenblatt Raeren (43/2) in den Steinbrüchen von Walhorn oder Feldchen zu sehen.

Diese letzte Einheit ist die klassische Fazies der Formation. Die erste Einheit entspricht dem Fazies Dison der Formation (in der Ortschaft Dison, in verlassenen Steinbrüchen der rue Pierreuse definiert). Sie schliesst im Steinbruch Dolhain-Calvaire auf.

Diese Formation ist durch das Vorkommen einer besonderen Koralle, *Dorlodotia briarti,* gekennzeichnet.

Mächtigkeit: 30-40 m.

Alter: Nach Foraminiferen und Korallen wird diese Formation in das obere Molinacien gestellt.

Verwendung: siehe Rohstoffe des Untergrundes.

Um mehr zu erfahren:

VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN et al. (1988)

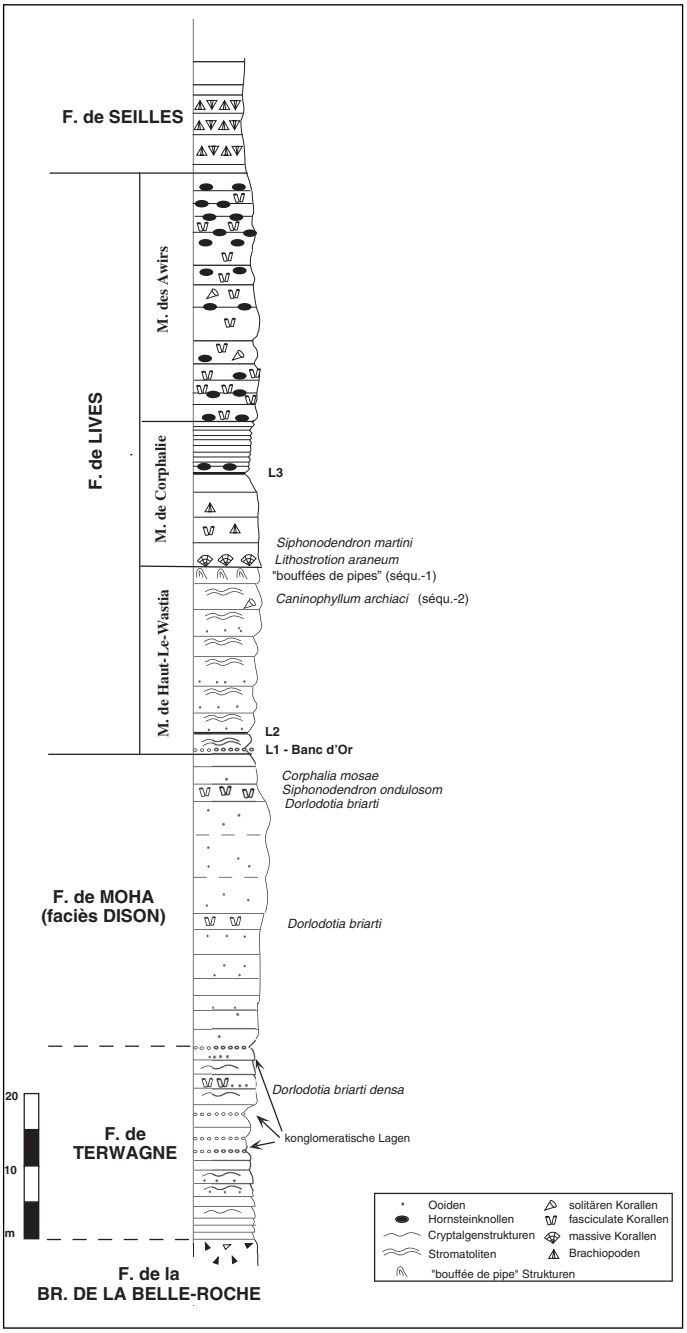

Abb. 10: Die Terwagne, Moha und Lives Formationen im Gebiet der Weser.

Juslenville Gruppe (JUS)

Ursprung des Namens:

Ortschaft Juslenville entlang der Hogne (Hoëgne), zwischen Theux und Pepinster.

Diese Gruppe schliesst die Formationen zwischen der Moha Formation und der Steinkohlengruppe (Groupe Houiller) ein. Sie gruppiert die Lives, Seilles, Thon-Samson und Ronde-Haie Formationen. Je nach Lokalität ändert die Zusammensetzung. Die beiden ersten Formationen sind sich sehr ähnlich, die beiden letzten schliessen nur wenig auf. Entlang der Strasse von Jusnenville, beim Weiler Ronde-Haie, im Nordwesten des Kartenblattes 49/4 Louveigné, ist diese Gruppe stratigraphisch komplett vorhanden, nur die Grenzen zwischen den verschiedenen Einheiten sind schlecht zu sehen.

Lives und Seilles Formationen

Ursprung des Formationsnamens:

Das Dorf Lives liegt im Maastal, östlich von Namür; die Agglomeration von Seilles gehört zur Region Andenne.

Die Seilles Formation ist nicht auf dem Kartenblatt vorgefunden worden. Die Zusammenstellung der geologischen Profilschnitte lässt aber auf ihr Vorkommen schliessen.

Die Lives Formation besteht aus dunkelgrauen Kalksteinen mit zahlreichen tonigen Fugen und Hornsteinknollen, die im oberen Teil der Formation parallel zur Schichtung aneinandergereiht sind. Die gesamte Einheit besteht hauptsächlich aus gradiert geschichteten Sequenzen mit Erosionsrinnen an der Basis und Stromatolithen im oberen Teil. Die untere Grenze wird durch das Erscheinen der ersten Algenstrukturen definiert. Diese Lage befindet sich in der Nähe oder einige Meter über dem Banc d'Or de Bachant, eine konglomeratische Lage mit abgerundeten, zentimeter- bis dezimetergrossen Blöcken aus feinkörnigem, dunkelgrauen Sandstein in einer tonigen ockergelben bis orangefarbenen Matrix.

Die Formation schliesst 3 Schichtgruppen ein, die in einem durchgehenden Aufschluss leicht zu unterscheiden sind:

- das untere Schichtglied (**Haut-le-Wastia Schichtglied**) besteht aus dunkelgrauen Kalksteinen in mächtigen bis sehr mächtigen Bänken, die aus Sequenzen mehrerer Meter Mächtigkeit mit wenigen Makrofossilien gebildet werden (intraformationelles Mikrokonglomerat, Kalkarenit mit oftmals Ooiden, die zu sehr feinkörnigen Kalksteinen mit Stromatolithen übergehen). Die stromatolithische Bänderung, wenn sie durch die Verwitterung deutlich wird, ist ein Merkmal dieser Schichten;
- Das **Corphalie Schichtglied** ist mit seinen 15 bis 20 m Mächtigkeit leicht durch seine massive Erscheinung in den Steingruben zu erkennen. Es besteht aus mächtigen Bänken

bioklastischen Sandsteins (grosse Brachiopoden, *Siphonodendron martini*) und ist von einer darüberliegenden, leicht zu erkennenden Schicht von 5 bis 10 Meter mächtigen dünnen Bänken aus Kalklutiten mit tonigen Fugen überlagert. Einige Meter von der Topkante kann man das Vorkommen einer gelben, tonigen Schicht von 0,30 m Mächtigkeit erkennen. In der Dolhain-Calvaire Steingrube liegen die ersten Hornsteinknollen direkt über diesen Horizont;

- Das **Awirs-Schichtglied** besteht aus Sequenzen mit sehr zahlreichen Bioklasten (Korallen, Tabulata, Brachiopoden) mit zahlreichen Hornsteinknollenlagen, die parallel zur Schichtung liegen, sowie mit zahlreichen Fugen oder schiefrigen Lagen. Darüber liegt eine vollständig bioklastische Einheit mit zahlreichen Hornsteinknollen oder-würsten mit Fossilien, die verkieselt oder in den Hornsteinen eingebettet sind.

Diese Kalke sind nur in der Mulde von Honthem und ganz besonders in der Steingrube, die bereits mehrmals zitiert wurde, zu finden.

Die Basis der **Seilles Formation** wird durch das Vorkommen der helleren Kalksteine über das Awirs-Schichtglied definiert. Sie besteht aus organoklastischen, oolitischen, feinkörnigen, algenführenden Kalksteinen, die in Sequenzen vorkommen, die schlechter zu unterscheiden sind als in der Lives Formation. Ihre Mächtigkeit beträgt in Dison (Kartenblatt Verviers, 42/8) ungefähr 90 m.

Mächtigkeit: 75 bis 90 für die Lives Formation, 80 bis 90 m für die Seilles Formation.

Alter: Nach Foraminiferen (Zone Cf5) und Korallen (Zone RC5) lassen sich diese Formationen als Livien datieren.

Verwendung: siehe Rohstoffe des Untergrundes.

Steinkohlen Gruppe, «Groupe Houiller«

Ursprung des Namens:
von «houille», frz.: Steinkohle

Diese Gruppe ist in keinem Aufschluss auf dem Kartenblatt sichtbar. Im nordwestlichen Bereich der Karte ist das Vorkommen dieser Gruppe unterhalb der Erdschicht trotzdem aufgrund von zahlreichen Daten bekannt, die das Graben von Brunnen oder das Ausschachten von Fundamenten lieferten. Es handelt sich meistens um Bruchstücke aus schwarzem Schiefer (shales und Siltite) oder grobkörnigem, hell bis dunkel braun-gelbem Sandstein.

Aufgrund der Vergleiche mit den Aufschlüssen der umliegenden Kartenblätter scheint es als sehr wahrscheinlich, dass diese Bruchstücke in die Steinkohlen Gruppe (Arnsberg, Goniatitenbiozone E2) gestellt werden müssen.

Es sollte auch noch betont werden, dass die unterirdischen Galerien der alten Mine von Honthem und von «Les Hayettes» (Lambertkoordinaten, 1951: X 260,60, Y 148,03) das Vorkommen von «schistes houillers» in einer Tiefe von 50 m erwähnen.

Die alte Karte der Konzession der Vielle-Montagne im Massstab 1/25 000 erwähnt auch das Vorkommen einer Schicht des «Houiller» an der Nahtstelle des Famenne und des Visékalkes (Walhorner Verwerfung) im Nordosten von Honthem (siehe DEJONGHE et al., 1993). Zur Zeit gibt es keine Anhaltspunkte, die diese Beobachtungen bestätigen oder widerlegen:

- das Gebiet, das von den Schichten des «Houiller» bei Honthem bedeckt wird, kennzeichnet sich durch eine grosse Anzahl dekametergrosser, kreisrunder Depressionen, die mehr oder weniger in der Achse des Tales im Nordosten von Honthem aneinandergereiht sind. Der Kontakt zwischen den Kalksteinen des Visé und den Schiefern und Sandsteinen des Namür ist eine besonders stark zerkarstete Fläche (die Paläokarste in den Kalksteinen sind von Sedimenten des Namürs gefüllt);
- die Hayettes Zone ist von Dolomitsteinen der Dolomies de la Vesdre Formation umgeben. Die Schiefer des «Houiller» werden am Kontakt mit den «Dolomitsteinen des Karbons und den Schiefern des Oberdevons» erwähnt. Es könnte sich also hier um die Schiefer der Pont d'Arcole Formation handeln (siehe auch GRAULICH, 1963 für ein vergleichbares Problem).

Das Fenster von Theux

Im südwestlichen Winkel des Kartenblattes ist die Abwesenheit der Aufschlüsse ein grosses Problem für das Zeichnen einer geologischen Karte. Alleine das Konglomerat der Vicht Formation ist auf dem Hügelrücken von Chaumont gut erhalten. Dieses Konglomerat liegt auf sehr hellen Quarziten, die in die Acoz Formation gestellt werden können. Dieser Komplex ist von Sandsteinen und roten, bunten oder grünen Schiefern (Siltite) der Pépinster Formation überlagert, die hier nur durch sehr kleine Fundpunkte vertreten ist.

Die darüberliegenden Formationen schliessen nicht auf, abgesehen von einem älteren, kleinen Aufschluss am Ort «Trou d'Hari-Pire» im Nordwesten des Furtes des Hélivibaches. Es ist also notwendig, sich auf die danebenliegenden Kartenblätter zu berufen (Louveigné 49/4 und Verviers 42/8). Hier sei auch erwähnt, dass Karten für dieses Gebiet bereits von RENIER (1923, 1942), FOURMARIER (1950), KLEIN (1977) und GEUKENS (1989) vorgeschlagen wurden.

Die neuesten Arbeiten zur Lithologie dieser Formationen stammen von COEN-AUBERT (1974), DUSAR & DREESEN (1976) und GRAULICH (1979). Die beschriebenen Profilschnitte befinden sich in der Umgebung von Polleur

(Kartenblatt 49/4), etwa 750 m südwestlich des betrachteten Gebietes. GRAULICH (1979) hat eine komplette lithostratigraphische Säule der angetroffenen Schichten in seiner Arbeit zum Viadukt von Polleur veröffentlicht. Die Pépinster, Roux, Névremont, Presles-Nismes, Lustin, Aisemont, Lambermont und Hodimont Formationen sind angeschnitten worden.

Die **Vicht Formation** ist 6,4 m mächtig.

Die **Pépinster Formation** ist durch rote oder grüne Schiefer (Siltite) und feine Lagen tonigen Sandsteins und einem oberen Teil aus hellen, roten oder grünen Kalksandsteinen (12,6 m mächtig) vertreten. Ihre Mächtigkeit wird auf 128 m geschätzt.

Die **Névremont Formation** bildet sich aus 15,3 m mächtigen Kalksteinen, die stellenweise sandig und oft gebändert sind und Stromatoporen, *Hexagonaria* und *Stringocephalus burtini* einschliessen.

Die **Roux Formation** erreicht eine Mächtigkeit von 3,50 m. Sie besteht an der Basis aus knolligen Kalksandsteinen und im oberen Teil aus knolligen Kalksteinen mit Korallen.

Die **Nismes Formation** enthält 5,90 m mächtige tonig-kalkige und lehmige Sandsteine mit Schieferlagen.

Die **Lustin Formation** besteht aus 12,3 m mächtigen, grauen oder ockergelben Dolomitsteinen, die von 30 m mächtigen, feinkörnigen, hellgrauen bis violettfarbenen, oft gebänderten Kalken mit Korallen und Stromatoporen und feinkörnigen, schwarzen und knolligen Kalksteinen überlagert werden.

Die **Aisemont Formation** zeigt die gleiche Lithologie wie die des Wesermassivs (erster und zweiter Biostrom - 1,65 und 6,65 m mächtig, die durch 17,1 m mächtige, graue Schiefer mit Kalkschieferlagen und Schichten aus feinkörnigem, schwarzen Kalkstein mit Brachiopoden getrennt werden).

Die **Lambermont** und **Hodimont Formationen** bestehen hauptsächlich aus grauen oder grünen Schiefern mit Knollen oder feinen Kalklamellen. Hier unterscheiden sich:

- der dritte Biostrom (rot und grünfarben mit Knollen) (12,60 m mächtig), etwa 5,0 m über dem zweiten Biostrom;
- eine Einheit, die durch das Vorkommen von oolithischen Hematitbänken, wie sie auch im Wesergebiet vorkommen, gekennzeichnet ist. Das mikropaläontologische Spektrum (Konodonten) wurde von DUSAR & DREESEN (1976) beschrieben. Diese Autoren haben die Lagen I (pisolithisch) und II (DREESEN, 1982) wiedergefunden. Eine Goniatitenlage (III ?) wurde von den Bearbeitern der vorliegenden Arbeit entlang der Strasse von Polleur nach Jehanster, in der Nähe von La Havée (Kartenblatt Verviers n° 42/8) entdeckt.

Der allmähliche Übergang zur **Esneux Formation** ist vergleichbar mit jener, die vorher beschrieben wurde. Dieser Übergang zeigt die gewohnten Merkmale.

Die **Souverain-Pré Formation** dürfte die gleiche Fazies zeigen, wie sie auf dem Kartenblatt 49/4 beschrieben wurde (FOURMARIER, 1949, DREESEN, 1978) (Kalkknollen in einer schiefrig-sandigen Matrix). Ihre Mächtigkeit erreicht in Franchimont 6 Meter. Einige Bruchstücke wurden im Westen des Kartenblattes gefunden.

Die darüberliegenden Formationen tauchen fast nicht im Kartenblatt auf (wenn man den Verlauf ihrer Grenzen auf dem benachbarten Kartenblatt von Fléron-Verviers weiterzieht).

Das einzige kartographische Merkmal ist die Vicht Formation. Eine grobe Unterteilung der kalkigen Einheit (Névremont bis Lustin) und des schiefrig-sandigen Komplexes (Aisemont bis Hodimont) ist aufgrund der zahlreichen Karsterscheinungen (Dolinen, Karsttrichter) möglich. Letztere wurden ausführlich von RENIER (1923, 1942) analysiert, vom grossen Trichter im Südwesten von Ewèreville (wo DUMONT, 1855, das Vorkommen eines Kalkofens erwähnte), bis zum «Trou d'Hari-Pire».

Tonige und sandige Ablagerungen (VAA, SBL)

Der kalkige Untergrund auf dem Kartenblatt ist von zahlreichen Depressionen verschiedener Grösse durchsetzt. Diese wurden von Sanden und Tonen verschiedener Farben und Ursprünge gefüllt. Sandige Ablagerungen wurden auf dem Stavelot Massiv gefunden.

Ablagerungen auf den Kalk- und Dolomitsteinen (Karstdepressionen):

- Dolhain-Honthem: die Hochfläche des Calvaire in Honthem zeigt zahlreiche Karsttaschen (Dolinen), die sehr gut im nördlichen Teil der Wand des Steinbruches von Dolhain-Calvaire zu sehen sind. Diese Taschen befinden sich in den Kalksteinen der Brèche de la Belle Roche, Terwagne, Moha, und Lives Formationen. Die Sedimente zeigen keine bedonderen Strukturen. Sie wurden jedoch in den meisten Fällen durch ein späteres Eindringen von einfiltriertem Wasser gestört. 4 Lithologien verschiedenen Ursprungs können beobachtet werden:
  a) kohlenführende Sande mit Pflanzenresten, die diskordant auf den Kalken liegen;
  b) feinkörnige, weisse, glimmerige Sande;
  c) grobkörnige, gelbe Sande;
  d) Tone in grellen Farben.

  Die Lithologien a, b und d können in die **Aachener Formation** (Oberkreide) gestellt werden (FELDER, 1975);
- entlang der Strasse von Stembert nach Hévremont erwähnt GRENADE (1895), ungefähr auf halber Höhe des Weges, das Vorkommen einer Masse gelben Sandes mit eisenhaltigen Knollen im oberen Teil und mit Ton und kompaktem, stark fossilführendem Mergel an der Basis. Diese Einheit kann in das «Senon der assise de Herve»

gestellt werden. Das Kartenblatt 136 (Limbourg-Hestreux-Brandehaeg) der geologischen Karte im Massstab 1:40 000, das von G. Dewalque bearbeitet wurde, weist auf das Vorkommen von zwei Ablagerungen gleicher Art etwas westlich von diesem Fundpunkt hin. Diese Ablagerungen befanden sich in den Karsttaschen in den Kalksteinen der Névremont Formation. Diese Vorkommen schliessen heute nicht mehr auf, man findet nur noch die Depressionen vor. Aufgrund der Angaben in den Akten des Geologischen Dienstes von Belgien zur geologischen Karte 1: 40 000 werden diese Ablagerungen trotzdem auf der vorliegenden Karte erwähnt. Die Tone und Mergel können in die **Vaals Formation** gestellt werden (**VAA**, «Smectite de Herve», Kampan, Oberkreide, FELDER, 1975);

- Bilstain: Es handelt sich um grobkörnige, gelbliche Sande mit einem stellenweise grossen Anteil an Kieselsteinen aus Quarz und Sandstein, zusammen mit sandigen Tonen und Ton. Solche Ablagerungen schliessen in Strassenhängen auf und wurden in ungefähr zehn kleinen Bohrungen in der Umgebung des Dorfes Bilstain gefunden. Es ist schwierig, die genaue Verbreitung zu bestimmen. Auf dem vorliegenden Kartenblatt wurde die Verbreitung eingezeichnet, die auf der pedologischen Karte der Bodenkomplexe auf dem Substrat des Tertiärs angegeben wurde (wA-Gba, PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961);
- Overoth: der gleiche Bodentyp ist auf der pedologischen Karte dargestellt;
- Goé: im Südwesten von Goé, entlang der Strasse von Goé nach Hévremont, befinden sich mehrere kleine Sandgruben: sie zeigen weissen und weinroten bis orangenfarbenen Sand. Hier wurde die gleiche Verbreitung wie für die Ablagerungen von Bilstain gewählt.

