

## UNIVERSITEIT GENT

FACULTEIT WETENSCHAPPEN VAKGROEP GEOGRAFIE

Academiejaar 2005 - 2006



Scriptie voorgedragen tot het behalen van de graad van Licentiaat in de Geografie (optie Geografie)



## UNIVERSITEIT GENT

FACULTEIT WETENSCHAPPEN VAKGROEP GEOGRAFIE

Academiejaar 2005 - 2006

Sporen van glaciale morfologie in het massief van de Canigou (oostelijke Pyreneeën) aan de hand van een detailstudie in de Coumeladevallei

Amaury FRANKL\*

Promotor: Prof. Dr. I. Heyse (Vakgroep Geografie)

Scriptie voorgedragen tot het behalen van de graad van

Licentiaat in de Geografie (optie Geografie)

\*Contact: Amaury.Frankl@hotmail.com

## Dankwoord

In het begin van deze scriptie zou ik iedereen die er een bijdrage aan leverde willen bedanken. Niet enkel de eigen inspanningen maar tevens de inbreng van anderen maakte het mogelijk deze scriptie te realiseren.

Professor Irenée Heyse van de universiteit van Gent wil ik bedanken voor de mogelijkheid die hij mij bood om bij hem een scriptie te maken. Ik wil hem tevens bedanken voor de tijd die hij voor mij nam om mijn vele vragen te beantwoorden. Dankzij zijn inbreng was het gemakkelijker om bepaalde problemen op te lossen en de opbouw van deze scriptie beter te structureren.

Professor Marc Calvet van de universiteit van Perpignan wil ik eveneens bedanken voor de tijd die hij vrijmaakte om mijn vragen te beantwoorden. Voor iemand die geomorfologisch onderzoek uitoefent in de oostelijke Pyreneeën is hij dé aan te spreken man. Professor Marc Calvet is namelijk één van de sleutelfiguren in het begrijpen van de impact van de Quartaire glaciaties in de oostelijke Pyreneeën. Voornamelijk voor het delen van zijn kennis en het beschikbaar maken van wetenschappelijke publicaties ben ik hem zeer dankbaar.

Mijn vader Michel Frankl samen met Sonja Van Lerberge wil ik bedanken om mij de mogelijkheid te bieden geograaf te worden. Studeren doe je zelf maar de financiële en logistieke ondersteuning heb ik aan hen te danken. Voor de praktische uitvoering van mijn terreinwerk wil ik mijn vader extra bedanken aangezien hij zich samen met mij op het terrein begaf.

Mijn vriendin Ilke Werbrouck wil ik bedanken voor de steun die ze mij heeft gegeven. Voornamelijk tijdens de maand juli heeft ze extra inspanningen geleverd om deze hete zomermaand voor mij draaglijk te maken. Ik bedank haar ook voor het nalezen van mijn scriptie op spelfouten.

De leden van de Vakgroep Geografie wil ik bedanken voor de kennis die zij mij de voorbije jaren hebben bijgebracht. Tijdens de verschillende opleidingsonderdelen hebben ze elk vanuit hun eigen invalshoek het vak geografie benaderd en hebben ze zo bijgedragen aan mijn passie voor de geografie.

Ten slotte wil ik nog de volgende personen bedanken die op één of andere manier een bijdrage aan deze scriptie leverden: Wim Van Roy, Gunther Ghijsels, Magali Frankl, Christel Strybos, Chantal De Jaeger en Peter Bogaert.

# Inhoudstafel

1.	Inleiding	1
1.1	Persoonlijke motivering	1
1.2	Probleemstelling en doelstelling	2
1.3	Methode	2

## Deel 1: Algemene inleiding

2. 0	Geografische situering	8
2.1	De Pyreneeën	8
2.2	De oostelijke Pyreneeën en het massief van de Canigou	9
3. H	Het ontstaan van een bergketen	11
3.1	De geologische ontwikkeling	11
3.1.	1 De Precambrische en Paleozoïsche sokkel	11
3.1.2	2 De Mesozoïsche sedimentatiebekkens	12
3.1.3	3 De Alpiene orogenese	13
3.1.4	4 De Actuele Pyreneeën	14
3.2	De grote Pyreneese eenheden	15
3.2.	1 Het Aquitaine en Ebro voorland	15
3.2.2	2 De Noord-Pyreneese Zone	16
3.2.3	3 De Noord-Pyreneese Breuk	17
3.2.4	4 De Axiale Zone	17
3.2.	5 De Zuid-Pyreneese Zone	19
4. ł	Climaat	20
4.1	Algemene luchtcirculatie boven Europa	20
4.2	De Pyreneeën en het massief van de Canigou	21
4.3	Het paleoklimaat	25
5. H	Hydrografie	27
6. \	/egetatie	30