<u>Ablagerungen auf den terrigenen Sedimenten («placages»):</u>

- Porfays: DEWALQUE (1898a) erwähnt entlang der «Allée de Longchamps» eine alte Grube, die gelblichen, im allgemeinen feinkörnigen Sand mit ungleichen Quarzkörnern und abgerundeten Kieseln aus weissem Quarz und sehr stark verwitterten, weisslichen Quarziten, ausbeutete. Die Kiesel sind im allgemeinen recht gross (sie erreichen die Grösse eines menschlichen Kopfs).

Eine vergleichbare Ablagerung, aber sehr stark wiederaufgearbeitet, liegt im Südosten von Eupen vor.

Von den Sedimenten der Kreide abgesehen, werden die sandigen Ablagerungen von KNAPP (1978) in die Kölner Schichten (Oligozän-Miozän) gestellt. DEMOULIN (1987, 1989) stellt sie zu den Sanden des «Tongrien». BLESS et al. (1991a) betonen, dass aufgrund der Arbeiten von GULLENTOPS (1988) diese Sande besser ins Rupel (Oligozän) gestellt würden.

Im Osten des Kartenblattes weisen Feuersteine, die im Lehm vermischt sind, auf die Auflösung der Kreideformationen hin, die sich früher einmal in dieser Region befanden. Einige Reste der Ablagerungen der späten Kreide, die vollkommen entkalkt sind, kommen im Norden des Hochplateaus des Hohen Venns entlang einer Linie Hockai-Neu Hattlich (BLESS et al., 1991b) vor. Das genaue Studium dieser Ablagerungen hat es ermöglicht, die allmähliche Transgression des Kampan bis Maastricht auf dieses Gebiet zu rekonstruieren. Zu der damaligen Zeit befand sich ein Härtling (Monadnock) an dieser Stelle. Die derzeitige Verbreitung der Ablagerungen der Kreide und des Rupels ist die Folge der Hochhebung der Ardennen am Ende des Pliozäns.

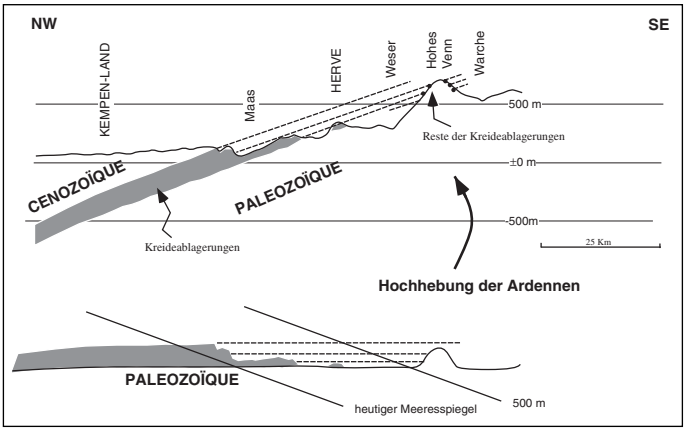

Abb. 11: Vergleich zwischen der derzeitigen Verbreitung der Kreideablagerungen und ihrer Stellung zu Ende der Kreidezeit, was das Hochheben des Stavelot Massivs verdeutlicht.

Oberflächliche Formationen

Torfablagerungen (TRB)

Sie bestehen im allgemeinen aus Torfmoorablagerungen. Eine Übersicht dieser Ablagerungen findet der Leser in SCHUMACKER & NOIRFALISE (1979) und die Literatur zu ihrer Enstehung in BLESS et al. (1991a). Die ältesten Torfablagerungen wurden im Konnerzvenn auf 12170 Jahre BP (± 90) datiert (PISSART & JUVIGNE, 1980). Das gesamte Plateau des Hohen Venns oberhalb der Höhenlage von 600 m wird hingegen erst seit dem Boreal von Torfablagerungen bedeckt. Die verschiedenen Untersuchungen haben gezeigt, dass grosse Klimawechsel in Verbindung mit Umweltveränderungen seit dieser Periode stattfanden. Die Ausbeutung, die Urbarmachung und die Wiederaufholzung haben die heutige Verbreitung der Torfablagerungen auf einige grössere Zonen eingeschränkt. Deren Lage auf dem vorliegenden Kartenblatt ist in den pedologischen Karten von Limbourg und Eupen (PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961, 1962) eingezeichnet.

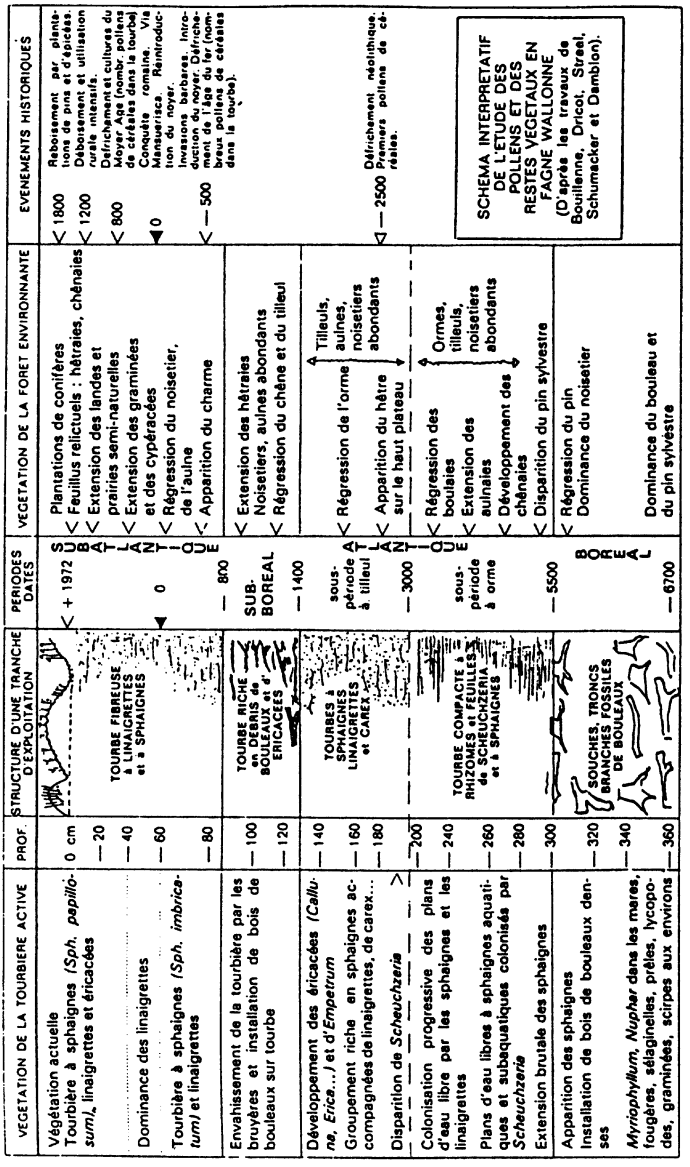

Abb. 12: Der Einfluss der Klimawechsel auf die Entwicklung der Torfmoore während des Holozäns (übernommen von BLESS et al., 1991a, nach SCHUMACKER & NOIRFALISE, 1979)

Ältere alluviale Ablagerungen (ALA) und rezente alluviale Ablagerungen (AMO)

Diese Ablagerungen sind nur im Wesertal und in einigen anderen Tälern, wie im Hill- und Gileppetal vertreten. Ihre Mächtigkeit ist im allgemeinen schwach und beträgt 2 bis 5 Meter im Durchschnitt, sie kann jedoch stellenweise 10 Meter überschreiten (z.B am rechten Ufer östlich von Membach, DEMOULIN, 1987). An ihrer Basis enthalten sie im allgemeinen ein Kiesbett, das oft aus grossen mitgeschleppten, abgerundeten Kieseln zusammengesetzt ist. Unter diesen Kieseln sind die Quarzite und Sandsteine des Kambriums am

häufigsten vertreten. Einige Blöcke können eine bemerkenswerte Grösse erreichen (> 30 cm). Auf diesem Kiesbett lagern sandige Tone und Sande gelblicher Farbe, manchmal mit kleinen Kieseln und Tonen.

Es ist oft schwierig, die Ablagerungen der Talsohlen (AMO) von denen der niedrigeren Terrassen (ALA) zu unterscheiden. Einige Arbeiten behandeln einige der Terrassen der Weser auf dem vorliegenden Kartenblatt (ALEXANDRE, 1953, DEMOULIN, 1988a, JUVIGNE, 1979, KNAPP, 1978, RENIER, 1908, 1929), aber nur eine vollständige Arbeit wurde veröffentlicht (CHAPELIER, 1957). Dieser Autor, der die Gesamtheit des Wasserlaufes studierte, hat zehn Terrassenlagen und zwei Abtragungsebenen ohne Ablagerungen gezählt. Nach den Studien von DEMOULIN (1988a) scheint die Situation viel komplexer, besonders aufgrund der Neotektonik (Transversalverwerfungen).

Die Kartierung der Terrassen ist nicht im Detail ausgeführt worden und nur die Terrassen, die erkennbar oder aus der Literatur bekannt sind, sind eingezeichnet worden. A. Demoulin hat uns freundlicherweise seine genaue Kartierung zwischen Goé und Eupen zur Verfügung gestellt.

Lehme, Alterite, Verwitterungsschutt, kolluviale Ablagerungen, Hangablagerungen und Blockfelder (P)

Diese Ablagerungen bedecken bedeutende Flächen auf den Hochebenen und an den Hängen mit leichter Senkung. Sie bilden einen relativ durchgehenden Mantel, der die darunterliegenden Gesteine versteckt (Stavelot Massiv). Sie bestehen aus einem Gemisch von Produkten des Zerfalls des Substratums und aus äolischen Schluffen (Ton, Lehm und Sand in unterschiedlichen Mengenverhältnissen mit einem wechselnden Anteil an gröberen Elementen, Alteriten und Feuersteinen). Die genaue Mächtigkeit kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, weil Daten von Bohrungen, Strasseneinschnitten oder Fundamenten von Gebäuden fehlen (sie beträgt zum Beispiel 1 bis 9 Meter in den Bohrungen von Membach). Die Merkmale dieser Ablagerungen sind in den Notizen zu den pedologischen Karten detailliert (PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961, 1962). Sie wurden hauptsächlich unter periglaziären Klimabedingungen abgelagert. Abgesehen vom Stavelot Massiv (DV) wurde ihre Verbreitung nicht auf der vorliegenden Karte eingetragen, weil die Daten nur sporadisch auftreten.

Auf dem Stavelot Massiv hat das Vorkommen von Gesteinsakkumulationen schon seit langem die Aufmerksamkeit der Forscher an sich gezogen. Diese Akkumulationen bestehen an der Oberfläche aus Felsbrocken und -bruchstücken. Sie sind in der Karte unter der Bezeichnung P eingetragen. Ihr Ursprung bleibt weiterhin ungewiss (PISSART, 1995).

3. Das chronostratigraphische Gerüst: eine Verbindung zur lithostratigraphischen Aufteilung

Die lithostratigraphische Unterteilung, die in der Legende angegeben wird, spiegelt in keiner Weise die chronostratigraphische (das Alter betreffend) Abfolge wider. Die Verbindung zwischen beiden Unterteilungen ist in Belgien hauptsächlich aufgrund von biostratigraphischen Daten (die auf Fossilien beruhen) möglich. Die Biostratigraphie basiert zur Zeit hauptsächlich auf Mikrofossilien (Foraminiferen, Konodonten, Sporen und Acritarchen). Die Makrofaunen werden noch im Givet bis Frasnes und im Tournai bis Visé (besonders Korallen), im unteren Famenne (Rhynchonellidae) und im Namür (Goniatiten) benutzt.

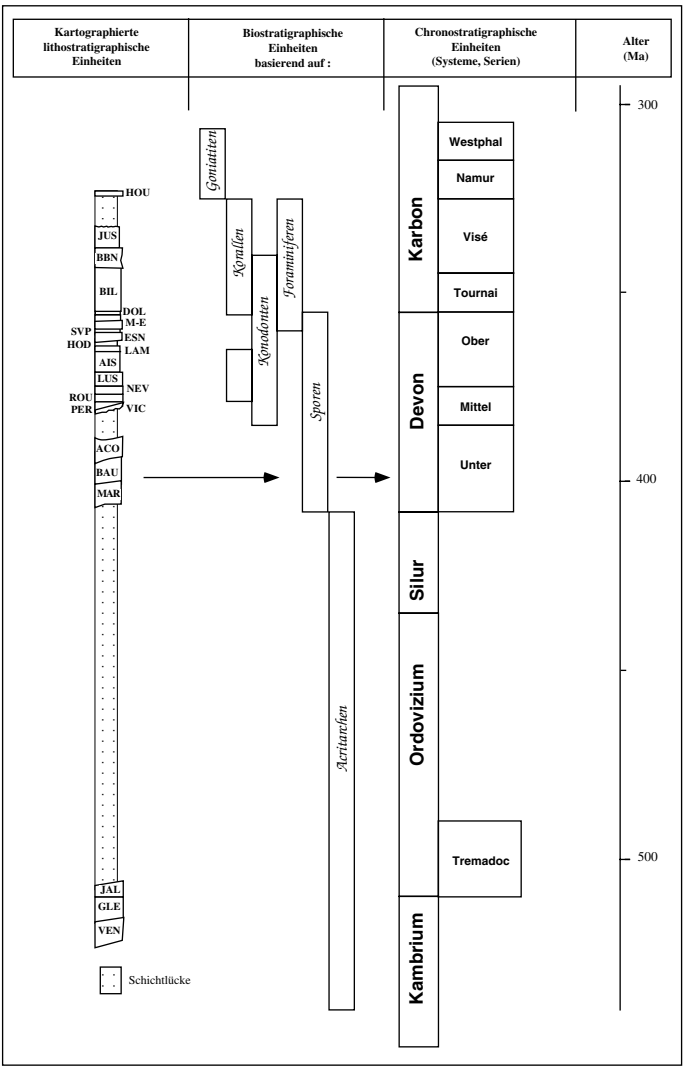

Abb. 13

4. Tektonik

Die paläozoischen Gesteine auf dem Kartenblatt wurden sehr stark von Faltungen und Verwerfungen gestört. Die Falten, dezimeter bis kilometergross, sind im allgemeinen mehr oder weniger nach NNW geneigt oder überkippt.

Es gibt zwei Verwerfungstypen (Abb. 14). Die ersten sind streichende Überschiebungen, die mehr oder weniger parallel zur Faltung liegen. Sie stammen aus der variszischen Kompressionsphase genau wie die Falten, die von diesen Überschiebungen zerschnitten werden. In so heterogenen

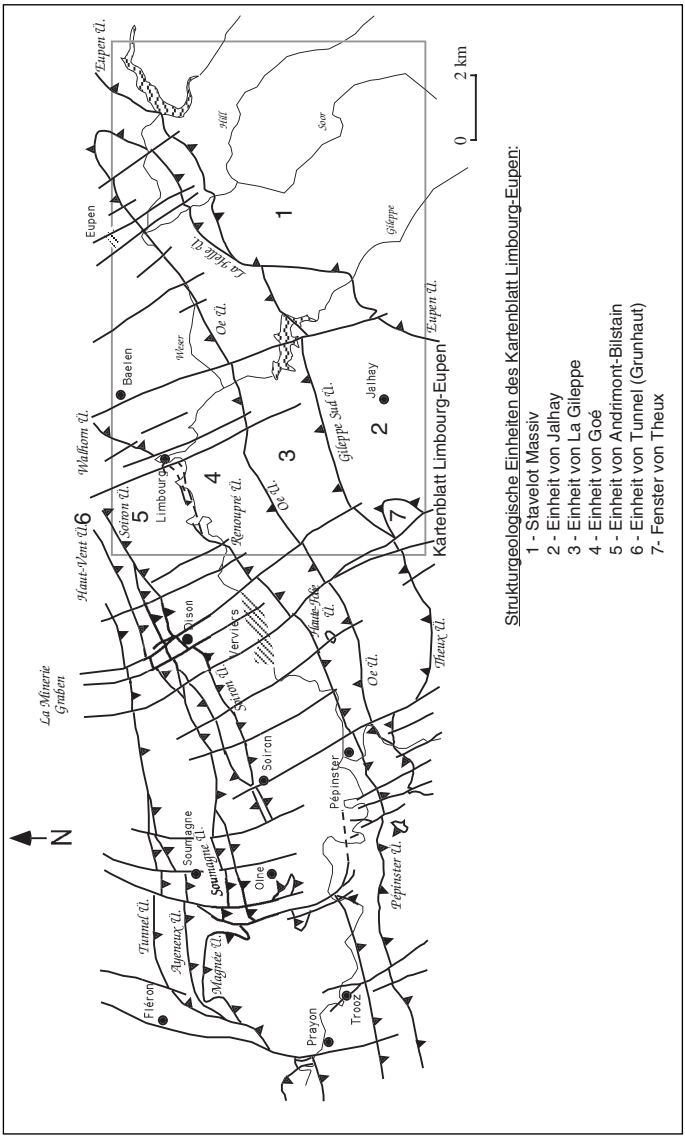

Abb. 14: Strukturgeologische Einheinten des Kartenblatt Limbourg-Eupen.

Schichtfolgen (Lithologie, Mächtigkeiten, seitliche Faziesvariationen) wurde die durch den Druck hervorgerufene Verkürzung in verschiedenster Weise abgebremst (eine Schieferung mit südöstlichem Einfallen, die besonders die tonigen Lagen der Schichtfolge betrifft, Rutschbewegungen zwischen den Bänken, Überschiebungen zweiten Grades). Im Stavelot Massiv hat die variszische Phase ausserdem die Strukturen der kaledonischen Orogenese beinflusst.

Die anderen Verwerfungen bilden ein Netz von Transversalstörungen, die in NNW-SSO Richtung ausgerichtet sind. Sie zerschneiden die vorherigen Strukturen und stehen in Verbindung mit dem Einfallen des Rheingrabens (in einem Ausdehnungssystem).

Die bedeutenden streichenden Verwerfungen erlauben es, die Gesamtheit des Kartenblattes in verschiedene mehr oder weniger bedeutende strukturelle Einheiten zu unterteilen.

1. Beschreibung der strukturellen Einheiten:

1 - Das Stavelot Massiv:

Die Karte zeigt eine wichtige Trennlinie zwischen zwei Gebieten, die von der Eupener Überschiebung (GEUKENS, 1984; «charriage d'Eupen», Venn Überschiebung), mit südlichem Einfallen (in einer Grössenordnung von 10 bis 40°) getrennt werden. Diese Verwerfung bringt die an der Decke kambrischen und am Westrand (Mulde von Jalhay) ordovizischen Sedimente des Stavelot Massivs mit den devonischen Gesteinen im Süden von Eupen in Kontakt. In einem grossem Massstab, entspricht die überschobene Einheit der Frontpartie eines grossen, nach Nordwesten überkippten Sattels. Im Massstab des Kartenblattes sind die Schichten stark verformt und zeigen spitze bis geschlossene, oft gleichgeneigte Falten aller Grössenordnungen und mit zahlreichen Brüchen. Phyllitische Lagen zeigen eine Schieferung («slaty cleavage»), die im allgemeinen parallel zur Schichtung liegt.

Meistens sind diese Falten nach Norden überkippt und zeigen eine Achsenebene, die etwa 45° nach Süden einfällt. Der Wechsel des Streichens (Abb. 15) und des Einfallens (zwischen 10 und 80°) der Faltenachsen über einer Breite von 1 km ist eine bemerkenswerte Erscheinung in den Tälern der Soor, der Hill und hauptsächlich in der am meisten deformierten Zone im Süden des Zusammenflusses der Soor und der Hill (Streichen N50E bis N60E). Das Studium einiger dieser Falten zeigt, dass die Achsen einer deutlichen Verdrehung ausgesetzt worden sind.

Die Klüfte haben ein Streichen in einer Richtung, die hauptsächlich N50E bis N60E beträgt. Es ist möglich,

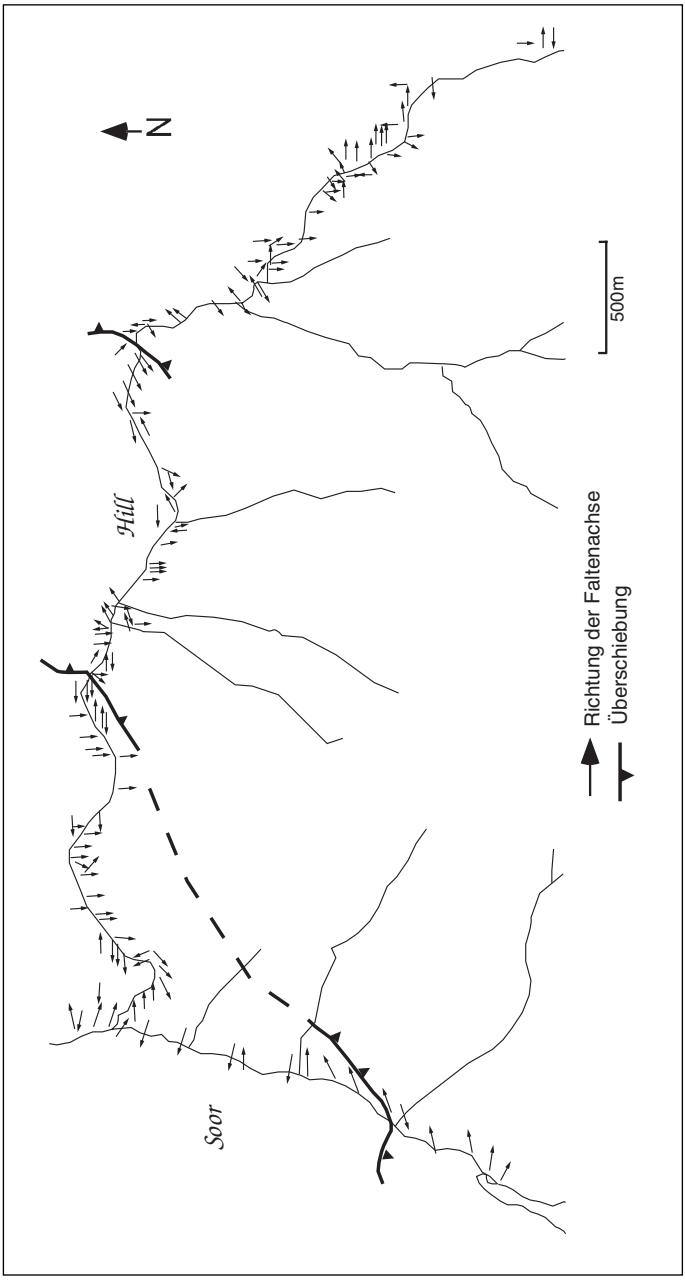

Abb. 15: Das Wechseln des Streichens der Faltenachsen in der Umgebung des Zusammenflusses der Soor und der Hill.

subhorizontale Überschiebungen mit einer beinahe sekundären Verwerfung zu beobachten.

Die abgebildeten Verwerfungen sind von der Beobachtung von Kontakten zwischen Einheiten mit sehr unterschiedlichem Streichen der Faltenachsen abgeleitet. Das Fehlen von guten Merkmalen macht es zur Zeit sehr schwierig, die beobachteten Strukturen in den verschiedenen Tälern zu korrelieren und Profilschnitte (Schnitt b-b') zu verwirklichen.

2 - Die Einheit von Jalhay:

Diese Einheit ist im Süden von der Eupener Verwerfung, im Westen von der Verwerfung von Theux und im Norden von der Gileppe Süd Verwerfung mit nördlichem Einfallen begrenzt (FOURMARIER & ADERCA, 1956, 1958; GRAULICH, 1960). Diese Verwerfung ist eine Überschiebung, die die ordovizischen Schichten der Jalhay Formation mit denen der Acoz Formation aus dem Devon in Kontakt bringt. Man kann diese Verwerfung zwischen der Gileppe Talsperre und Jehanster, wo sie von der Theux Verwerfung abgeschnitten wird, verfolgen. Auf Höhe der Talsperre zeigt sie ein Einfallen von 20° in Richtung Norden.

Die Einheit von Jalhay zeigt die ordovizische Mulde von Jalhay, die im Nordwesten von einem recht breiten Band des Unterdevons in einem diskordanten Kontakt gesäumt ist. Es ist schwierig, die Form der Mulde zu beschreiben, da keine Aufschlüsse vorhanden sind. Die Schichten zeigen mehrere dezimetergrosse Sekundärfalten. Nur der Faltenspiegel der Formationen konnte kartiert werden. Die Darstellung im Profilschnitt a-a' entspricht eher der Wirklichkeit.

3 - Die Einheit der Gileppe:

Diese Einheit ist im Süden von der Gileppe Süd Verwerfung und im Norden von der Oe Verwerfung mit nördlichem Einfallen (ASSELBERGHS, 1927) begrenzt. Die Oe Verwerfung lässt sich nach Nordosten (Kartenblatt Raeren) mit der Hill Verwerfung, die ein Einfallen nach Süden zeigt, verbinden. Letztere wird von der Eupener Verwerfung im Süden von Eupen abgeschnitten. Weiter nach Osten wird die Oe Verwerfung von der Theux Verwerfung im Süden von Pepinster (Kartenblatt Verviers) abgeschnitten.

Die Schichten des unteren Devons zeigen grosse, sehr offene Falten, die nach Norden abfallen. Die Sekundärfalten zeigen im allgemeinen die Form von Kaskadenfalten, sie sind offen und assymetrisch. Sie sind leicht nach NNW geneigt. Die Falten sind relativ isopach in Bezug zu den kompetentesten Lithologien (Bois d'Ausse Formation). Die Intensität der Faltung im Vicht Konglomerat ist schwächer als in den darunterliegenden devonischen Schichten. Dies scheint eher die Folge einer Unregelmässigkeit der Faltung zu sein als das Ergebnis einer stratigraphischen Diskordanz. Die tonigsten Lagen der Abfolge sind von einer Schieferung geprägt, die mehr oder weniger parallel zur Achsenfläche der Falten liegt und zum Innern der Falten fächerartig vorliegt.

4 - Die Einheit von Goé

Diese Einheit ist eine Überschiebungsmasse, die an ihrer Basis von einer Überschiebung begrenzt ist, deren Verlauf im Süden mit der Oe Verwerfung mit nördlichem Einfallen und deren Verlauf im Norden mit einer nach Süden einfallenden Verwerfung übereinstimmt, die je nach Gebiet den

Namen Walhorn (FOURMARIER, 1905; FOURMARIER & ADERCA, 1958), Renoupré (COEN-AUBERT, 1970), Haute-Folie (HANCE et al., 1989) oder Pépinster Verwerfung (FOURMARIER, 1927, 1941, 1943) trägt. Diese Überschiebungsmasse wird im Schnittbild von Verviers durch die Theux Verwerfung zerschnitten.

Die Einheit zeigt die grossen Mulden von Goé und Baelen, sowie die Sättel, die diese Mulden verbinden. Alle diese Faltenstrukturen sind leicht (5 bis 10°) nach Osten geneigt. Im Profilschnitt a-a' zeichnet sich die Mulde von Goé durch ihre offene und relativ symmetrische Faltenform aus. Dies ist die Folge des Einfallens, da die Beobachtung von zahlreichen Sekundärfalten in der Südflanke der Mulde deutlich zeigen, dass die Form der Falte nach Osten hin mehr und mehr asymmetrisch und nach Norden hin geneigt ist. Die tonigen Schichten zeigen die gleiche Schieferung wie in der vorigen Einheit. Die Falten sind relativ isopach und die kompetentesten Lagen zeigen keine Schieferung. Die tonigen Sandsteine der Esneux Formation zeigen asymmetrische Zickzackfalten mit zahreichen Gleitstrukturen zwischen den Bänken. Viele kleinere Überschiebungen vervollständigen die Struktur.

Die südliche Flanke der Mulde von Goé ist von einer Reihe kleiner Kalkablagerungen gesäumt, die die mittleren und oberen Teile der Névremont Formation innerhalb der Siltite der Pépinster Formation zeigen. Es handelt sich hier um tektonische Fenster, die den wellenförmigen Verlauf der Oe Verwerfung verdeutlichen.

Die Verschiebung dieser Verwerfung beträgt ungefähr 780 m im Schnittbild von Eupen (b-b') und ungefähr 1000 m im Schnittbild Limbourg (a-a'). Diese Werte stehen im Einklang mit der Verschiebung der Haute-Folie Verwerfung im Schnittbild Heusy am Ostrand des Kartenblattes Fléron-Verviers, die mindestens 750 m beträgt.

Auf dem Kartenblatt sind die Walhorner Verwerfung und anschliessend die Renoupré Verwerfung im Westen und im Norden, wo sie stark unterschiedliche stratigraphische Einheiten in Kontakt bringen, leicht zu erkennen:

- Im Westen, entlang der Eisenbahnlinie, bei Surdents, bringt die Verwerfung die Roux und die Lustin Formationen miteinander in Kontakt;
- Im Norden lässt die Walhorner Verwerfung die Schichten des oberen Famenne die Karbonmulde des Calvaire überlagern. Dabei ist es nicht möglich, den Kontakt direkt zu erkennen (zwischen Honthem und Dolhain).

Die Zone zwischen diesen beiden äussersten Punkten, d.h. zwischen der Weser in Bellevau und Dolhain, unterscheiden sich durch eine grosse Häufigkeit an zerstückelten, aufeinanderfolgenden Verwerfungen. Alle diese Verwerfungen befinden sich in den tonigen Lagen des oberen Frasnes und des Famenne.

Diese Verwerfungen sind in zahlreichen, schwer zu erreichenden Profilen zu sehen. Sie befinden sich hauptsächlich entlang der Weser, am Westhang der Aufschüttungsebene und am West- und Nordrand des Ufers zwischen der Brücke von Bellevau, an den Nordrändern des Hügels des Bauernhofes Sur-les-Sarts, am Ostrand der Weser zu Füssen des Hügels bei Limbourg oder am westlichen Strassenbahnaufschluss nördlich vom Bahnhof Dolhain.

Wenn auch die Verschiebung jeder einzelner dieser Verwerfungen nicht die Bewegung der Goé Einheit erreicht, so nähert sich ihr die Summe dieser Verschiebungen doch.

5 - Die Einheit von Andrimont-Bilstain

Im Süden von der vorherigen Einheit abgegrenzt, wird diese Einheit im Norden durch die Überschiebung von Soiron, die ein südliches Einfallen zeigt, begrenzt. Diese Verwerfung begrenzt das Wesermassiv, wie die Autoren es im Kapitel «Allgemeiner geographischer und geologischer Überblick» bereits erwähnten. Diese Einheit beinhaltet die Muldenfalten von Andrimont-Wô, Bilstain und des Calvaires. Es handelt sich um asymmetrische, offene bis spitze, nach Nordwesten geneigte bis überkippte Falten, deren Achse nach Osten neigt. Die sandigen und karbonatischen Schichten zeigen keine Schieferung. Während der Rand relativ leicht zu kartieren ist, bilden die dolomitischen Kerne komplexe Sekundärdeformationen mit Überschiebungen mit kleineren Bewegungen. Diese Erscheinungen, die im Saint-Roch Steinbruch und auf dem Kartenblatt Henri-Chapelle-Raeren im Norden gut sichtbar sind, wurden im Profilschnitt a-a' am Nordrand der Andrimont-Wô Mulde eingezeichnet, obwohl sie auf dem Kartenblatt nicht sichtbar sind, da es an Aufschlüssen mangelt. Sie erlauben es auch, die allgemeinen Merkmale der Falte zu erklären.

6- Die Untereinheit von Grunhaut

Diese Einheit befindet sich nördlich der Verwerfung von Soiron und ist daher nur wenig auf dem vorliegenden Kartenblatt zu sehen. Sie zeigt auf den danebenliegenden Blättern (Fléron-Verviers und Henri-Chapelle-Raeren) einen Kohlenkalksattel mit Visékern (Lives und Seilles Formationen). Die Einheit ist im Norden durch die Haut-Vent Verwerfung abgegrenzt, die GRAULICH (1970) im Aufschnitt der Autobahn Lüttich-Aachen im Forêt Grunhaut (im Norden des Kartenblattes Henri-Chapelle) beschrieben hat. Sie gehört zur Tunnel Einheit («Unité du Tunnel»), die auf dem Kartenblatt Fléron-Verviers beschrieben wurde.

7- Das Fenster von Theux

Die Ecke im Südwesten des Kartenblattes zeigt nur einen kleinen Teil des nordöstlichen Randes des Fensters von Theux. Die grosse Seltenheit von Aufschlüssen begrenzt die stratigraphischen und strukturgeologischen Beobachtungen.

Der Verlauf des Konglomerats von Vicht weist auf eine Überschiebung mit südlichem Einfallen hin. Diese Überschiebung wurde bereits von FOURMARIER (1958) auf dem Kartenblatt Louveigné-Spa aufgezeichnet. An beiden Seiten dieser Verwerfung zeigt das Konglomerat eine gefaltete Struktur mit einem Einfallen der Achse in nord-nordöstlicher Richtung (Sattelstruktur im Süden des Kartenblattes).

2. Transversalverwerfungen

Die Transversalverwerfungen sind sehr häufig. Sie verschieben die Falten, die Verwerfungen und die Formationen an der Oberfläche, wie DEMOULIN (1988a) bereits in seinen Studien an den Weserterrassen zeigte. Ausserdem sind sie parallel zum Lineament, das DVORAK (1973) mit dem Namen Verviers-Trier bezeichnete. Dieses Lineament wird als eine tiefe transversale Zerstückelung interpretiert, die ungefähr im Stadtgebiet von Verviers durchläuft. Die Transversalverwerfungen liegen auch parallel zu den verschiedenen Lineamenten, die auf Satellitenphotos gesichtet wurden.

Alle Elemente dieses Netzes von Transversalverwerfungen sind mehr oder weniger in einer NNW-SSO-Richtung ausgelegt. Sie sind parallel zur Richtung der Hauptfugen, die in allen Formationen gefunden wurden. Die kartierten Verwerfungen verdeutlichen die wirkliche Dichte nur schlecht. Ein genaues Studium einiger grosser Profilschnitte zeigt, dass die Verwerfungen viel häufiger sind. Ihre geringe Verschiebung erlaubt es allerdings nicht, sie kartographisch darzustellen, im Gegensatz zu der Ansicht von FOURMARIER & ADERCA (1955, 1956, 1958). Dort wo die direkte Beobachtung möglich ist, sind die Brüche meist subvertikal. Im gefalteten Gelände ist es schwierig, die relativen Grössen der verschiedenen Komponenten der Verschiebung zu unterscheiden. Die genaue Untersuchung der Transversalverwerfungen des Graben de la Minerie (Abb. 14) auf dem Kartenblatt Herve (42/4) hat die Existenz von zwei Verwerfungstypen gezeigt (ANCION & EVRARD, 1957):

- Verwerfungen verschiedener Komponenten, wo die laterale Komponente deutlich stärker ist (senestre laterale Verschiebung, z.B. 300 m laterale und 48 m vertikale Komponente für die Verwerfung, die den Graben im Osten abgrenzt);
- Abschiebungen.

Der Verlauf der Transversalverwerfungen, wie er hier festgestellt wurde, kann nur annähernd dargestellt werden: der Verlauf einer Verwerfung, der auf der Karte eingezeichnet ist, kann in Wirklichkeit nicht einen einzigen Bruch darstellen, sondern eine Zone von Verwerfungen mit sehr eng beisammen liegenden Verbindungstellen, so dass es im Gelände nicht möglich ist, diese zu erkennen. Es ist durchaus möglich, dass auf dem vorliegenden Kartenblatt manchmal auch einfach

mehrere Verwerfungszonen aneinandergehängt wurden, weil sie mehr oder weniger in der gleichen Richtung liegen.

Diese Verwerfungen sind in grösserer Anzahl in den Schichten des Devons und Karbons abgebildet als im Stavelot Massiv. Dies ist teilweise auf die Aufschlussverhältnisse zurückzuführen. Es sollte trotzdem erwähnt werden, dass einige dieser Verwerfungen durch geomorphologische Studien auf dem Plateau des Hohen Venns ausfindig gemacht wurden (GULLENTOPS, 1987, DEMOULIN, 1988b).

Diese Verwerfungen stehen in Verbindung mit dem Einstürzen des Rheingrabens, das nach Angaben verschiedener Autoren im Perm einsetzte. Einige Elemente dieses Netzes sind auch heute noch aktiv, wie die seismische Aktivität zwischen Oktober 1989 und April 1990 sowie die Merkmale des Erdbebens von Malmedy am 12. Mai 1985 verdeutlichen (BLESS et al., 1991a, CAMELBEECK, 1990).

3. Interpretation

Die Profilschnitte liegen senkrecht zur Achse der Strukturen und sind so gelegt, dass jede transversale Störung vermeidet wurde. Ihr Studium wird durch die Aufschlüsse an der Oberfläche eingeschränkt. Die Darstellung der Strukturen des tieferen Untergrundes berücksichtigt die Daten, die das Studium der benachbarten Kartenblätter lieferten, sowie auch die tiefen Bohrungen (> 1000 m) und die seismischen Profile, die auf dem Kartenblatt Fléron-Verviers vorgenommen wurden. Ihr Ausgleichen (das heisst, die Möglichkeit, sich die Schichten in einem Zustand vor der Deformation vorzustellen) ist nur bedingt möglich, weil die Verwerfungen die bereits angelegten Strukturen (Falten) zerschneiden und weil es keine Referenzpunkte der Schichten in autochtoner Position gibt. Diese Profilschnitte zeigen deshalb die Merkmale der kaledonischen und variszischen Verkürzungen, die sich hauptsächlich in einer SSO-NNW Richtung abspielten.

a) die kaledonische Deformation (Stavelot Massiv)

Die Unterscheidung kaledonischer und variszischer Deformationen ist auf dem Kartenblatt sehr schwierig und macht eine genaues Studium der Tektonik notwendig, wie die Arbeit von ALBRECHT (1971) im Tal des Getzbaches und die Umgebung des Eupener Stausees gezeigt hat. Die heutige Struktur ist das Resultat von variszischen Einflüssen, aber es gibt einen deutlichen Unterschied zwischen der Intensität der Faltung und der Schieferung in den Schichten des Stavelot Massivs und der devon-karbonischen Deckschichten. Einige kleinere Falten mit einer Achsenebene in Nordsüdrichtung befinden sich am Rand der variszischen Strukturen. ALBRECHT (1971) betrachtet sie als kaledonisch, weil sie von der variszischen Deformation aufgenommen und teilweise zerstört wurden. Er schätzt, dass diese Strukturen ursprünglich

spitze bis leicht geöffnete Falten mit WNW-OSO und NNW-SSO gerichteten Achsenebenen waren.