## Deel 2: De Pyreneeën en glaciaties

<ol> <li>Glaciale chronologie</li> <li>Pyreneese vergletsjering</li> </ol>		34
		38
8.1	Grenzen aan de vergletsjering	38
8.2	Chronologie van de gletsjerterugtrekking na het Pyrenees LGM	42
9. Geomorfologische boetsering van het reliëf		44

9.1	Glaciale erosie	44
9.1.1	Het proces van glaciale erosie	44
9.1.2	Landvormen van glaciale erosie	49
9.2	Glaciale sedimentatie	58
9.2.1	Het proces van glaciale sedimentatie	59
9.2.2	Glaciale sedimenten	61

Deel 3: De impact van de Pleistocene Glaciaties het massief van de Canigou

10. De	e vallei van de Coumelade als detailstudiegebied	69
10.1	Kaartanalyse	69
10.2	Luchtfoto-interpretatie	77
10.3	Terreinwerk	82

## Deel 4: Besluit en bibliografie

11.Besluit		95	
	11.1	Bespreking en evaluatie van de methode	95
	11.2	Sporen van glaciale morfologie in het studiegebied	98
	11.3	De Coumeladevallei als maatstaaf voor het massief van de Canigou	101
	12. Bibliografie		103

Deel 5: Bijlage

toegevoegde bundel

# Lijst van afkortingen

BP: before present (vóór 1950)
ed.: en dergelijke
Eng.: Engels
enz.: en zo voort
Fra.: Frans
Km: kilometer
LGM: PLast Glacial Maximum
m: meter
m<sup>2</sup>: vierkante meter
mm: millimeter
m<sup>3</sup>/sec: kubieke meter per seconde
Mpa: megapascal (één miljoen N/m<sup>2</sup>)

# Bijlage

### Figuren hoofdstuk 2

- Figuur 2.1: overzichtskaart van de Pyreneese keten
- Figuur 2.2: geografische situering van het massief van de Canigou in de oostelijke Pyreneeën

### Figuren hoofdstuk 3

Figuur 3.1: geologische tijdschaal

<u>Figuur 3.2</u>: rotatie van de Iberische continentale plaat t.o.v. de Europese continentale plaat langsheen een uitgebreid breukensysteem

- Figuur 3.3: macrostructuur van de Pyreneeën ontstaan tijdens de Alpiene orogenese
- Figuur 3.4: geomorfologische evolutie van het massief van de Canigou tijdens het Neogeen
- Figuur 3.5: Neogene formaties in de Pyreneeën in hun structureel kader
- Figuur 3.6: overzicht van de belangrijkste gebeurtenissen in de Pyreneese zone
- Figuur 3.7: Pyreneese eenheden
- Figuur 3.8: geologische detailopname van de Pyreneeën
- Figuur 3.9: geologische kaart van de Coumeladevallei
- Figuur 3.10: dagzomende lagen in het Canigou-Carança blok
- Figuur 3.11: synthetische doorsnede doorheen het massief van de Canigou
- Figuur 3.12: synthetische doorsnede doorheen de metamorfe lagen van de Canigou

### Figuren hoofdstuk 4

- Figuur 4.1: neerslagverdeling in de Pyreneeën
- Figuur 4.2: klimatologische regio's en duur van het droge seizoen in de oostelijke Pyreneeën
- Figuur 4.3: ombrothermische curven van enkele meetstation te zien op figuur 4.2
- Figuur 4.4: gunstige weersituatie voor het ontstaan van de Tramontane
- Figuur 4.5 : isohetenkaart van 17 oktober 1940

### Figuren hoofdstuk 6

Figuur 6: verspreiding van vegetatieve niveaus in de

### Figuren hoofdstuk 7

<u>Figuur 7</u>: sporen glaciale morfologie in het massief van de Canigou geïnterpreteerd volgens de monoglaciale hypothese

### Figuren hoofdstuk 8

Figuur 8.1: situering van de actuele Pyreneese gletsjers

Figuur 8.2: oriëntatie van de Pyreneese gletsjers op een totaal van 8,1 km<sup>2</sup> vergletsjerd gebied

Figuur 8.3: hoogte-interval waarover enkele grote Pyreneese gletsjers zich uitbreiden