Ein detaillierteres Studium ist notwendig, bevor eine koherente Erklärung der beobachteten Phänomene in der am stärksten deformierten Zone gegeben werden kann (Abb. 15). Sie würde es erlauben, die verschiedenen Deformationsphasen zu unterscheiden und aneinander zu reihen. Es wäre dann möglich, die Einflüsse der eventuell synsedimentären Deformationen und die Deformationen, die auf die kaledonische und variszische Orogenese zurückzuführen sind, zu betrachten (im besonderen den Einfluss der Eupener Verwerfung).

b) die variszische Deformation

Die Faltung ist die erste Äusserung, die zu betrachten ist. Sie wird begleitet von kleineren Überschiebungen (z.B. Profilschnitt a-a', Nordflanke der Mulde von Andrimont-Wô) und von einer gut ausgeprägten Schieferung in Gesteinen mit toniger Komponente.

Wenn man sich die Schichten vor dem Zerschneiden durch die grossen Verwerfungen vorstellt, erhält man das Bild einer grossen Sattelstruktur, die gleich neben dem Stavelot Massiv nach Norden neigt und an die eine grosse Mulde im Norden anschliesst. Das grösser werdende Zusammenstauchen führte zu den Zerschneidungen, die die Nordflanke dieser grossen Achselstruktur in verschiedene Einheiten teilen. Es ist möglich, wie bereits Graulich dachte, dass die Schwerkraft eine grosse Rolle für die Lage der Einheit von Goé spielte. Man kann eine deutlich stärkere Deformation nach Norden hin beobachten, während sich im Süden nur leicht deformierte Schichten ausbreiten.

Die Verwerfung von Theux, von viel flacherem Erscheinungsbild, zerschneidet alle diese Einheiten. Deshalb sind die grossen Störungen, im Gegensatz zu bisher anerkannten Meinungen, nicht unbedingt genetisch mit ihr verbunden.

Nach den Ergebnissen der Untersuchungen von Geukens (Synthese *In* Geukens 1986, Abb. 4), wäre die Verwerfung von Eupen noch jünger, weil sie die Theux Verwerfung im Süden des Fensters von Theux durchschneidet.

c) post-variszische Deformationen

Abgesehen von den Transversalverwerfungen, sollte hier auch das Hochheben des Stavelot Massivs erwähnt werden, da es durch die Verteilung der Kreideablagerungen nachgewiesen wird (Abb. 11). Es handelt sich hier um eine jüngere tektonische Erscheinung (post-Rupel), die in Verbindung mit dem allgemeinen Hochheben der Ardennen während des Pliozäns steht. Diese Zone ist auch zum heutigen Zeitpunkt noch aktiv, wie es der Vergleich von zwei Abmessungen des Höhenunterschiedes des IGN (1946-1948 und 1976-1990) zeigt (PISSART & LAMBOT, 1990).

5. Synthese: geologische Geschichte (Abb. 16)

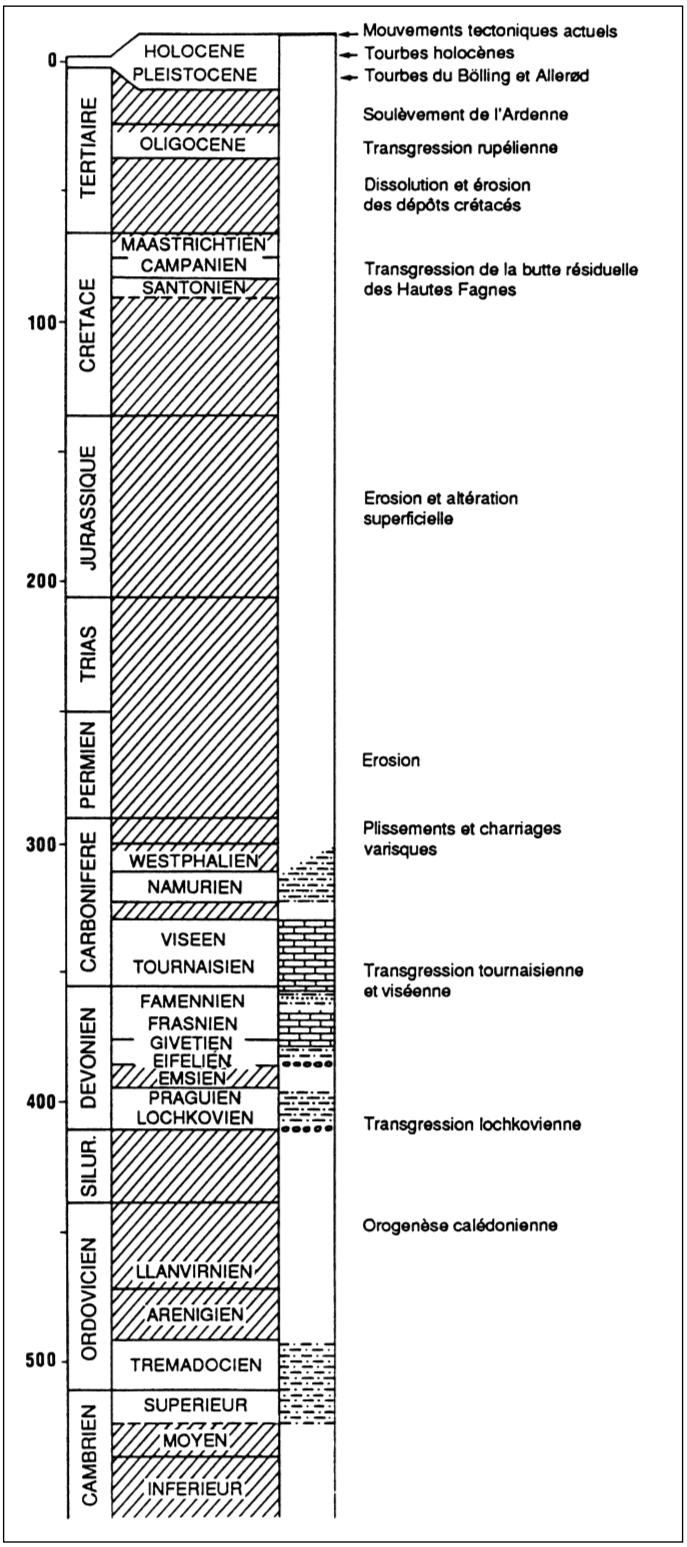

Abb. 16

Es ist schwierig, die geologische Geschichte des Gebietes in einigen Linien zu erläutern, ohne einen grösseren geographischen Rahmen zu betrachten. Wir beschränken uns auf eine chronologische Aufzählung der auf dem Kartenblatt beschriebenen Ereignisse mit einem kurzen Kommentar der verschiedenen angetroffenen Verhältnisse. Der Leser kann in der bibliographischen Liste eine Auswahl der weiterführenden Arbeiten finden.

Die Entwicklung der Ablagerungen des Kambro-Ordoviziums des Stavelot Massivs bleibt noch recht unbekannt, weil es an detaillierten Daten zur Mächtigkeit und zur genauen Zusammensetzung der verschiedenen Einheiten fehlt. Nichtsdestotrotz wurden mehr oder weniger detaillierte Synthesen von WALTER (1980), VON HOEGEN et al. (1985), LAMENS (1986) und BLESS et al. (1991a) vorgestellt. Die geologische Geschichte entspricht dem Rahmen eines epikontinentalen Meeres, das im Süden und im Norden von kontinentalen Gebieten umrandet wurde. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Fazieseinheiten scheint in Verbindung mit einem Wechsel von Hochhebungen und Senkungen zu stehen.

Die Ablagerungen des unteren Kambriums, die nicht im Kartenblatt aufschliessen, zeigen die Umgebung einer Küstenplattform, die allmählich absinkt. Die Schichten des mittleren und oberen Kambriums spiegeln typische Milieus eines tiefmarinen Bereiches wider. Die Schichten des Tremadoc wurden in zwei verschiedenen Weisen interpretiert:

- Sequenz eines vorantreibenden Deltas (VON HOEGEN et al., 1985;
- Entwicklung eines tiefen Milieus zu einer Küstenplattform (LAMENS, 1986).

Die Ablagerungen, die jünger als das Tremadoc sind, schliessen nur im Süden des Stavelot Massivs auf (siehe Abb. 4).

Die Schichten des unteren Devons liegen in einer Winkeldiskordanz auf die vorherigen Einheiten und bezeugen das Vorkommen einer grossen stratigraphischen Lücke. Dies ist das Ergebnis der Ereignisse, die mit der kaledonischen Gebirgsbildung in Verbindung stehen, und die die gesamte Abfolge der prädevonischen Schichten des Stavelot Massivs betrifft. Am Ende dieser Orogenese ragt ein Kontinent in Nordeuropa aus dem Meer heraus, dessen südlichster Ausläufer das Brabanter Massiv war (Old Red Kontinent). Die vom Süden kommende devonisch-karbonische Transgression wird diesen Kontinenten im Laufe von drei grossen Phasen allmählich mehr und mehr bedecken.

Die erste dieser Phasen erreicht die Fläche des Kartenblattes nur im Lochkov, mit der Ablagerung eines Flusskonglomerats, das nur stellenweise ausgebildet ist (Poudingue de Quarreux, GRAULICH, 1951, NEUMANN-MAHLKAU, 1970). Die Sedimente des unteren Devons spiegeln hauptsächlich ein Milieu einer Aufschüttungsebene mit deutlichen Zügen einer Küste in der Bois d'Ausse

Formation wider. Die Schichten, die dem oberen Prag, dem Ems und eines Teils der Eifelstufe entsprechen, liegen nicht vor.

Der Poudingue von Vicht markiert die Basis einer zweiten Phase. Die Pépinster Formation zeugt noch von unterschiedlichen kontinentalen Einlagen (Konglomerate) mit Hinweisen auf ein Auftauchen an einigen Stellen. Das Auftreten der Kalksteine der Névremont Formation zeigt hingegen die schnelle Verbreitung einer Karbonatplattform im Givet. Die Sedimente bezeugen eine Wechselfolge von Milieus lagunären bis sublagunären Typs (gebänderte Kalke) und von Milieus, die zum Ozean hin offen sind (Kalksteine mit subsphärischen Stomatoporen oder knollige Kalksteine und Korallen), mit allen Übergängen. Die Fazies der Roux Formation weist auf eine Entwicklung zu einem geschlossseneren Milieu hin (CNUDDE et al., 1986).

Das Frasnes entspricht einer allgemeinen Erhebung des Meeresspiegels, die sich in mehreren Phasen ereignete und ihren Höhepunkt am Ende des Frasnes erreicht. Das Ablagerungsmilieu entwickelt sich parallel dazu von einer marinen Plattform zu einer homoklinalen Rampe mit gemischter Sedimentation (BOULVAIN, 1993). Die relativ ruhigen Phasen werden durch die Ablagerung von karbonatischen Einheiten, die die gleichen Merkmale wie die des Givet zeigen, gekennzeichnet. Die tonigen Sedimente entsprechen der Sedimentation als Ergebnis der Erhebungen des Wasserspiegels. Der Höhepunkt dieser Erhebung wird am Ende des Frasnes mit der Entwicklung einer hauptsächlich terrigenen Sedimentation erreicht, von den 3 Biostromen der Aisemont und Lambermont Formationen abgesehen.

Das Famenne belegt durch seine terrigene Fazies in den hauptsächlich karbonatischen Ablagerungen des Frasnes und des Tournai-Visés einen besonderen Platz im vorliegenden Gebiet. Es entspricht einem hauptsächlich regressiven Kontext, gekennzeichnet durch die Entwicklung der Ablagerungen von relativ tiefen (Abklärung von feinen Sedimenten) zu weniger tiefen Milieus (grobe Sedimente).

Die Schiefer der Hodimont Formation haben sich in einem infratidalen Milieu, das regelmässig von Sturmfluten beeinflusst wurde, abgelagert (grobkörnigere Ablagerungen). Dieser Einfluss nimmt in der Esneux Formation zu. Das Studium der Lagen aus oolithischem Hematit zeigt eine komplexe Enstehung (siehe Lithostratigraphie).

Die Gesamtheit der Sedimente des Famennes zeigt eine Struktur aus Einfügungen, Überlagerungen und Übergängen verschiedener Fazies, die einem stossartigem Vordrängen des Küstenkomplexes entspricht. Die Souverain-Pré Formation und besonders das Baelener Schichtglied bilden in diesem Gebiet die Spuren einer kurzen transgressiven Phase mit einer Kolonisation von Foraminiferen. Nach neuesten Erkenntnissen entspricht das Baelener Schichtglied einem mikritischen Hügel, der in einem relativ ruhigen und tiefen Milieu abgelagert wurde

und ein wichtiges Relief bildete. Sie begrenzen nach Osten hin die typisch knollige Fazies der Souverain-Pré Formation, die detrischen Ursprungs ist. Diese Merkmale, die sich an zahlreiche andere Informationen anschliessen, haben viele Autoren dazu verleitet, die Regelung der Sedimentation durch synsedimentäre Tektonik (Blocktektonik) zu erklären. Frühe Verwerfungen mit einer NNW-SSO Richtung, die zeitgleich zur Sedimentation sind, hätten die Blöcke mit verschiedenem Milieubedingungen vondeinander abgetrennt. Diese Hypothese könnte die schnellen lateralen Faziesvariationen, die seit dem Givet beobachtet werden, erklären.

Die dritte grosse Phase wird durch das Erscheinen der karbonatischen Sedimente am Ende des Famenne gekennzeichnet. Die krinoidenführenden Kalksteine liessen auf ein offenes, recht turbulentes, marines Milieu schliessen. Die Shales vom Pont d'Arcole sind das Merkmal von tieferen, infratidalen Bedingungen. Die Formation der Dolomies de la Vesdre entspricht einer Entwicklung zu lagunären, geschlossenen, hypersalinen Milieus, mit letztendlich der Entstehung von Evaporitlagen in Sabkha-Bedingungen. Das Auflösen der Evaporite bildet den Ursprung der Breccie in den Walhorner Schichten. Das genaue Studium der sekundären Dolomitisation weist auf eine komplexe Geschichte hin.

Die Brèche de la Belle-Roche, Terwagne und Moha Formationen bezeugen eine neue Entwicklung zu offen marinen Milieus, mit einigen Spuren des Auftauchens in der Terwagne Formation (Paläoböden). Die Sedimentationsbreccie, deren Zusammensetzung von Ort zu Ort stark unterschiedlich ist, wird teilweise als das Ergebnis des Auflösens der Evaporite in einem anderen Kontext als der in den Walhorner Schichten interpretiert.

Die Abfolgen der Lives und Seilles Formationen zeigen die Wechsellagerungen von offenen marinen und abgelegeneren Milieus des lagunären Typs (Stromatoliten).

Der obere Teil der Kalksteine des Visés ist durch eine Erosionsfläche gekennzeichnet, die von Karsterscheinungen beinflusst wurde (Aushöhlungen mit Sedimenten des Namurs gefüllt). Diese Erosionsfläche unterstreicht die stratigraphische Lücke, die von Westen nach Osten zunimmt (im oberen Teil des Visés und an der Basis des Namürs). Diese Erscheinungen werden hier als das Ergebnis der Äusserungen der variszischen Gebirgsbildung im Süden angesehen. Der Ursprung der detritischen Sedimente des Namür-Westphals liegt im Süden und man kann sie als eine Molasse verstehen.

Mit dem Namür setzt ein Milieu paralischen Typs ein, das im Westphal immer weniger durch marine Einflüsse geprägt wird. Diese Einflüsse werden durch Goniatitlagen unterstrichen, die auf die allgemeine Transgression, die sich von Westen nähert, zurückzuführen ist (BOUCKAERT, 1967). Die zahlreichen Lagen von grobem Sandstein und Konglomeraten finden ihren Ursprung in einem Flussdelta.

Im späten Karbon setzen in dieser Region die Faltungs- und Überschiebungsprozesse ein, die ihr die heutige Struktur verleihen.

Nach einer langen Periode des Auftauchens, der Erosion und der Oberflächenverwitterung, bedeckt die Transgression der späten Kreidezeit diskordant die Schichten, die durch die variszische Gebirgsbildung verformt wurden. Zu dieser Zeit gibt es auch die ersten Äusserungen der Tektonik, die von der Ausdehnung des Rheingrabens hervorgeht. Die Transgression bedeckt allmählich das Stavelot Massiv, das als ein Auslieger angesehen wird (BLESS, DEMOULIN et al., 1991). Nach einer kontinentalen Periode des Auflösens und der Erosion der Ablagerungen der Kreidezeit, wird die Region ein weiteres Mal durch Sedimente bedeckt, die von der Transgression des Rupel stammen.

Die heutige Verbreitung dieser Ablagerungen (Abb. 11) verdeutlicht das allgemeine Hochheben der Ardennen ab Ende des Oligozäns, als Einfluss der alpinen Gebirgsbildung.

6. Bodenschätze

1. Hydrogeologie

Ohne genaue piëzometrischen Daten und ohne gültige hydrogeologische Parameter ist es schwierig Abflussmodelle der verschiedenen wasserführenden Systeme einer Region aufzustellen. Das Studium der geologischen Karte erlaubt es dennoch ein allgemeines Schema aufzustellen, das die wichtigsten Umrisse, zumindest den Grundwasserspiegel betreffend, verdeutlicht.

Die Formationen, die als Wasserspeicher in Frage kommen, sind hauptsächlich in den karbonatischen Gesteinen zu finden, weil ihre Speicherkapazität mit der Klüftung in Verbindung steht und durch die Karstbildung gefördert wird. Im Wesertalbecken handelt es sich um die Kalksteine des Givet, des Frasnes, des Karbons und im geringeren Masse um die Baelener Schichten (Famenne). Die nicht karbonatischen Formationen zeigen im allgemeinen eine deutlich niedrigere Speicherkapazität, ausser in den intensiv frakturierten Zonen.

Der erste Wasserspeicher befindet sich hauptsächlich im Kalksteinband der Névremont, Roux und Lustin Formationen, das in einer langen Depression, die von Osten nach Westen zwischen Eupen bis Hévremont verläuft, zwischen den wasserundurchlässigen Massiven des Famenne im Norden und dem devon-karbonischen Plateau der Gileppe im Süden eingeschlossen ist. Dieses Band breitet sich in beträchtlichem

Masse nach Westen innerhalb der Goé Mulde in Höhe von Stembert und innerhalb des Croisiers Sattels bei Nasproué aus.

Einerseits wird dieser recht homogene, freie Grundwasserleiter karstischen Typs durch das einfiltrierte Wasser durch ein starkes Einfliessen in einer Serie von Karsttrichtern und Dolinen gespeist. Diese sind am Fusse des wasserundurchlässigen Hangs der Formationen des unteren Devons und des Kambro-Ordoviziums aneinandergereiht.

Andererseits trägt die Weser im wesentlichen zur Entwässerung zweier Abschnitte bei (dabei wird sie von den Nebenflüssen und besonders von einer Reihe von Karstquellen, die sich an den Böschungen staffeln, unterstützt), stromaufwärts zwischen Membach und Goé, sowie stromabwärts zwischen Nasproué und Renoupré. Der unterirdische Abfluss innerhalb des Wasserspeichers würde sich demnach nach diesen beiden divergierenden Richtungen orientieren und die unterirdische Wasserscheide müsste in der Nähe von Hévremont verlaufen.

Bei Bilstain sind es vor allen Dingen die Dolomies de la Vesdre, die das Wasser der umliegenden, wasserundurchlässigen Massive speichern. Dieser in der Mulde von Bilstain eingeschlossene Wasserspeicher evakuiert seinen Inhalt zum grössten Teil in den Ruif Bach, der zwischen den Steinbrüchen Saint-Roch und Calvaire (Dolhain) fliesst. Die Bäche Queues und Viller entwässern auch einen Teil dieses Speichers und zwar über die Kartstquellen, die sich entlang der Ufer verteilen.

Die Kalkmulde von Baelen bildet ebenfalls einen ähnlichen Speicher mit noch nicht erschlossenem Potential.

Letztendlich sollte an diese Liste auch noch ein besonderer Wasserführer erwähnt werden, der im Süden von Limbourg liegt und sich im Riffkalk des Marbre de Baelen befindet. Dieser Wasserspeicher, der nicht so wichtig wie die vorhergehenden ist, da er nur eine mittlere Ausbreitung und eine kleine Mächtigkeit besitzt, evakuiert den Hauptteil seines Inhalts in Richtung der Weser.

Vom Gesichtspunkt des Trinkwasservorkommens wurden die Wasserspeicher der vorliegenden Region, in Bezugnahme des wahrscheinlich vorhandenen Potentials, noch nicht für eine grossräumige Nutzung in Betracht gezogen. Man hat erkannt, dass das Grundwasser nicht mit den Mengen der sehr naheliegenden Speicher, wie die Gileppe oder Eupener Talsperren (mehr als 6 Millionen Kubikmeter), konkurrieren kann. Dies ist in mehrerer Hinsicht der Fall, da diese Flächenspeicher wirksam vor Verschmutzung geschützt werden, eine gewisse Wasserqualität garantieren, eine grössere Rentabilität als die unterirdischen Speicher aufweisen, und, schlussendlich, weil sie sich in priviligierten Naturräumen befinden, wo der Einfluss des Menschen sich noch in Grenzen hält.

Trotzdem gibt es eine Reihe von Quellfassungen, einige darunter bereits älteren Ursprungs, die es auch heute noch erlauben, zwar immer weniger und weniger, die Trinkwassernachfrage für den Haushaltsgebrauch zu decken.

Zur Veranschaulichung können die folgenden Beispiele angeführt werden:

- die unterirdischen Wassergalerien von Bilstain, die sich an den Ufern des «Ru de Viller» befinden. Sie versorgen Andrimont mit einem stark mineralisierten und kalkhaltigem Wasser (28°F);
- Der Bau in Rünschen (Baelen), der eine offene Galerie in verschiedenen sandstein-dolomitischen Lagen des oberen Teils der Evieux Formation einschliesst und sich in einer Bruchzone befindet, die in Verbindung mit der Transversalverwerfung von Medael steht;
- Der Bau von Overoth in der Kalksteinmulde von Baelen;
- Die Quellfassung von Nasproué, eine der wenigen Bauten, die in den Kalksteinen der Lustin Formationen gefasst wurden.

Einige kleinere Quellfassungen, die auf dem Gileppe Plateau verteilt sind, und sich in den quarzitischen Formationen des Unterdevons befinden, versorgen das lokale Verteilungsnetz mit relativ bescheidenen Mengen mineralisierten und weichen Wassers.

2. Die Karsterscheinungen (in Zusammenarbeit mit F. Polrot durchgeführt)

Die Karsterscheinungen sind in den karbonatischen Formationen des Devons und des Karbons zahlreich und sehr abwechslungsreich.

Wir erinnern kurz, dass die Gesamtheit der beobachteten Aushöhlungen an der Oberfläche die Zeugen eines Netzes der Durchsickerung und eines typisch karstischen, unterirdischen Abfliessens sind. Dieses Netz ist mehr oder weniger gut ausgebildet auf Grund des Vorkommens von zahlreichen Brüchen (Schichtfugen, Spalten, Verwerfungen, Klüfte, etc.) und von Gängen, die durch das Speichergestein aus Kalkstein oder Dolomit führen. Diese besonderen Gebilde, ob aktiv oder inaktiv, stehen im allgemeinen in mehr oder weniger enger Verbindung mit dem lokalen, rezenten oder alten, hydrographischen Netz.

Wir verdanken mehreren Generationen von Speleologen, ob sie nun Geologen, Archäologen oder Sportler waren, das Inventar der karstischen Bauten, die sich auf dem Kartenblatt befinden. Sie haben seit dem letzten Jahrhundert ihre Zeit und ihre Freizeit dafür geopfert, die Karster-

scheinungen zu entdecken, zu begehen, zu kartieren und - im Rahmen des Möglichen - zu schützen. Der Leser kann nähere Informationen in den Arbeiten von DUBOIS (1982) und DE BROYER et al. (1993) finden.

- Am rechten Ufer der Weser zwischen Béthane und Perkiets

In diesem Gebiet kann man 6 grössere Karstbauten finden, von den Galerien bis zu den «trous» (Löchern) über die Schlucklöcher, Karstquellen und Schwinden.

Im alten Steinbruch von Nantistai befinden sich zwei Grotteneingänge, der Try de la Couronne und eine kleinere danebenliegende Bruchstelle.

Die erste Grotte, die während den Arbeiten der Amerikaner nach dem Ende des zweiten Weltkrieges (Wiederaufbau des Strassennetzes) freigelegt wurde, entwickelt in einer Länge von ungefähr 500 m Galerien, Spalten, Schächte, Schlote und Säle, die durch zahlreiche natürliche oder künstliche Erdrutsche aufgefüllt wurden. Der Ausbau des Netzes zeigt eine grössere vertikale Komponente. Dies bezeugt eine Aushöhlung durch Einrieseln des fliessenden Wassers. Das Vorkommen von grösseren Gängen bestätigt eine Erosion durch einen älteren, unterirdischen Wasserstrom, dessen höchster Punkt sich in einer Höhe von ungefähr 20 m unterhalb der Aufschüttungsebene der Weser befindet. Diese Grotte scheint demnach mit den älteren Terrassen der Weser in Verbindung zu stehen.

Die topographische Aufnahme des Geländes zeigt, dass die Verbreitung und Entwicklung der Höhlensäle und der Galerien sich vorzugsweise in zwei Richtungen gestaltete: die NO-SW Richtung der geologischen Schichten -in vorliegendem Fall vertikal - und die beinahe senkrecht dazu verlaufende NW-SO Richtung der transveralen Fugen.

Alle diese Erscheinungen, ob sie nun älter sind und höher liegen, oder ob sie noch aktiv sind und auf Höhe des Ufers der Weser liegen, befinden sich in den aufgerichteten Schichten der Névremont, Roux und Lustin Formationen. Sie neigen dazu, sich in der Richtung der Schichtung (ONO-WSW) aneinander zu reihen.

Es ist deshalb nicht erstaunlich, dass einige dieser Karsterscheinungen in Verbindung zueinander stehen, und dass sie so ein Netz bilden, das neben dem der Weser liegt. Dieses Netz hat die Form eines unterirdischen Mäanderdurchbruchs, der bei Hochwasser einen Teil des Wassers der Weser übernimmt und es in der Tallinie unterhalb von Béthane zurückführt.

-La Pierresse am linken Ufer der Weser

Dieses Gebiet zeigt drei Schlundlöcher (DETHIER, 1982), wovon eines heute nicht mehr aktiv ist. Sie befinden

sich stets an der Grenze der bunten Schiefer der Pépinster Formation und der Kalksteine der Névremont Formation. Nachdem es eine Strecke in den siliziklastischen Gesteinen der drei darunterliegenden Formationen (Pépinster, Acoz und Bois d'Ausse Formationen) durchlaufen hat, sickert das Wasser in ein Fenster der Névremont Formation ein, das von einer Überschiebung hervorgerufen wurde (Oe Verwerfung).

Diese Schlundlöcher nähren sehr wahrscheinlich den Wasserspeicher, der sich in den Kalksteinen des Givet-Frasnes unterhalb der Oe Verwerfung befindet.

- Zwischen Stembert und Hévremont

Eine Zusammenstellung von nicht weniger als dreissig Dolinen (DETHIER, 1982) verteilen sich im Tal, das sich zwischen diesen beiden Lokalitäten befindet. In einer Form von geschlossenen Depressionen von stark unterschiedlicher Grösse sind sie im allgemeinen durch eine dicke Deckschicht aus Lehm aufgefüllt, die sich allmählich senkt, bevor sie vom Einsickerungswasser aufgesaugt wird. Eine dieser Dolinen hat vor kurzem in Folge des Baus eines Nebengebäudes Schaden an einem Wohnhaus in Stembert verursacht.

Die Mehrzahl dieser Dolinen befindet sich auf dem Kalksteinsubstratum der Roux, Névremont und Lustin Formationen. Eine bestimmte Anzahl davon liegen in einer NNW-SSO Richtung, was dem System der transversalen Brüche entspricht. Andere Dolinen liegen in einer fast senkrecht dazu verlaufenden Richtung (OSO-WNW). Sie folgen hauptsächlich dem Kontakt zwischen den Schiefern und den Kalksteinen der Pépinster und Névremont Formationen.

Eine bemerkenswerte Anhäufung dieser Erscheinungen liegt in einem Kreis mit einem Radius von ± 250 m, dessen Zentrum im Westen der «ferme des Goronnes» in der Nähe der Achse des Sattels von Hévremont liegt.

Andererseits sind drei dieser Erscheinungen in den roten Schiefern und in den Sandsteinen der Pépinster Formation aufgefunden worden. Es handelt sich hier entweder um Depressionen, die mit der Zerbrechlichkeit des felsigen Materials in unmittelbarer Nähe der Oe Verwerfung zusammenhängen oder um Zeugen eines alten, handwerklichen Abbaus.

In dieser Zone befindet sich ein Schlundloch, das den Überlauf eines kleinen Teiches aufnimmt. Dieser Teich wird durch einen nie austrocknenden Bach gespeist, der aus den schiefrig-sandigen Schichten der Pépinster und Acoz Formationen in der Nähe des Ortes Halleur stammt. Dieses Schlundloch befindet sich zu Kopf eines ausgetrockneten Tals, dessen Achse in NS-Richtung verläuft. Weiter unten tritt das Wasser wieder zutage und bildet die Quelle eines Baches, der bei Surdents in die Weser einfliesst.

-Im Süden von Limbourg

Auf dem Plateau der Mulde, die den «Marbre de Baelen» einschliesst, enden zwei stark eingestürzte Grotten in einer alten Steingrube am Fusse des Schlosses von Maly.

Im Norden des Hofes Comagnes befindet sich am Ende eines kleinen Tales die Quelle von Hamoir. Es handelt sich hier um eine Karstquelle, die von einem Netz aus künstlich ausgehöhlten, horizontalen Galerien im knolligen Kalkstein stammt, der der Basis der Souverain-Pré entspricht.

-Honthem und der Calvaire Steinbruch

Auf dem Kalksteinplateau der Umbebung des Calvaire Steinbruches bei Dolhain haben sich mehrere ältere Schlucklöcher gebildet, die von den Sanden der Kreide und des Tertiärs, sowie von Lehmen aufgefüllt wurden.

Am Ende des trockenen Tales, das von Ruif nach Honthem führt, liegen einige kleinere aufgefüllte Depressionen hintereinander, die manchmal als Teiche dienen. Sie reihen sich mehr oder weniger parallel in Richtung der Walhorner Verwerfung an. Diese bildet den Kontakt zwischen dem wasserundurchlässigen, schiefrig-sandigen Substratum des oberen Famenne (Monfort-Evieux Formationene) und den Kalksteinen des Karbons.

-Bilstain und Champs de Wô

Das Flussbett des Ru de Bilstain zeigt einige Karsterscheinungen, die im Anschluss an den Bau der Trialstrecke von Bilstain zugeschüttet wurden. Dieser Landschaftsumbau führte zu einem endgültigen Verlauf des Wassers an der Oberfläche, weil es ihn vom unterirdischen Verlauf abtrennt. Die letzten Reste dieses unterirdischen Ganges findet man heute als verschiedene Karstbauten in den Hängen vor.

In der Nordflanke der Mulde zählte man zwei angrenzende Schlucklöcher, die sich an der Grenze der Kalksteine der Landelies Formation und der Dolomies de la Vesdre befinden. Bei niedrigem Wasserstand verschlingen sie den gesamten Wasserverlauf an der Oberfläche der Schiefer und Sandsteine der Monfort-Evieux Formationen und der Houiller Gruppe. Dies erklärt die Abwesenheit des Verlaufs dieses Baches auf den topographischen Karten in einem Teilstück, das der Verbreitung des Dolomitsteins entspricht. Dieser unterirdische Verlauf müsste weiter unten an der Südflanke der Mulde des Dolomitsteins durch eine Quelle in einem Felsvorsprung wieder zutage treten, damit der Bach wieder an der Oberfläche verläuft. Sie ist zum heutigen Tag beinahe ausgetrocknet.

Im mittleren Bereich, im Herzen der Mulde, befindet sich eine Quelle und anschliessend zwei Schlundlöcher, die etwas höher liegen. Diese nahmen mit grosser Wahr-

scheinlichkeit den Überfluss zu Hochwasserzeiten auf. Sie erlaubten dem Flusswasser, in den Untergrund einzudringen.

Bei den Champs de Wô, nimmt eine weit ausgebreitete Schwinde das Oberflächenwasser vom Ruisseau des Queues durch die Kiesschicht der kolluvialen Ablagerungen auf. Auch sie befindet sich am Kontakt des Kalksteins von Landelies und der Dolomie de la Vesdre.

Unterhalb des Zusammenflusses der beiden vorigen Nebenbäche schliessen die Hänge des Villers Baches zwei Karstquellen ein, die bereits vor langer Zeit von der Wasserverteilungsgesellschaft von Andrimont aufgefangen wurden. Beide durchqueren den krinoidischen Kalkstein der Dolhain Formation und der Bilstain Gruppe.

Am linken Ufer endet eine lange Galerie (100m) an einer Mauer, die sich teilweise zu einer Grotte mit vertikalem Ausbau (± 7m) öffnet, die heute ausgetrocknet ist. Am rechten Ufer handelt es sich eher um eine Karstquelle am Ende einer kurzen Galerie.

Noch weiter südlich öffnet sich die Grotte des Nuttons (ANCIAUX, 1950) an der Flanke des linken Ufers des Ru de Villers ungefähr 5 m oberhalb des heutigen Niveaus. Diese heute fossile Schwinde nahm den Überfluss des Wasserlaufes auf, als dieser in gleicher Höhe verlief. Der Eingang hat sich in natürlicher Weise im Sandstein mit kalkiger Matrix des oberen Famenne im Herzen des Sattels von Bilstain ausgehöhlt, und zwar genau an der Stelle, wo der Felsen durch ein Netz von Brüchen gelockert wurde (Kompressionsfrakturen). Diese Karsterscheinung, die kaum eine Länge von 15 m übersteigt, schliesst zwei aufeinanderfolgende Säle ein, die in den Hauptrichtungen der Transversalbrüche ausgebildet sind, und die durch einen engen Gang, der sich leicht nach ONO in der Richtung des Falteneinfallwinkels neigt, verbunden sind.

-Les Surdents, linkes Ufer der Weser

In der Windung, die die Chaussée von Baelen zeichnet, sind die Trou Monique, Trou Geneviève, Trou Gilles, Trou Jupiler, Pavés du Diable etc. Einengungen, Säle, Schächte und Gänge mittleren Ausmasses (5 bis 15 m), die sich am Fuss der Kalksteinkliffe der Lustin Formation befinden.

- Le Karst des Croisiers, rechtes Ufer der Weser

Auf dem Croisiers Plateau und an den Hängen der Weser wurden mehr als zwanzig Höhlen, Grotten und Schächte, fünf Karstquellen und zwei Schlundlöcher auf einem Abschnitt von mehr als 1500 m gezählt, hauptsächlich innerhalb der Roux und Lustin Formationen. Von den Grotten, die sich am Fuss des Felsvorsprungs befinden, über den Öffnungen im Hang, bis zu den Löchern und Dolinen verteilen sie sich über einen Höhenunterschied von ungefähr 70 m. Alle

diese Höhlen sind beinahe horizontal angelegt und einige verfügen ausserdem über offene vertikale Verlängerungen auf dem Plateau in Form von aufgefüllten Schlundlöchern.

Wenn man ihre Topographie stark zussammenfasst, lassen sich diese Karsterscheinungen in drei Gruppen aufteilen, die um eine geradlinige Achse in Richtung ONO-WSW verlaufen. Diese Achse verbindet scheinbar den Höhleneingang der Grotte de Bellevau stromaufwärts mit den Höhlen von la Chantoire stromabwärts.

Die Grotte de Bellevau breitet sich in einem imposanten Höhleneingang aus, der in den vertikalen Schichten der Lustin Formation geformt wurde. Sie beherrscht ein altes Schlundloch, das heute eingedämmt ist (EK, 1969). Ein zweites Schlundloch (die Perte Temporaire de Bellevau, DETHIER, 1982), etwa 1 m oberhalb des Wasserlaufes liegend, befindet sich im Herzen des kleineren Sattels. Es nimmt die Wasser der Weser bei Hochwasser auf und führt sie in den unteren Bereich der Grotte. Nach einer Freilegung bildet sich eine 42 m lange Galerie, die in einem kleinen Siphon endet. Die Entdeckung des alten Verlaufs stammt aus dem letzten Jahrhundert. Die vollständige Aufnahme bis zum unterirdischen Bach, der durch ein Siphon abgeschlossen wird, stammt aus dem Jahre 1984 (POLROT, unveröffentlicht). Das unterirdische piezometrische Niveau, das sich 3,20 m unterhalb des Flussbettes an der Oberfläche befindet (EK, 1969), scheint zu beweisen, dass zwischen diesem Wasserführer und der Weser keine direkte Verbindung besteht.

Die Entdeckung der Grotte des Surdents (lat.: *Surgere* = hervorquellen) wurde im Jahre 1988 durch eine Mannschaft von Speleologen der Cité de l'Espoir d'Andrimont beendet (SCIMP, unveröffentlicht). In einer gesamten Länge von 665 m aufgefunden, schliesst diese Grotte eine Aneinanderreihung von fast horizontalen Passagen, Engstellen und Sälen ein, die zusammen 6000 m3 Hohlraum bilden. Das Netz, das sich in den Kalksteinen der Lustin Formation bildete, neigt dazu, sich nach zwei bevorzugten Richtungen der Brüche im Gestein zu richten.

Die NW-SE Richtung (System der Transversalbrüche), die sie zunehmend dem Herzen des Sattels und der Grotte von Bellevau (ungefähr 15m) näherbringt, ist für den grössten Teil ihrer Ausbildung zuständig. Die andere Ausdehnungsrichtung ENE-WSW verbindet den Eingang der Grotte mit dem unterirdischem Netz und entwickelt mehrere seitliche Sackgassen bis zur Hauptgalerie und beendet das Netz mit dem Saal des «l'Espry ce Jardinier».

Diese Richtung entspricht der Lage der geologischen Schichten und einem Netz von Überschiebungen (der Renoupré Verwerfung und einer kleineren Überschiebung). Die Entwicklung der Bellevau und der Surdents Grotten bezeugen das Vorkommen von einem früheren unterirdischen Abschnitts des Mäanders von Nasproué.

Der Eingang der Grotte wird durch eine aktive Karstquelle ausgeschmückt, deren Ursprung zur Zeit noch rätselhaft bleibt, weil die Färbungen des Wassers keine Ergebnisse brachten (MEUS, 1992 - unveröffentlicht).

Auf dem Plateau des Croisiers erscheinen zwei Anhäufungen von Karsthöhlen, die teilweise nicht mehr verstopft sind und das ehemalige Vorkommen von grösseren Höhlen, die heute verschwunden sind, bestätigen. Die Mehrzahl dieser Höhlen, die in den 80'ger Jahren von der SCIMP entdeckt wurden, zeigen Spuren der Bewohnung von Tieren und einige waren auch Schauplatz von archäologischen Ausgrabungen. Die grösste dieser Höhlen (Trou des deux Copines et le Résau Avril), die sich in verwilderten Galerien strukturiert, hat Faunenreste des Pliozäns, Materialien des oberen Paläolithikums und Spuren des 10. und 11. Jhdts hervorgebracht (CORDY, unveröffentlicht).