Figuur 8.4: de Pyreneese vergletsjering tijdens het Würm

Figuur 8.5: halvering van het volume van de la Blaque-gletsjer sinds de afgelopen 100 jaar

### Figuren hoofdstuk 9

Figuur 9.1: neerwaartse beweging van puin door het basaal smelten van het gletsjerijs

Figuur 9.2: neerwaartse beweging van puin door divergerend gletsjerijs omheen obstakels

Figuur 9.3: relatie tussen snelheid en abrasief vermogen van een gletsjer

Figuur 9.4: wegspoelen van fijn puin met het basale smeltwater waardoor de druk

uitgeoefend door de gletsjer door minder en grotere puinelementen gedragen

Figuur 9.5: dilatatie van de dalwanden door langdurige gletsjererosie

Figuur 9.6: exaratie bij bultrotsen

Figuur 9.7: zwerfsteen

<u>Figuur 9.8</u>: exaratie bij gletsjers met een warme (a) en met een koude (b) basis waarbij puinaccumulatie onderaan de gletsjer met de warme basis wordt verhinderd door de opeenvolging van druksmelten (P) en herbevriezen (R)

Figuur 9.9: overzicht van de glaciaal-erosieve landvormen naar morfologie en schaal

- Figuur 9.10: glaciale verweringsvormen op microschaal
- Figuur 9.11: gletsjerkrassen (ontstaan (a) en voorbeeld (b))
- Figuur 9.12: types gletsjerkrassen
- Figuur 9.13: Knobbel- en staartvormen (crag and tal)
- Figuur 9.14: wrijvingsgroeven
- Figuur 9.15: s-vormen
- Figuur 9.16: sichelwannen
- Figuur 9.17: genese van sichelwannen
- Figuur 9.18: spindle flutes
- Figuur 9.19: kolkgat
- Figuur 9.20: voorkomen van microschalige landvormen op bultrotsen
- Figuur 9.21: gestroomlijnde heuvels
- Figuur 9.22: bultrotsen
- Figuur 9.23: glaciale groeven
- Figuur 9.24: glaciale trog in de centrale Pyreneeën
- Figuur 9.25: cirque de Gavarnie in de centrale Pyreneeën
- Figuur 9.26: ontstaan een kaar uit een sneeuwnis

- Figuur 9.27: transport van puin doorheen valleigletsjers omgeven door steile bergwanden
- Figuur 9.28: drie situaties voor lodgment
- Figuur 9.29: ontstaan van flutings
- Figuur 9.30: variaties in vorm en dimensie van drumlins
- Figuur 9.31: hypothetisch vormingsproces voor drumlins

### Figuren hoofdstuk 10

- Figuur 10.1: DTM aangemaakt op basis van een TIN
- Figuur 10.2: hydrografische kaartanalyse
- Figuur 10.3: analyse van de hellingsgradiënt
- Figuur 10.4: ligging van de profielen in het studiegebied
- Figuur 10.5: dwarsprofielen
- Figuur 10.6: lengteprofiel
- Figuur 10.7: analyse van de hellingsoriëntatie
- Figuur 10.8: geomorfologische kaart aangemaakt op basis van de luchtfoto-interpretatie
- Figuur 10.9: verspreiding van de GPS-punten in het studiegebied

<u>Figuur 10.10</u>: laagst gelegen secundaire kaar in de zuidwestelijke valleiflank gefotografeerd vanuit GPS-punt 23 (Bron: Frankl A., 07/05/2006)

<u>Figuur 10.11</u>: kaarvloer van de primaire kaar gefotografeerd vanuit GPS-punt 14 (Bron: Frankl A., 07/05/2006)

<u>Figuur 10.12</u>: het zuidwestelijke terminale morenecomplex (T), de laterale morenecomplexen (L) en kaarmorenes (K) gefotografeerd vanuit GPS-punt 3 (Bron: Frankl A., 02/05/2006)

Figuur 10.13: doorsnede doorheen het terminale morenecomplex op de zuidwestelijke valleiflank gefotografeerd vanuit GPS-punt 2 (Bron: Frankl A., 01/05/2006)

<u>Figuur 10.14</u>: verschil in korrelgroottesamenstelling tussen de morene van het Würm en deze van het Riss in het terminale morenecomplex gelegen op de zuidwestelijke valleiflank (Bron: Frankl A., 01/05/2006)

<u>Figuur 10.15</u>: detailopname van de terminale morene uit het Würm nabij GPS-punt 1 (Bron: Frankl A., 01/05/2006)