Die beiden Karstquellen, die sich unterhalb der Grotte des Surdents befinden, stossen zwischen 5 bis 10 l pro Sekunde aus. Die Färbungsversuche haben bewiesen, dass dieses Wasser in direkter Verbindung mit dem Netz der Grotte de Bellevau steht (MEUS, 1992 - unveröffentlicht). Eine dieser Quellen, die dreimal durch Tauchen erforscht wurde (FUNCKEN, 1989 - unveröffentlicht), ist unterhalb der Eisenbahnlinie in der Höhe des Flussbettes der Weser kanalisiert und entwickelt einen 258 m langen horizontalen Gang im Felsen, der mit einem Siphon endet.

An der Grenze von Renoupré (Verviers), liegen ungefähr zehn Galerien zusammen. Einige davon sind bereits alt. Sie sind seit langem bekannt und Teil der lokalen Legenden, wie die Grotte de la Chantoire oder das Trou des Sottais. Letztere wurde im letzten Jahrhundert archäologisch erforscht (RENIER, 1895, TIHON, 1897) und lieferte prähistorische Reste, die in das obere Paläolithikum und in das Neolithikum gestellt wurden. Das «Trou du Blaireau», anderseits, zeigte eine Mikrofauna des Holozäns zowie Töpfereien des 15. und 16. Jhdts. (FLORQUIN, 1986 - unveröffentlicht).

Man stellt den grössten Teil dieser Karstbauten, die an der Südflanke des Sattels des Croisiers auftauchen, in die Kalksteine der Lustin Formation. Alleine das «Trou Glouglou» und seine Karstquelle befinden sich im Herzen des Sattels der Dolomitsteine der Roux Formation. Eine zweite Karstquelle bildet ebenfalls eine der Austrittsstellen in Verbindung mit der Grotte de Bellevau (MEUS, 1992 - unveröffentlicht).

- Dolinenfeld im Süden von Jehanster

Die Karsterscheinungen (Dolinen, Schlundlöcher) dieser Region wurden im Teil, der dem Fenster von Theux gewidmet ist, aufgezählt. Sie dienten als Basis der Kartographie.

3. Ausbeutung und Minerallagerstätten

Zum heutigen Zeitpunkt sind nur noch zwei Steinbrüche in Dolhain in Betrieb. Die Fläche des Kartenblattes ist hingegen mit Zeugen ehemaliger Aktivitäten zur lokalen Ausnutzung der Bodenschätze übersäht. Es finden sich sowohl zahlreiche Steinbrüche, als auch Metallerzlagerstätten (Pb, Zn, Fe).

- Sandsteine und Quarzite

Diese Gesteine wurden stellenweise als Schotter oder für den Bau verwendet. Abgesehen von einigen grossen Steinbrüchen, die sich in der Pépinster Formation, im Süden von Eupen und im Tal der Gileppe befinden, handelte es sich meistens um kleinere Betriebe. Die «Carrière de la Borchène», in den Sandsteinen des Bois d'Ausse, lieferte das Material für die Erhöhung der Staumauer der Gileppe.

Die Sandsteine der Pépinster Formation, die in Goé in den Steinbrüchen Brandt unter dem Namen «Grès de Goé» oder «Grès de la Gileppe» abgebaut wurden, wurden für verschiedene Anwendungen genutzt (Bau-, Ziersteine), unter anderem für die Fassade der «Grand Poste» in Verviers oder für die Kirche von Boitsfort.

-Kalksteine

Die Kalksteine der Névremont, Roux und Lustin Formationen wurden in grossem Masse als Baustein (Schnittstein) genutzt. Es ist möglich, diese Steine als Fenstersturz oder Türschwellen, etc. in zahlreichen alten Häusern (Goé, Limbourg, ...) wiederzufinden. Die Kalksteine der Lustin Formation wurden als Granulat zur Wiederherstellung des Wegenetzes nach dem zweiten Weltkrieg genutzt.

Man kann den Marbre de Baelen nicht unerwähnt lassen. Er ist in der Welt einzigartig. Er wurde in der Region Dolhain-Limbourg, am Ort «Les Forges», zwischen der ehemaligen Festung von Limbourg und Hévremont und in einer unterirdischen Grube unter dem Schloss von Limbourg abgebaut. Von DUMONT (1832) erwähnt, wurde dieser Marmor auch «Marbre de Baillou» am ersten und «Jaspe» am zweiten Fundort genannt (DAVREUX, 1833). Die tonigen, krinoidenführenden Kalklagen rötlicher Farbe werden auch stellenweise «Pierre Poitée» genannt.

Dieses Gestein ist als geschnittener Zierstein bekannt, man kann ihn gut polieren und er ähnelt manchen Variationen des roten Marmors des Frasnes. Die Historik seines Abbaus, seit dem 16. Jahrhundert bis 1940 wurde von GROESSENS (1981) und DREESEN (1986) aufgezeichnet: abgesehen von den zahlreichen lokalen Nutzungen (für die Oberstadt von

Limbourg, für Schwellen, Kamine, Fassaden, Tür- und Fenstereinrahmungen, für den Bau der Kirche von Baelen, Herstellung von Grabsteinen oder Zaunpfählen), wurde er auch für den Bau der Bahnhöfe von Verviers und Zeebrugge, für den Deich von De Haan, für das Denkmal von Victor Hugo in Waterloo oder für das Collège Saint Michel in Brüssel benutzt. Die Eingangsstufen zum Home St. François in Dolhain und ihre Strebepfeiler verdeutlichen am besten das Ergebnis der Nutzung dieses Marmors.

Die Kalksteine der Dolhain, Hastière und Landelies Formationen wurden in winzigen Steinbrüchen als Schnittstein abgebaut.

Zur Zeit werden die Breccie der Belle-Roche Formation und die Kalksteine der Terwagne, Moha und Lives Formationen in der Steingrube Dolhain-Calvaire zur Nutzung in der deutschen Zuckerindustrie abgebaut. Früher wurden sie für die Metallverarbeitung (Cockerill), als Baumaterial und zur Kalkherstellung genutzt.

- Dolomitstein

Die Dolomitsteine werden zur Zeit als Granulat in den Steinbrüchen Saint-Roch und Dolhain-Calvaire in Dolhain abgebaut.

- Sande

Die Sande des Oligozäns finden nur eine lokale Verwertung (kleine Sandgruben)

- Lehme

Sie wurden stellenweise zur Herstellung von Ziegelsteinen benutzt. Heute finden wir keine Spuren dieser Nutzung mehr.

- Torfe

Torf wurde an vielen Stellen als Heizmittel abgebaut.

- Metallerze

Verschiedene ältere Abbauorte und Indizien finden sich auf dem Kartenblatt. Sie werden seit dem 17. Jahrhundert erwähnt (DE LIMBOURG, 1770). Allgemeine Studien, die die Lagerstätten und die Zink-Blei Anhäufungen vom Verviers Synklinorium betreffen, wurden von DEJONGHE & JANS (1983) und von DEJONGHE et al. (1993) durchgeführt. Ausserdem wurde die Historik der Vielle-Montagne in der Ausbeutung und in der Zinkmetallurgie im alten Herzogtum von Limbourg durch LADEUZE et al. (1991) aufgezeichnet.

Die Mehrzahl der Zink-Blei Lagerstätten im Verviers Synklinorium entsprachen Adern in den Transversal-verwerfungen, die mit dem Einfallen des Rheingrabens in

Verbindung stehen. Die meisten und mit Sicherheit die wichtigsten (Tonnengehalt) dieser Gänge befanden sich in den karbonatischen Formationen des Tournai und des Visées, und häuften sich am stratigraphischen und/oder tektonischen Kontakt der lithologisch unterschiedlichen Formationen an. Die Mineralogie dieser Lagerstätten ist in der Regel recht einfach: es handelt sich meistens um Vergesellschaftungen von Zinkblende (ZnS), Bleiglanz (PbS), Pyrit oder Markassit (FeS2) und ihren Oxidationsprodukten. Unter diesen letzteren sollte man das Calamine erwähnen, eine Mischung aus oxidierten Zinkmineralien, karbonatischen Mineralien (Smithsonit) und Silikaten (Willemit und Hemimorphite), oft durch Eisenoxide (Limonite) und Tone verschmutzt.

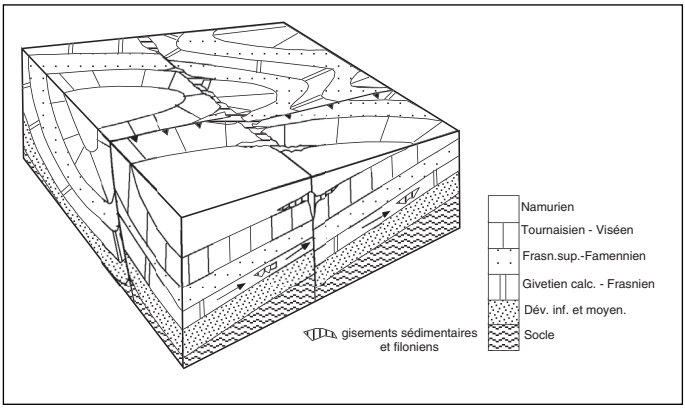

Abb. 17: Beispiel der Entstehung eines Gangs (nach DEJONGHE, 1990). Die Abbildung zeigt einen Gang in den Formationen des Tournais und des Visés mit einer Entwicklung von Erzanhäufungen an den Kontaktstellen von karbonatischen und terrigenen Gesteinen (stratigraphischer oder tektonischer Kontakt mit den Gesteinen des Famennes oder des Namurs). Die Metallerze stammen ausschliesslich vom Auswaschen der karbonatischen Gesteine des Givets und des Frasnes' durch Oberflächenwasser. Ein einfaches Modell ermöglicht es zu erklären, dass diese Wasserläufe von Transversalverwerfungen unterbrochen wurde, was dazu führte, dass sie sich entlang der Verwerfung verbreiteten (-> Gang). Die Erzanhäufungen bilden sich an den Kontaktstellen mit den darunterliegenden terrigenen Formationen.

Auf dem Kartenblatt Limbourg-Eupen sind die Zink-Blei Lagerstätten nicht sehr zahlreich und ihre wirtschaftliche Wichtigkeit unbedeutend. Wir erwähnen hier:

+ Eupen: Man kennt in der Agglomeration Eupen drei kleine Zink-Blei Lagerstätten. Zwei darunter (Hoock und Klosterberg) wurden unter dem Namen Concordia geführt, und die dritte unter dem Namen Meger oder Mager. Die Entdeckung von Zink und Blei wäre auf die Ausbeutung von Limonit durch die Concordia Gesellschaft zurückzuführen. Diese drei Lagerstätten, die in einer NO-SW Richtung auf einer Länge von ungefähr 700 m aneinandergereiht sind, befanden sich in den Kalksteinen und Shales

des Givet und des Frasnes. Die Anfrage für eine Konzession wurde im Jahre 1854 gestellt. Zwischen 1884 und 1902 wurden hier Untersuchungen durchgeführt. Die Arbeiten wurden zweifellos durch den Wohnungsbau in diesem Gebiet behindert. Es scheint sich aber durchaus zu bestätigen, dass die an den Tag gelegten Reserven keineswegs einen weiteren Abbau in diesem Gebiet rechtfertigt hätten.

+ Honthem: Es handelt sich um Pyritanhäufungen, die an den beiden Flanken der Mulde des Visé bei Honthem zu finden sind, und zwar am Kontakt zwischen den Kalksteinen und den Schiefern, wie die alten Minenpläne zeigen (siehe Beschreibung der Houiller Gruppe). Die Limonite an der Oberfläche (Krusteneisenstein) waren recht bedeutend. Zeugen dieser alten Ausbeutung (Mineneingang) sind heute noch in der Dolhain-Calvaire Steingrube sichtbar. DELMER (1913) zufolge, war das Erz sehr gut (45 bis 50 % Eisengehalt) aber es verwitterte im Untergrund. Die Konzession wurde im Jahre 1863 vergeben, um das Eisenerz auszubeuten. Der Abbau endete im Jahre 1876 in einer Tiefe von - 70m.

+ Membach: die schichtartige Mineralisation befindet sich in den dolimitisierten Kalksteinen der Roux Formation. Sie besteht aus drei aneinandergereihten Linsen in einer Länge von ungefähr 450 m entlang der Richtung der Schichten. Die Mineralvergesellschaftungen, die hier gefunden wurden, sind Zinkblende, Bleiglanz und Calamine. Die Konzession wurde 1824 vergeben, um das Calamine und ab 1851 ausserdem das Blei abzubauen. Der Abbau endete 1858. Die Produktion wird auf 5000 Tonnen Calamine, 100 Tonnen Bleiglanz und 1500 Tonnen Bleierz geschätzt (DEJONGHE et al., 1993). Im Jahre 1979 hat das Syndicat de Recherches à l'est de la Belgique (S.R.E.B.) eine geophysikalische Analyse vorgenommen, um die mögliche Verbreitung der bereits abgebauten Lagerstätten im Untergrund nachzuweisen, doch die Ergebnisse waren negativ. Um 45° geneigte Bohrungen, die in den Jahren 1980 und 1981 durchgeführt wurden, sollten die Mineralisation durchteufen. Obwohl sie hilfreiche Daten zur Stratigraphie lieferten (siehe Beschreibung der Névremont, Roux und Lustin Formationen), wurde keine Mineralisation durchteuft.

Andere Lagerstätten werden in der Literatur oder auf der geologischen Karte Limbourg-Hestreux-Brandehaeg im Massstab 1:40 000 (1895) erwähnt, aber sie haben wahrscheinlich keine wirtschaftliche Bedeutung:

+ Bilstain (in der Umgebung des Schlosses-Hofes): Blei und Zink werden auf der geologischen Karte Limbourg-Hestreux-Brandehaeg erwähnt. Diese Gebiet wurde vom Syndicat de Recherches à l'est de la Belgique (S.R.E.B.)

geochemisch untersucht. Die Nachforschungen haben im Jahre 1978 eine Blei-Zink Anomalie ergeben.

+ Les Hayettes (siehe Beschreibung der Houiller Gruppe): hier befinden sich ein Gang, der zur Prospektion vorangetrieben wurde, sowie einige Pyrit- und Bleiglanzspuren in einer Tiefe von - 50 m in der Nähe des Kontaktes zwischen dem Dolomitstein und der Schiefer.
+ Goé, FRANQUOY (1869) zufolge, befindet sich in der Umgebung von Pierresse eine kleine Limonitlagerstätte. Nach den Beschreibungen dieses Autoren wäre sie am Kontakt zwischen den Pépinster und Névremont Formationen zu finden. Das oolitische Hematit wäre auch in der Gemeinde abgebaut worden.
+ Jehanster, die Archive des Geologischen Dienstes und RENIER (1923, 1942) erwähnen im Süden von Jehanster einige Depressionen, darunter diejenige, die unter dem Namen «trou d'Hari-Pire» bekannt ist, die ehemalige Eisenerzabbaustellen darstellen. Es handelt sich hier sehr wahrscheinlich um die gleiche Stelle, die FRANQUOY (1869) als «Heid-li-vi» bezeichnet.
+ FRANQUOY (1869) erwähnt im Norden des Ortes Chaumont und im Südosten von Ewereville (im Fenster von Theux) das Vorkommen von «Anhäufungen von Mangan führendem Limonit», die seit dem Altertum erschöpt seien.

- Urananomalie:

Das Uranforschungsprogramm in Belgien (CHARLET et al., 1983, Alluvionsprospektion, hydrogeochemische und radiometrische Nachforschungen) hat einige Urananomalien (>2ppm) auf dem Kartenblatt gezeigt, und zwar im Stavelot Massiv, am Kontakt der La Gleize und Jalhay Formationen und im Weser Massiv.

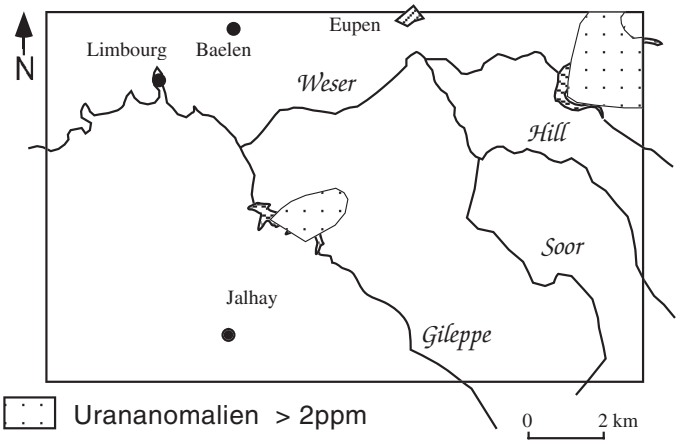

Abb. 18: Verbreitung der Urananomalien

7. Veröffentlichte Beschreibungen der Fundorte und Streckenbeschreibungen

Abgesehen von den auf dem Kartenblatt angegebenen und im Text zitierten Punkten, werden einige Fundorte der Karte im Band beschrieben, das sich innerhalb der Serie der Geologischen Führer mit Belgien befasst (ROBASZYNSKI & DUPUIS, 1983):

- Itinéraire 2, Première journée (F.GEUKENS): géologie aux environs du lac d'Eupen (La Venne, Gleize, Jalhay und Marteau Formationen, mit dem Poudingue de Quarreux, Punkte 1 und 2).

Weitere Aufschlüsse wurden auch von RICHTER (1985) beschrieben.

Références bibliographiques
Bibliographische Referenzen

ADERCA, B., 1932
Tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **55** : M37-72.

ALBRECHT, K., 1971
Quantitative-geometrische Untersuchungen des Faltenbaues im Massiv von Stavelot-Venn bei Eupen (Belgien). *Geol. Mitt.*, **11** : 1-136.

ALEXANDRE, J., 1953
Les dépôts de la basse terrasse de la Vesdre à Béthane. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **76** : 169-180.

ANCION, C. & EVRARD, E., 1957
Contribution à l'étude des failles Monty, Mouhy et d'Ostende dans la partie orientale du Massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXX** : B477-488.

ANCIAUX, F., 1950
Explorons nos cavernes. Ed. Guide de la Nature, Dinant, 315 p.

ANDERLE, H. J., R., B., BORTFELD, R., BOUCKAERT, J., BÜCHEL, G., DOHR, G., DÜRBAUM, H. J., DURST, H., FIELITZ, W., FLÜH, E., GUNDLACH, T., HANCE, L., HENK, A., JORDAN, F., KLÄSCHEN, D., KLÖCKNER, M., MEISSNER, R., MEYER, W., ONCKEN, O., REICHERT, C., RIBBERT, K. H., SADOWIAK, P., SCHMINCKE, H. U., SCHMOLL, J., WALTER, R., WEBER, K., WEIHLRAUCH, U. & WEVER, T., 1991
Results in the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, **106** : 203-227.

ASSELBERGHS, E., 1927
Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, **XXXVII** : 123-143.

ASSELBERGHS, E., 1944
L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIII** : 145-212.

ASSELBERGHS, E., 1945
Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre. *Bull. Acad. roy. Belgique, 5è série*, **29** : 743-758.

BELLIERE, J., 1953
Note sur le calcaire famennien de Baelen et ses Stromatactis. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **76** : 115-128.

BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CAMELBEEK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P. J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J. W. M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZINSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 1991a
The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2** : 53-73.

BLESS, M. J. M., DEMOULIN, A., FELDER, P. J., JAGT, J. W. M. & REYNDERS, J. P. H., 1991b
The Hautes-Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2** : 75-101.

BOONEN, P., 1979
Une faune à conodontes du Tournaisien dans le massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 127-130.

BOONEN, P. & VAN STEENWINKEL, W., 1980
Le Tournaisien du sondage de Fays et la paléogéographie du Tournaisien inférieur dans la région de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **103** : 183-195.

BOUCKAERT, J., 1967
Namurian transgression in Belgium. *Ann. soc. géol. Pologne*, **37** : 145-150.

BOUCKAERT, J., CONIL, R. & THOREZ, J., 1967
Position stratigraphique de quelques gîtes famenniens à Foraminifères. *Bull. Soc. belge Géol.*, **LXXV/2** : 159-175.

BOULVAIN, F., 1993
Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **260** : 427 p.

BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, P., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991
Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **30** : 106 p.

CAMELBEEK, T., 1990
L'activité seismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de séismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/2** : 347-365.

CAMERMAN, C., 1961
Les pierres naturelles de construction. *Ann. Trav. Publics*, **4 1960/61** : 5-51.

CHAPELIER, A., 1957
Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXX** : 379-394.

CHARLET, J. M., DEJONGHE, L., DE WITTE, S. M., DRUMEL, B., HENRY, J., HERBOSCH, A., LEFIN, J. P. & MARTIN, H., 1983
Reconnaissance survey for uranium in the Belgian Paleozoic. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **1983/1 (196)** : 190 p.

CNUDDE C., DEJONGHE L.& MAMET B., 1986
Paléogéographie des formations givetiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1986/2**, 45 p.

COEN, M., 1986
Réponse à Paul Michot. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 33-54.

COEN, M., 1989
Coupe à travers les massifs renversés du nord la Fenêtre de Theux. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 27

COEN, M., COEN-AUBERT, M. & CORNET, P., 1976
Distribution et extension stratigraphique des récifs à "*Phillipsastrea*" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XCVI** : 325-331.

COEN-AUBERT, M., 1970
Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **93** : 383-395.

COEN-AUBERT, M., 1974
Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Bull. Acad. roy. Belgique*, **XVIII/2** : 146p.

COEN-AUBERT, M., 1982
Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belgique*, **54/6** : 1-65.

COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., CNUDDE, C. & TOURNEUR, F., 1985
Étude stratigraphique et géochimique de trois sondages effectués à Membach (Massif de la Vesdre) *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1985/10 (223)** : 57 p.

COEN-AUBERT, M. & LACROIX, D., 1979
Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 269-279.

CONIL, R., 1964
Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (révision des limites sous l'aspect micropaléontologique (en collaboration avec LYS, M. & PAPROTH, E.)) *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, XV : 105 p.

CONIL, R., DICKENSTEIN, J. & DRICOT, E., 1961
Le biostrome strunien du massif de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Géol.*, **70** : 28-34.

CONIL, R. & GRAULICH, J. M., 1963
Étude sédimentologique du passage des sédiments détritiques du Famennien aux sédiments carbonatés du Tournaisien. *Sixième Congrès International de Sédimentologie, livret-guide de l'excursion G, 2e partie*,

CONIL, R. & GRAULICH, J.-M., 1970
Les sondages d'étude et d'injection du viaduc 62 (Welkenraedt) de l'autoroute E5. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/4** : 68 p.

DAVREUX, 1833
Essai sur la constitution géognostique de la Province de Liège. Bruxelles, Hayez : 298 p.

DE BROYER, C., THYS, G. & FAIRON, J., 1993
Atlas du Karst Wallon : Province de Liège, Commission Wallone d'Étude et de Protection des Sites Souterrains, Bruxelles, 3 vol.

DEJONGHE, L., 1987
Lithogéochimie des sédiments de plate-forme déposés au Sud du Massif du Brabant (Belgique) pendant le Mésodévonien et le Frasnien. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **23** : 147 p.

DEJONGHE, L., 1990
La minéralisation Ba, (Zn, Pb) de Chaudfontaine (Synclinorium de Verviers). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **28** : 199 p.

DEJONGHE, L. & JANS, D., 1983
Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. Rech. min.*, **470** : 3-24.

DEJONGHE, L., LADEUZE, F. & JANS, D., 1993
Atlas des gisements plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **33** : 1-483.

DE LIMBOURG, R., 1770
Mémoire sur l'histoire naturelle d'une partie du Pays Belgique. *Mém. de l'Acad. imp. et roy. des Sciences et Belles-lettres de Bruxelles*, **I** : 361-410.

DELMER, A., 1913
La question du minerai de fer en Belgique. *Ann. Min. Belgique*, **18** : 1-108.

DEMOULIN, A., 1987
Les sables oligocènes du plateau des Hautes-Fagnes : une synthèse. *Ann. Soc. géol. Belgique* , **96/1** : 81-90.

DEMOULIN, A., 1988a
Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du Massif Ardennais. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 209-216.

DEMOULIN, A., 1988b
Cenozoic tectonics on the Hautes Fagnes plateau (Belgium). *Tectonophysics*, **145** : 31-41.

DEMOULIN, A., 1989
Les transgressions oligocénes sur le Massif Ardenne-Eifel. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/1** : 215-224.

DETHIER, P., 1982
Phénomènes karstiques dans la région verviétoise. Mém. Lic. géog. inédit, U.Lg., 128p.

DEWALQUE, G., 1880
Marbre à crinoïdes des Forges appartenant à l'étage des Psammites du Condroz. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **8** : 121-124.

DEWALQUE, G., 1898
Les schistes à *Spiriferina octoplicata*, T1b, à Dolhain. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **XXV** : L-LII.

DEWALQUE, G., 1898
Un gîte de sable oligocéne dans l'Hertogenwald. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **XXV** : XXV-XXVI.

DEWALQUE, G., 1901
Limbourg-Hestreux-Brandehaeg : Feuille 136 de la carte géologique de Belgique (échelle du 40 000e), Inst. Cartogr. Militaire, Bruxelles.

D'HEUR, M., 1970
Étude sédimentologique du Givetien du Massif de la Vesdre *Ann. Soc. géol. Belgique*, **93** : 509-522.

DREESEN, R., 1978
Position stratigraphique de la formation de Souverain-Pré dans le Synclinorium de Dinant et le Bassin de la Vesdre. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **1978/2 (150)** : 74 p.

DREESEN, R., 1982
Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa 1b-Fa 2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **105** : 105-129.

DREESEN, R., 1984
Stratigraphic correlations of Famennian oolitic ironston in the Havelange (Dinant bassin) and Verviers boreholes (Vesdre massif) (Upper Devonian, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, **93/1-2** : 197-211.

DREESEN, R., 1986
Origine et histoire géologique du "Marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (Vallée de la Vesdre, Province de Liège). *Pierre et Marbre.*, **oct.- nov.- déc. 1986** : 5-8.

DREESEN, R., 1988
Stop A11 of Field Triep A2, *In* First International Senckenberg Conference and 5th European Conodont Symposium (ECOS V), Contributions I. *Cours. Forsch. Inst.-Senckenberg* , **102** : 74-75.

DREESEN, R., 1989
The «*Cheiloceras* Limestone», a Famennian (Upper Devonian) event stratigraphical marker in Hercynian Europe and northwestern Africa ? *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/2** : 127-133.

DREESEN, R., BLESS, M., CONIL, R., FLAJS, G. & LASCHET, C., 1985
Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the «Marbre rouge à crinoïdes de Baelen» (late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **108** : 311-359.

DUBOIS J., 1982
Cavités karstiques de la Province de Liège. (Inventaire des phénomènes karstiques pénétrables tels que abîme, abri, caverne, chantoir, faille, grotte, puits et trou.). *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **1982/1 et 2 (187,188)**, 217 p. et 184 p.

DUBRUL, L., 1954
Le Frasnien dans le massif de la Vesdre. *In* Prodrome d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série Soc. géol. Belgique* : 169-177.

DUMONT, A., 1832
Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. cour. Ac. roy. Sc.*, **VIII** : 374 p.

DUMONT, A., 1855
Carte géologique de Spa, Theux et Pépinster (échelle du 20 000 ème), Etablissement géographique Ph. Van der Maelen, Bruxelles.

DUSAR, M. & DREESEN, R., 1976
Étude biostratigraphique du Famennien inférieur dans les environs de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **99** : 543-564.

DVORAK, J., 1973
Die Quergliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antklinorium. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **143** : 132-152.

EK, C., 1969
Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique. Thèse doct. inédite U.Lg.

FELDER, W. M., 1975
Lithostratigraphische van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid Limbourg en het aangrenzende gebied. *In* ZAGWIJN, W. H. & VAN STAALDUINEN, C. J. (Eds.), Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, *Rijks Geol. Dienst* : 63-75.

FOURMARIER, P., 1905
La limite méridionale du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl., Liège*, 479-495.

FOURMARIER, P., 1927
L'allure du Dévonien entre Pépinster et les Forges Thiry. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **L** : B208-214.

FOURMARIER, P., 1941
Faille de Soiron et faille de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXIV/3** : B65-71.

FOURMARIER, P., 1943
La faille de Pépinster dans le Ry de Mosbeux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **66** : B148-150.

FOURMARIER, P., 1949
Le faciès «macigno de Souverain-Pré» du Famennien dans la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **73** : B49-52.

FOURMARIER, P., 1950
Compte-rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie tenue à Liège, Theux et Spa du 15 au 17 septembre 1950. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **73** : 151-218.

FOURMARIER, P., 1953
La position stratigraphique du "Marbre de Baelen". *Ann. Soc. géol. Belgique*, **77** : 29-37.

FOURMARIER, P., 1954
Le Mésodévonien. *In* Prodrome d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série Soc. géol. Belgique* : 119-141.

FOURMARIER P., 1958
Carte géologique de la Belgique à 1/25.000. Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa (n°148). Bruxelles : Impr. Hayez.

FOURMARIER P., 1958
Louveigné-Spa : Feuille 148 de la carte géologique de Belgique à 1/25 000, Inst. Cartogr. Militaire, Bruxelles

FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1955
Les failles transversales dans la région de la Gileppe. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique, 5ème série*, **XLI** : 540-550

FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1956
Note complémentaire sur la géologie des environs du lac de la Gileppe. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique, 5ème série*, **XLII** : 19-20.

FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1958
Les failles de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **81** : 543-568.

FOURMARIER, P. & DUBRUL, L., 1958
La faille de Walhorn, son prolongement vers l'ouest, sa signification tectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **81** : 345-358.

FRANQUOY, 1869
Description des gîtes, caractère minéralogique et teneur des minerais de fer de la province de Liège. *Rev. univ. Mines*, **XXV** : 1-73.

FRANQUOY, F., 1869
Extrait de la carte géologique de A. Dumont avec un tracé des gisements de fer de la Province de Liège, Carte jointe au mémoire couronné au concours de 1868 de l'Association des Ingénieurs sortis de Liège, *Annuaire de l'A.I.Lg.*, **XI**.

GEUKENS, F., 1984
Hercynische invloed op noord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet.*, **46** :1-21.

GEUKENS, F., 1986
Carte géologique du Massif de Stavelot au 1 100 000e (approximativement), jointe à sa publication, *Aardk. Meded.*, **3**

GEUKENS, F., 1986
Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardk. Meded.*, **3** : 15-30.

GEUKENS, F., 1989
Observations structurales entre La Reid et Surister (Massif de Theux). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/1** : 191-196.

GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANCE L., MEILLIEZ F., STAINIER P.& STEEMANS P., 1994
Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **38** : 144 p.

GRAULICH, J. M., 1949
Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **72** : B93-B124.

GRAULICH, J. M., 1951
Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : B163-B186.

GRAULICH, J. M., 1960
Observations sur la faille «Gileppe Sud». *Bull. Soc. belge Géol.*, **69** : 15-23.

GRAULICH, J. M., 1963a
Mise au point au sujet d'une fenêtre reconnue entre Welkenraedt et Eupen. *Bull. Soc. belge Géol.*, **71/2** : 174-181.

GRAULICH, J. M., 1963b
Excursion du 15 juin 1963, visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **86** : B589-598.

GRAULICH, J. M., 1970
La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre La Saute et Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/5** : 17p.

GRAULICH, J. M., 1979
Les sondages d'étude des fondations du viaduc de Polleur. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1979/10 (166)** : 34 p.

GRAULICH, J. M., 1984
Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Juslenville. Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 45-49.

GRAULICH, J. M., 1986
Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la faille des Aguesses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 27-31.

GRAULICH, J. M. & DEJONGHE, L., 1986
Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 35-43.

GRAULICH, J. M., DEJONGHE, L. & CNUDDE, C., 1984
La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 79-82.

GRENADE, H., 1895
Sur le Hervien de Stembert *Ann. Soc. géol. Belgique*, **XXIII** : LXXVII-LXXX.

GROESSENS, E., 1981
L'industrie du marbre en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XXXI** : 219-253.

GULLENTOPS, F., 1987
The Maastrichtian sea level rise. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109/2** : 363-365.

GULLENTOPS, F., 1988
Waarheen met het Tongrien? *Bull. Soc. belge Géol.*, **96** : 357-368.

HANCE, L., DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M. & STEEMANS, P., 1996
La Formation de Pépinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pépinster et Eupen (Belgique)- contexte structural et stratigraphique *Ann. Soc. géol. Belgique*, **117** : 75- 93.

HANCE, L., DEJONGHE, L., GRAULICH, J.-M. & STEEMANS, P., 1989
Géologie de l'autoroute E42 Verviers Saint-Vith à Heusy et à Ensival. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **1989/2 (236)** : 56 p.

HANCE, L., DEJONGHE, L. & STEEMANS, P., 1992
Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 119-134.

HEDBERG, H., 1976
Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Paris, Doin : 233 p.

HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995
The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif- a balanced cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1995, H2** : 9 -104.

JONES, L., 1948
Le levé gravimétrique de la Belgique 1947-1948. *Bull. Soc. belge Géol.*, **57** : 568-575.

JUVIGNE, E., 1979
L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeitschr. f. Geom.*, **23/3** : 291-300.

KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P., 1969
Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, **8** : 327-388.

KLEIN, C., 1977
La limite méridionale de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *C.R. Acad. Sc., Paris, Série D*, **284** : 425-427.

KNAPP, G., 1978
Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 und Erläuterungen, *Geol. L.- Amt Nordrh.- Westf.*, Krefeld.

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991a
La Vieille-Montagne, l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans l'ancien duché de Limbourg. *Bull. trimest. Crédit communal*, **178**, **1991/4** : 15-34.

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991b
Historique de l'exploitation des gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique : le rôle de la "Vieille-Montagne". *Chron. Rech. min.*, **503** : 37-50.

LAMENS, J., 1985
Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian (Tremadocian- Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sedim. Geol.*, **44** : 121-142.

LAMENS, J., 1986
Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardk. Meded.*, **3** : 125-138.

LAMENS, J. & GEUKENS, F., 1985
Sedimentary structures in the Lower Salmian of the Stavelot Massif (Belgium) as indications of turbidite sedimendation. *Bull. Soc. belge Géol.*, **94/1** : 29-40.

LOMBARD, A., 1957
La série calcaire de Baelen (Famennien, Belgique) et son évolution. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **80** : 431-447.

MACAR, P. & CALEMBERT, L., 1938
Observations sur les couches d'oligiste oolithique du Famennien de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **62** : 35-51.

MICHOT, P., 1980
Belgique. Introduction à la géologie générale. *In* Livret-guide 26ème Congr. Géol. Intern., Paris : 483-576.

MICHOT, P., 1988
Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 101-188.

MICHOT, P., 1989
Synclinorium de Herve versus «Synclinorium de Verviers». Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/1** : 7-25.

NEUMANN-MAHLKAU, P., 1970
Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geol. Mitt.*, **9** : 311-356.

PAHAUT, P. & OLDENHOVE de GUERTECHIN, F. P., 1961
Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette de Limbourg 136W. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAHAUT, P. & OLDENHOVE de GUERTECHIN, F. P., 1962
Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette d'Eupen 136E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAPROTH, E., CONIL, R., BLESS, M. J. M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., Ch., D., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G., HAHN, R., O., H., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M. & VIESLET, J. L., 1983a
Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 185-239.

PAPROTH, E., DUSAR, M., BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., DELMER, A., FAIRON-DEMARET, M., HOULLEBERGHS, E., LALOUX, M., PIERARD, P., SOMERS, Y., STREEL, M., THOREZ, J. & TRICOT, J., 1983b
Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 241-283.

PISSART, A., 1995
L'Ardenne sous le joug du froid. *In* DEMOULIN, A. (Ed.), L'Ardenne- Essai de Géographie physique, Ed. Département de Géographie physique de l'Université de Liège, 136-154.

PISSART, A. & JUVIGNE, E., 1980
Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **103** : 73-86.

PISSART, A. & LAMBOT, P., 1990
Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112** : 495-504.

PLAUMAN, S., 1985
The gravity field of the Northern Eifel and the Hohes Venn. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171/3** : 459-467.

RENIER, A., 1908
Troisième note sur les terrasses de la vallée de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **36** : 255-258.

RENIER, A., 1923
Quelques points remarquables du massif de Theux sur la planchette Limbourg. *Bull. Soc. belge Géol.*, **32** : 105-115.

RENIER, A., 1929
Observations sur les terrasses fluviatiles de la vallée de la Vesdre aux environs d'Eupen. *Ann. Soc. scient. Brux.*, **49/B4** : 334-337.

RENIER, A., 1942
Contribution à l'élucidation de la notion de direction en géologie : comment se combinent plissements et charriages. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **65** : M173-212.

RENIER, J. S., 1895
La grotte de la Chantoire dite Trou des Sottais. Hayez, Bruxelles, 27 p.

RIBBERT, K.S., 1992
Geologische Karte und Erläuterungen zu Blatt C 5502 Aachen, *Geol. Kt. Nordrh.- Westf. 1* : *100 000* , Krefeld.

RICHTER, D., 1985
Aachen und umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlg. Geol. Führer*, **48**, 302 p.

ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, C., 1983
Belgique. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson, 204 p.

SARTENAER, P., 1957a
La découverte en Belgique de la zone à Cheiloceras. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXX** : B436-470.

SARTENAER, P., 1957b
A propos d'un faciès particulier de la Formation de Souverain-Pré. *Bull. Soc. belge Géol.*, **66** : 138-151.

SCHUMACKER, R. & NOIRFALISE, A., 1979
Les Hautes Fagnes. Fédération du tourisme de la province de Liège et «Parc Naturel Hautes Fagnes- Eifel», 46 p.

STAINIER, X., 1893
Marbre rouge à crinoïdes dans le Famennien de la Lesse. *Bull. Soc. belge Géol.*, **7** : 177.

STEEMANS, P. & GERRIENNE, P., 1984
La micro- et macroflore du Gedinnien de la Gileppe. Synclinorium de la Vesdre, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **107** : 51-71.

SWENNEN, R., 1986
Lithogeochemistry of Dinantian carbonates in the Vesdre Basin (Verviers synclinorium, E-Belgium) and its relations to paleogeography, lithology, diagenesis and Pb-Zn mineralizations. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. & Sch. Kunsten België, Kl. Wet.*, **48/2** : 66-108.

SWENNEN, R. & VIAENE, W., 1986
Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Visean (Lower Moliniacian) of the Verviers synclinorium. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 89-99.

SWENNEN, R., PEETERS, C., MUCHEZ, P., MAES, K. & VIAENE, W., 1988
Sedimentological and diagenetic evolution of Dinantian carbonates (dolomitization, evaporite solution collapse breccias, paleosols and palisade calcite). *In* Int. Assoc. Sediment., 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook- Leuven, Belgium. *Service géologique de Belgique* : 77-97.

TIHON, F., 1897
Recherches préhistoriques dans la vallée de la Vesdre. *Ann. Soc. Arch. Brux.*, **XI** : 41-47.

THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986
A model of a regressive depositional system around the Old Red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 285-323.

THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M., 1977
Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et paléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **28/2** : 17-32.

VAN THOURNOUT, F., 1986
Overschuivingstektoniek in de Gileppestreek. *Aardk. Meded.*, **3** : 269-276.

VANDENBERGHE, N., 1983
Évaluation des réserves en argiles dans la région de Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1983/4 (199)** : 17 p.

VANDENVEN, G., 1977
Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS- 1 (Landsat 1). *Bull. Soc. belge Géol.*, **86/1** : 51-56.

VANGUESTAINE, M., **1992**
Biostratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 1-18.

VARLAMOFF, N., 1937
Stratigraphie du Viséen du Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **60** : M133-188.

VIEILLE-MONTAGNE, sans date
Carte géologique générale de la Vieille-Montagne à 1/25 000. *Geogr. lith. Inst. u. Steindr. v. Wilhelm Greve*, Berlin S.W.