<u>Figuur 10.16</u>: detailopname van de terminale morene uit het Würm nabij GPS-punt 1 (Bron: Frankl A., 01/05/2006)

Figuur 10.17: laterale morenewallen gefotografeerd vanuit GPS-punt 23 (Bron: Frankl A., 08/05/2006)

<u>Figuur 10.18</u>: lateraal morenecomplex van de Pla Paritou waarbij de morene van het Würm gelijkaardig is aan de morene van dezelfde ouderdom in de terminale morenecomplexen <u>Figuur 10.19</u>: morenemateriaal uit het Würm in het zuidwestelijke laterale morenecomplex nabij GPS-punt 12

Figuur 10.20: zicht op het zuidwestelijk terminale morenecomplex met een topvlak dat afhelt naar de helling waarop het morenecomplex gelegen is

Figuur 10.21: kaarmorenes met duidelijke walstructuren die de primaire kaar afbakenen

Figuur 10.22: verschillende morenewallen van het kaarmoreneveld gefotografeerd vanuit GPS-punt 15

<u>Figuur 10.23</u>: bronniveau (links onderaan op de foto) aan de binnenzijde van het noordoostelijke laterale morenecomplex

<u>Figuur 10.24</u>: kleine sikkelvormige wrijvingsgroef nabij GPS-punt 5 op het westelijke terminale morenecomplex

<u>Figuur 10.25</u>: grote sikkelvormige wrijvingsgroef nabij GPS-punt 6 op het westelijke terminale morenecomplex</u>

Figuur 10.26: chattermarks waargenomen bij GPS-punt 17 op het zuidwestelijke terminale morenecomplex

Figuur 10.27: gepolijst oppervlak waargenomen bij GPS-punt 12 op kaarmorene

Figuur 10.28: voorbeelden van vorstverweerde rotsblokken bij GPS-punten 13 (a) en 9 (b)

Figuur 10.29: tor gelegen nabij GPS-punt 7 in de zuidwestelijke valleiflank

Figuur 10.30: puinhellingen bestaande uit grote rotsblokken onder de Puig de Gallinas

<u>Figuur 10.31</u>: grote blokken puinheuvel op het oostelijke laterale morenecomplex nabij GPSpunt 21

Figuur 10.32: kleine blokken puinhelling bij GPS-punt 16

Figuur 10.33: trapvormige primaire kaarvloer door de aanwezigheid van gelifluctielobben

Figuur 10.34: oppervlakkige afschuiving

<u>Figuur 10.35</u>: grote oppervlakkige afschuivingen rond de chalade in de zuidwestelijke valleiflank

Figuur 10.36: massabewegingen

Figuur 10.37: debris flow in de morene uit het Riss op de zuidelijke flank van de Pla Partiou

<u>Figuur 10.38</u>: mega-landaflijding in het terminale morenecomplex van de noordoostelijke valleiflank

Figuur 10.39: landafglijding (rechts) in het noordoostelijke laterale morenecomplex,

afschuiving van de bodem- en vegetatielaag (uiterst links) en een kleine landafglijding (links)

<u>Figuur 10.40</u>: sterk begroeide topvlak en glijvlak van de landafglijding die te zien is op de vorige figuur

Figuur 10.41: grote schelpvormige insnijding in het zuidwestelijke terminale morenecomplex

<u>Figuur 10.42</u>: afscheurende bodem- en vegetatielaag aan de rand van de schelpvormige insnijding

<u>Figuur 10.43</u>: chalades die verdwijnen wanneer ze in contact komen met het vlakke terminale morenecomplex op de zuidwestelijke valleiflank

Figuur 10.44: chalades in de noordoostelijke valleiflank gefotografeerd van op de Pla Partiou

Figuur 10.45: V-vormige chalade in het noordoostelijke laterale morenecomplex

gefotografeerd vanuit GPS-punt 20

<u>Figuur 10.46</u>: chalade waarvan de wallen zijn opgehoogd zijn bij de doorgang door het noordoostelijke laterale morenecomplex

<u>Figuur 10.47</u>: golvend oppervlak van het westelijke terminale morenecomplex waarvan de convexiteiten die de verbinding vormen tussen de chalades en de schelpvormige insnijdingen <u>Figuur 10.48</u>: ontstaan van chalades

<u>Figuur 10.49</u>: het beuken- en berkenbos vertoont een bovengrens die afhankelijk is van de expositie van de helling