VON HOEGEN J., LEMME B., ZIELENSKI J.& WALTER R., 1985
Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif : a model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171(1-3)** : 217-235.

WALTER R., 1980
Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its adjoining areas. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2)** : 14-25.

Annexe 1: Localisation des captages

Dénomination locale du captage	Commune	X	Y
Jean Sans Peur	Dison	258700	146812
Ru de Bilstain - Jean Sans Peur	Limbourg	258741	146818
Ru de Bilstain - Jean Sans Peur	Dison	258682	146833
Chemin de Verviers	Verviers	260512	145136
Al' Trappe	Limbourg	261834	145894
Medael	Baelen	263073	147593
Heuvel - Puits	Baelen	263315	147215
Runschen - Heuvel- drain	Limbourg	263353	147220
Rull Tack - galerie	Limbourg	260784	143411
Fonds Hallot - Bois Hevremont	Limbourg	261890	143614
Brondt - Hertogenwald	Baelen	265720	144531
Hutte	Eupen	268945	145606

Ministère de la Région Wallonne 1995
Division de l'eau
X, Y, Coordonnées LAMBERT

Anhang 1: Lokalisierung der Wassergewinnungstellen

örtliche Benennung der Wassergewinnungstelle	Gemeinde	X	Y
Jean Sans Peur	Dison	258700	146812
Ru de Bilstain - Jean Sans Peur	Limbourg	258741	146818
Ru de Bilstain - Jean Sans Peur	Dison	258682	146833
Chemin de Verviers	Verviers	260512	145136
Al' Trappe	Limbourg	261834	145894
Medael	Baelen	263073	147593
Heuvel - Puits	Baelen	263315	147215
Runschen - Heuvel- drain	Limbourg	263353	147220
Rull Tack - galerie	Limbourg	260784	143411
Fonds Hallot - Bois Hevremont	Limbourg	261890	143614
Brondt - Hertogenwald	Baelen	265720	144531
Hutte	Eupen	268945	145606

Ministerium des Wallonischen Region 1995
Abteilung Wasser
X, Y, LAMBERT Koordinaten

Farben- und Zeichenerklärung - *Verklaring* - Legend

Formatiegrens- *Geological boundary*

Begrenzing onder bedekking- *Geological boundary under covering*

Breuk- *Fault*

Overschuiving- *Overthrust*

Breuk onder bedekking- *Fault under covering*

Synclinale as- *Synclinal axis*

Anticlinale as- *Anticlinal axis*

Strekking en helling (a) : normaal hellende lagen- *Strike and dip (a) : inclined strata*

Strekking : verticale lagen- *Strike of vertical strata*

Strekking en helling (a) : overhellende lagen- *Strike and dip (a) : overturned strata*

Horizontale lagen- *horizontal strata*

Strekking en helling (a) : druksplijting- *Strike and dip (a): cleavage*

Strekking: verticale druksplijting-*Strike : vertical cleavage*

Asduiking van de plooien (Massief van Stavelot) - *Plunge of folds (Stavelot Massif)*

Ijzeren hoed- *Gossan*

Loodhoudende mineralisatie- *Lead ore deposits*

Zinkhoudende mineralisatie- *Zinc ore deposits*

Doline- *Doline*

Grot- *Cave*

Verdwijngat- *Streamsink*

Karstbron- *Resurgence*

Steengroeve in uitbating- *Working quarry*

Verlaten steengroeve- *Disused quarry*

Opgevulde steengroeve- *Filled quarry*

Oude mijn- *Old mine*

Opgevulde mijn- *Filled old mine*

Schuine boring (a : basis van het dekterrein, b : lengte van het boorgat)-
Inclined borehole (a : thickness of the superficial deposits, b : length of the borehole)

Waterwinning- *Water-catchment*

LEGENDE - LEGEND

AMO

Recent alluvium: grind en zand
Recent alluvial deposits: gravels and sand

ALA

Oud alluvium: keihoudende en zandige leem.
Ancient aluvial deposits : silt with sand and gravel.

TRB

Veen.
Peat deposits.

SBL

Kleiige en zandige afzettingen (opvulling van karstholten, en resten van deklagen).
Sand and clay filling karst depressions.

P

Steenopeenhopingen (Massief van Stavelot).
Stone drift (Stavelot Massif).

Dik verweringsmateriaal.
Thick weathering crust.

VAA

Formatie van Vaals (Boven Krijt, Campaan): fossielhoudende klei en mergel.
Vaals Formation (Upper Cretaceous, Campanian) : fossiliferous clays and marls.

HOU

Groep van het Steenkoolterrein
zwarte schiefers (kleisteen, siltsteen) en bleke zandsteen.
Coal Measures Group :
black shales and siltstones, light coloured sandstones.

JUS

Groep van Juslenville:
De Formatie van Seilles is niet zichtbaar.
Formatie van Lives: donkergrijze ritmisch gelaagde kalksteen met stromatolietische banden aan de top van de sequenties in het onderste deel van de formatie, en met chertknollen in het bovenste deel.
Juslenville Group :
Lives Formation : dark grey stratified limestones forming sedimentary sequences, with stromatolithic top in the lower post of the formation. Cherts are concentrated in the upper part. The Seilles Formation is not outcropping.

BBN

Groep van Bay-Bonnet:
Formatie van Moha: lichtgrijze grofkorrelige kalksteen, meestal oölietisch en massief, (Dison facies: donkergrijze tot zwarte middelmatig tot grofkorrelige kalksteen, in metersdikke banken)

Formatie van Terwagne: donkergrijze tot zwarte fijne tot grofkorrelige kalksteen in banken, één tot meerdere meters dik.
Formatie van de Breccie van Belle-Roche: kalksteenbreccie.
Bay-Bonnet Group :
Moha Formation : thick-bedded coarse-grained limestones, light grey, generally oolitic (Dison facies : thick-bedded medium- to coarse-grained limestones, dark grey to black)
Terwagne Formation : fine- to coarse-grained limestones, dark grey to black, medium- to thick-bedded.
Belle-Roche Breccia Formation: limestone breccia.

BIL

Groep van Bilstain:
Formatie van het Dolomiet van de Vesder: donkergrijze tot bruine dolomiet en crinoïdendolomiet met chertbanden en verkiezelde knollen en met verkiezelde fossielen; aan de top dolomietbreccie (Lid van Walhorn).
Formatie van Landelies: donkergrijze fijne tot grofkorrelige crinoïdenkalksteen in banken van tientallen centimeters tot een meter dik.
Formatie van Pont d'Arcole: grijsbruine tot zwarte schiefer (shale), donkergrijze kalksteen in decimetersdikke banken.
Formatie van Hastière: donker grijsblauwe middelmatig tot grofkorrelige kalksteen in metersdikke banken.
Bilstain Group :
Vesdre Dolomites Formation : dark grey to brown dolomites and crinoidal dolomites with cherts and siliceous nodules, silicified fossils; dolomitic breccia in the upper part (Walhorn Member).
Landelies Formation : dark grey fine-grained crinoidal limestones, thin- to medium-bedded.
Pont d'Arcole Formation : grey-brown to black shales and dark grey decimetre-thick-bedded limestones.
Hastière Formation : dark grey-blue, medium- to coarse-grained limestones, thick-bedded.

DOL

Formatie van Dolhain: kalkhoudende zandsteen en crinoïdenkalksteen met stromatoporen (3 biostromen), schiefer (kleisteen, siltsteen).
Dolhain Formation : calcareous sandstones and crinoidal limestones with stromatoporoids (3 biostromes), shales and siltstones.

ME

Formaties van Montfort en Evieux:afwisseling van glimmer-, veldspaat- en kalkhoudende zandsteen en grijze schiefer (siltsteen en kleisteen). In het bovenste deel overwegend schieferig (dikwijls met een roodachtige tint) en kalkhoudend (zandige kalksteen, dolomietzandsteen, dolomiet). Niveaus met kalkknollen en horizonten met merkwaardige pseudonodulen.
Montfort and Evieux Formations : alternating micaceous, feldspathic and calcareous sandstones with grey shales and siltstones. The upper part is more shaly (red-coloured) and calcareous (calcareous and dolomitic sandstones, dolomites); locally, limestone nodules and ball-and-pillow structures.

SVP

Formatie van Souverain-Pré:fijnkorrelige zandsteen en siltsteen met kalkknollen, kalksteen en zandsteen.
Souverain-Pré Formation : fine-grained sandstones and siltstones with limestone nodules, limestones, sandstones.

BAE

Lid van Baelen : fijnkorrelige gerubifieerde rode kalksteen in massieve banken met lensvormige tussenlaagjes uit blekere crinoïdenkalksteen.
Baelen Member : fine-grained limestones, red-coloured, thick-bedded, including lenses of lighter crinoidal limestones.

ESN

Formatie van Esneux: grijze tot olijfgroene fijnkorrelige min of meer kleihoudende zandsteen, in centimetersdikke bankjes, plaatselijk decimetersdik.
Esneux Formation : olive-grey, fine-grained argillaceous limestones, thin-bedded.

HOD

Formatie van Hodimont: grijze groenachtige of paarsachtige glimmerhoudende schiefer (siltsteen) met decimeter tot meerdere decimetersdikke niveaus met rood oölietisch hematiet en niveaus met kalkhoudende knollen.
Hodimont Formation : grey-green or purple micaceous siltstones, including limestone nodules and decimetre-thick layers of red oolitic hematite.

LAM

Formatie van Lambermont: groenachtige schiefer (kleisteen en siltsteen), organoklas tische kalksteen met *Frechastraea* en *Phillipsastrea*, rood- en groenkleurige knollige schiefer.

Lambermont Formation : green shales and siltstones, bioclastic limestones with Frechastraea and Phillipsastrea and nodular shales red-green party-coloured.

AIS

Formatie van Aisemont: donkergrijze tot zwarte schiefer (kleisteen), lichtgrijze kalkschiefer en organoklastische subnodulaire kalksteen met *Frechastraea* en *Phillipsastrea* (biostromen).
Aisemont Formation : dark grey to black shales, calcareous shales and nodular light grey bioclastic limestones with Frechastraea and Phillipsastrea (biostromes).

LUS

Formatie van Lustin: biostromenkalksteen (stromatoporen, koralen), fijnkorrelige, gelamineerd of subnodulair en organoklastische kalksteen.
Formatie van Nismes: schiefer (kleisteen) met enkele kalkige niveaus.
Formatie van Presles: kleiige kalksteen en dolomiet, vaak doordrongen met oölietisch hematiet.
Lustin Formation : biostromal limestones (stromatoporoids, corals), fine-grained limestones, laminated or nodular and bioclastic.
Nismes Formation : shales with some calcareous layers
Presles Formation : argillaceous limestones and dolomites, impregnated with oolitic hematite

ROU

Formatie van Roux: schiefer (kleisteen) of glimmerhoudende zandsteen aan de basis, dolomiet, organoklastische kalksteen, fijnkorrelige gelamineerde kalksteen.
Roux Formation : Shales or micaceous sandstones in the lower part, dolomites, bioclastic limestones, fine-grained laminated limestones.

NEV

Formatie van Névremont: licht grijze fijnkorrelige kalksteen, gelamineerd aan de basis en erboven organoklastische kalksteen.
Névremont Formation : Light grey fine-grained laminated limestones in the lower part, bioclastic limestones in the upper part.

PER

Formatie van Pépinster: wijnrode schiefer (kleisteen en siltsteen), groene zandsteen, witte gekaoliniseerde, grindhoudende en conglomeraathoudende zandsteen.
Pépinster Formation : wine-red-coloured shales

and siltstones, green sandstones and white kaolinitic sandstones, coarse-grained and conglomeratic.

VIC

Formatie van Vicht: conglomeraat met kwarts- of kwartsiet-elementen, maximaal een vuist groot.
Vicht Formation : conglomerate consisting of quartz and quartzite pebbles and cobbles.

ACO

Formatie van Acoz: afwisseling van wijnrode, groene of bonte schiefer (siltsteen) en zandsteen met metersdikke bleke kwartsiet platen aan de basis.
Acoz Formation : alternating wine-red-coloured, green or mottled siltstones and sandstones, including plurimetre-thick light-coloured quartzite layers in the lower part.

BAU

Bois d'Ausse Formation : medium- to coarse-grained sandstones, slightly kaolinitic, with shale pebbles and dark shales. Locally, calcareous nodules and wine-red-coloured layers.
Formatie van Bois d'Ausse: grijsachtige, vaak gekaoliniseerde middelmatig tot grofkorrelige zandsteen, niveaus met schieferrolstenen, donker grijze schiefer (kleisteen en siltsteen); plaatselijk kalkige knollen en wijnrode tussenschakelingen.

MAR

Formatie van Marteau: afwisseling van wijnrode en bonte schiefer (silt steen), olijfgroene zandsteen en siltsteen vooral aan de top; talrijke niveaus met kalkige knollen.
Marteau Formation : alternating siltstones wine-red-coloured and mottled, olive-green siltstones and sandstones more developed in the upper part; numerous layers with calcareous nodules.

Formatie van Jalhay
Jalhay Formation

SPA

Lid van Spa: donker grijsblauwe tot grijsgroenachtige zandige kwartsofyllade.
Spa Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"), dark grey-blue to grey-green.

SLW

Lid van Solwaster: donkere groenblauwe kwartsofyllade, zwarte of groenblauwe fyllade, zandige banken aan de basis, fossielhoudende niveaus (graptolieten).
Solwaster Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"), dark green-blue, black or green-blue slates. Sandstone beds

in the lower part; fossiliferous layers (graptolites).

GLE

Formatie van La Gleize: zwarte fyllade en kwartsofyllade.
La Gleize Formation : black slates and «quartzophyllades».

VEN

Formatie van La Venne-Coo: afwisseling van zwarte fyllade en donkere kwartsieten.
La Venne-Coo Formation : alternating black slates and dark-coloured quartzites.

1. Résumé 3
2. Introduction 4
1. Etablissement de la carte 4
2. Précédentes éditions 5
3. Cadre géographique et géologique général 6
3. Lithostratigraphie 11
1. Introduction 11
2. Description 11
Formation de La Venne-Coo (VEN) 11
Formation de La Gleize (GLE) 12
Formation de Jalhay (JAL) 13
- Membre de Solwaster (SLW) 13
- Membre de Spa (SPA) 13
Formation de Marteau (MAR) 14
Formation du Bois d'Ausse (BAU) 15
Formation d'Acoz (ACO) 16
Formation de Vicht (VIC) 17
Formation de Pépinster (PER) 18
Formation de Névremont (NEV) 19
Formation du Roux (ROU) 20
Formations de Presles et de Nismes 22
Formation de Lustin (LUS) 23
Formation d'Aisemont (AIS) 24
Formation de Lambermont (LAM) 26
Formation de Hodimont (HOD) 28
Formation d'Esneux (ESN) 30
Formation de Souverain-Pré (SVP) 31
- Membre de Baelen (BAE) 32
Formations de Montfort-Évieux 34
Formation de Dolhain (DOL) 36
Groupe de Bilstain (BIL) 39
Formation d'Hastière 39
Formation de Pont d'Arcole 39
Formation de Landelies 40
Formation des Dolomies de la Vesdre 40
Groupe du Bay-Bonnet (BAY) 42
Formation de la Brèche de la Belle-Roche 42
Formation de Terwagne 42
Formation de Moha 43
Groupe de Juslenville (JUS) 45
Formations de Lives et de Seilles 45
Groupe houiller 46
Dépôts argileux et sableux (VAA, SBL). 49
Formations superficielles 51
Dépôts tourbeux (TRB) 51
Alluvions anciennes (ALA) et alluvions modernes (AMO) 51
Limons, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versants, et accumulations pierreuses (P) 53
3. Schéma chronostratigraphique relation avec la division lithostratigraphique... 53

4. Tectonique 55
1. Description des unités structurales 56
1- Le Massif de Stavelot 56
2- L'Unité de Jalhay 58
3- L'Unité de la Gileppe 58
4- L'Unité de Goé 58
5- L'Unité d'Andrimont-Bilstain 60
6- La sous-unité de Grunhaut 60
7- La Fenêtre de Theux 60
2. Failles transversales 61
3. Interprétation 62
a) la déformation calédonienne (Massif de Stavelot) 62
b) la déformation varisque 63
c) les déformations post-varisques 63
5. Synthèse: histoire géologique 64
6. Ressources du sous-sol 68
1. Hydrogéologie 68
2. Les phénomènes karstiques
(avec la collaboration de F. Polrot) 70
3. Ressources minérales et fossiles 77
- Grès et quartzites 77
- Calcaires 77
- Dolomies 78
- Sables 78
- Limons 78
- Tourbes 78
- Minerais métalliques 78
- Anomalies uranifère 81
7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires 82
Références bibliographiques 165
Annexe 181
verklaring - legend 183

1. Zusammenfassung 85
2. Einleitung 86
1. die Zusammenstellung der Karte 86
2. Frühere Ausgaben 87
3. Allgemeiner geographischer und geologischer Überblick 88
3. Lithostratigraphie 93
1. Einführung 93
2. Beschreibung 93
La Venne-Coo Formation (VEN) 93
La Gleize Formation (GLE) 94
Jalhay Formation (JAL) 95
- Solwaster Schichtglied (SLW) 95
- Spa Schichtglied (SPA) 95
Marteau Formation (MAR) 96
Bois d'Ausse Formation (BAU) 97
Acoz Formation (ACO) 98
Vicht Formation (VIC) 99
Pepinster Formation (PER) 100
Névremont Formation (NEV) 102
Roux Formation (ROU) 103
Presles und Nismes Formation 104
Lustin Formation (LUS) 105
Aisemont Formation (AIS) 106
Lambermont Formation (LAM) 108
Hodimont Formation (HOD) 110
Esneux Formation (ESN) 112
Souverain-Pré Formation (SVP) 113
- Baelen Schichtglied (BAE) 114
Montfort und Evieux Formationen (ME) 116
Dolhain Formation (DOL) 118
Bilstain Gruppe (BIL) 121
Hastière Formation 121
Pont d'Arcole Formation 121
Landelies Formation 122
Dolomies de la Vesdre Formation 122
Bay-Bonnet Gruppe (BAY) 124
Brèche de la Belle-Roche Formation 124
Terwagne Formation 124
Moha Formation 125
Juslenville Gruppe (JUS) 127
Lives und Seilles Formationen 127
Steinkohlen Gruppe, "Groupe houiller" 128
Tonige und sandige Ablagerungen (VAA, SBL) 131
Torfablagerungen (TRB) 133
Ältere alluviale Ablagerungen (ALA) und rezente alluviale Ablagerungen (AMO) 134
Lehme, Alterite, Verwitterungsschutt, kolluviale Ablagerungen, Hangablagerungen und Blockfelder (P) 135

3. Das chronostratigraphische Gerüst: eine Verbindung zur lithostratigraphischen Aufteilung 136
4. Tektonik 137
1. Beschreibung der strukturellen Einheiten 138
1- Das Stavelot Massiv 138
2- Die Einheit von Jalhay 140
3- Die Einheit der Gileppe 140
4- Die Einheit von Goé. 140
5- Die Einheit von Andrimont-Bilstain 142
6- Die Untereinheit von Grunhaut 142
7- Das Fenster von Theux. 142
2. Transversal verwerfungen 143
3. Interpretation 144
a) die kaledonische Deformation (Stavelot Massiv) . 144
b) die variszische Verwerfung 145
c) post-variszische Deformationen 145
5. Synthes: geologische Geschichte 146
6. Bodenschätze 150
1. Hydrogeologie 150
2. Die Karsterscheinungen (in Zusammenarbeit mit F. Polrot durchgeführt) 152
3. Ausbeutung und Minerallagerstätten 159
- Sandsteine und Quarzite 159
- Kalksteine 159
- Dolomitstein 160
- Sande 160
- Lehme 160
- Torfe 160
- Metallerze 160
- Urananomalien 163
7. Veröffentlichte Beschreibungen der Fundorte und Streckenbeschreibungen 164
Bibliographische Referenzen 165
Anhang 181
Legende 193