Figuur 10.50: rododendron (Ericaceae Rhododendron) van de lage lande

Figuur 10.51: hoge lande dat vanaf 2000 meter een vegetatietapijt vormt

- Figuur 10.52: rododendron (Ericaceae Rhododendron) van de hoge lande
- Figuur 10.53: geneverbes (Cupressaceae Juniperus communis) van de hoge lande

### Figuren hoofdstuk 11

- Figuur 11.1: geomorfologische synthesekaart van het studiegebied
- Figuur 11.2: onactieve rotsgletsjer aan de noordzijde van de Puig Roja

## Hoofdstuk 1

## Inleiding

#### 1.1 Persoonlijke motivering

De meest imposante landschappen van onze planeet komen voor in gebergtes. Landschappen waarin voornamelijk de kracht van de natuur tot uiting komt en waarin de menselijke impact vaak tot een minimum gereduceerd wordt. In deze landschappen zijn gletsjers de meest krachtige geomorfologische agenten. Ook al zijn gletsjers in de meeste bergketens tot hoog in de valleien verdrongen, dragen de meeste bergketens nog steeds de sporen van een intensieve vergletsjering. Deze intensieve vergletsjering heeft plaatsgevonden tijdens de koude periodes van het Quartair. Bergketens zoals de Pyreneeën herbergden toen gletsjers die tot 70 kilometer lag waren en fungeerden als een centrum van vergletsjerd gebied. In andere bergketens kon er zich een ijskap ontwikkelen waarin enkel de hoogste bergtoppen als nunataks boven de ijsmassa uitstaken. Dit was bijvoorbeeld het geval voor de Alpen.

De transformatie van de berglandschappen ten gevolge van de Quartaire glaciaties is het onderwerp van deze scriptie. Als geograaf is het zeer boeiend om te achterhalen op welke manier gletsjers het landschap hebben getransformeerd. Zowel gletsjers als bergen vormen voor mij een onuitputtelijke bron van interesse. De keuze om dit onderzoek uit te voeren in de Pyreneeën was vrij voor de hand liggend. Het is namelijk de eerste bergketen die ik ooit bezocht en is tot op de dag van vandaag mijn favoriete bestemming voor het organiseren van trektochten.

Om een bijdrage te leveren aan de kennis betreffende de impact van de Quartaire glaciaties in de Pyreneeën is besloten om een massief te bestuderen in de oostelijke Pyreneeën. De impact van de Quartaire glaciaties op dit deel van de bergketen is namlijk nog onvoldoende gekend. Massieven zoals de Madrès, de Carança of de Canigou zijn nog niet aan gedetailleerd onderzoek onderhevig geweest. In deze scriptie wordt er getracht deze hiaat in de kennis voor het massief van de Canigou te vervolledigen. Aan het oostelijke uiteinde van de Pyreneeën vormt het massief van de Canigou tevens één van de meest imposante massieven van deze bergketen. Iedereen die dit massief vanuit de vlakte van de Roussillon waarneemt zal begrijpen waarom het de heilige berg van de Catalanen is.

### 1.2 Probleemstelling en doelstelling

Tijdens de Quartaire glaciaties fungeerden de Pyreneeën als een centrum van vergletsjerd gebied. De impact van deze glaciaties op het landschap is het best zichtbaar in de centrale Pyreneeën. Deze herbergden namelijk de grootste en krachtigste gletsjers van de bergketen. De belangrijkste gletsjers hiervan waren diegene die aan de noordkant van de Pyreneese keten gelegen waren: de Adury-gletsjer, de Lourdes-gletsjer, de Garonne-gletsjer en de Ariège-gletsjer. Het is dan ook voornamelijk aan de hand van deze gletsjers dat de interpretatie van de Pleistocene Pyreneese vergletsjering heeft plaatsgevonden.

De oostelijke Pyreneeën zijn aan een veel extensievere vergletsjering onderhevig geweest dan de centrale Pyreneeën. De sporen ervan zijn in het landschap minder duidelijk zichtbaar. Het resultaat hiervan is dat slechts weinig auteurs de vergletsjering van de oostelijke Pyreneeën durven te evalueren. Toch is deze vergletsjering uniek. De oostelijke Pyreneeën liggen namelijk op het scharnierpunt tussen Atlantische en mediterrane invloeden. De enkele publicaties die handelen over de impact van de Quartaire glaciaties in de oostelijke Pyreneeën gaan hierbij voornamelijk uit van een voorbij gestreefde monoglaciale hypothese. De laatste decennia komt hier verandering in met auteurs zoals Marc Calvet en Magali Delmas die trachten om de kennis omtrent de Pleistocene vergletsjering van de oostelijke Pyreneeën uit te bouwen vanuit van de polyglaciale hypothese. Hun publicaties handelen echter voornamelijk over het massief van de Carlit dat het meest westelijke massief is van de oostelijke Pyreneeën.

Deze scriptie heeft als doel om de kennis over de Pleistocene vergletsjering van de oostelijke Pyreneeën vanuit de polyglaciale hypothese verder uit te bouwen. Tevens wordt er naar gestreefd een evaluatie te maken van het belang van glaciale landschappen in het huidige landschap. Zo kan een nauwkeurig beeld verkregen worden van de impact van de Quartaire glaciaties op het landschap. Aangezien deze kennis reeds goed onderbouwd is voor de Carlit handelt deze scriptie over de mediterrane zijde van de oostelijke Pyreneeën. Deze mediterrane zijde wordt het best vertegenwoordigd door het massief van de Canigou. Op deze manier wordt het oostelijke extreem van de oostelijke Pyreneeën bestudeerd en kan de interpretatie van de impact van de Quartaire glaciaties op de oostelijke Pyreneeën beter gebeuren.

#### 1.3 Methode

Dit deel bespreekt op welke manier de doelstelling wordt bereikt. Voor het bestuderen van de glaciale morfologie in het massief van de Canigou wordt hierbij gewerkt volgens een vooraf bepaalde procedure van geomorfologisch onderzoek. Deze procedure bestaat uit verschillende opeenvolgende stappen:

- o Probleemstelling en doelstelling
- Vastlegging van het studiegebied
- o Literatuurstudie
- o Kaartanalyse
- o Luchtfoto-interpretatie
- o Terreinwerk
- o Onderlinge toetsing van de verschillende invalshoeken
- o Besluitvorming

De eerste stap vormt de identificatie van het probleem en de bepaling van de doelstelling zoals reeds besproken in het vorige deel. In de tweede stap wordt een gebied afgebakend waarvoor getracht zal worden de doelstelling te bereiken. Afhankelijk van de beschikbare tijd en middelen zal dit studiegebied groter of kleiner gekozen worden. Belangrijk bij de keuze van het studiegebied is dat het representatief moet zijn voor het geheel, in dit geval het massief van de Canigou. De studie van glaciale morfologie noodzaakt een studiegebied dat gelegen is in een vallei die een aanzienlijke vergletsjering heeft ondergaan tijdens de Quartaire glaciaties. Op basis van thematische kaarten, zoals de kaart van Viers (1966) en van Calvet (1996), handelend over de uitbreiding van de Quartaire glaciaties in het massief van de Canigou en in samenspraak met Professor Irenée Heyse (Universiteit Gent) en Professor Marc Calvet (Universiteit Perpignan), werd het studiegebied vastgelegd. Het omvat de Coumeladevallei, gelegen aan de zuidflank van het massief van de Canigou, vanaf een hoogte van 1450 meter. In tegenstelling tot de rest van de Pyreneese keten is de vergletsjering in het massief van de Canigou ten gevolge van de mediterrane invloed namelijk vrij symmetrisch geweest (hoofdstuk 8). De keuze van een zuidelijke vallei werd tevens in de hand gewerkt door het veldwerk dat tijdens de eerste helft van de maand mei werd uitgevoerd.

In de derde stap van de gevolgde methode is het de bedoeling om vertrouwd te geraken met het probleem. Dit gebeurt aan de hand van een uitgebreide literatuurstudie. In het eerste deel van de literatuurstudie wordt aandacht besteed aan het kader waarin actuele en vroegere geomorfologische processen zich afspelen. Wie inzicht wil verkrijgen in de werking van de geomorfologische processen moet eerst informatie verwerven over het klimaat, de geologie, de hydrografie en de vegetatie. In het tweede deel van de literatuurstudie wordt aandacht besteed aan de precieze impact, chronologie en uitbreiding van de Quartaire glaciaties in de Pyreneeën en in het massief van de Canigou. De hoofdstukken die hierover handelen zijn te vinden in deel twee van deze scriptie en verschaffen een goede basis voor de aanvang van het terreinwerk.

De vierde en de vijfde stap in het geomorfologisch onderzoek worden gevormd door de analyse van kaarten en luchtfoto's. Deze bevatten namelijk een grote hoeveelheid informatie die niet noodzakelijk rechtstreeks op het terrein waar te nemen is. Zo zullen er tijdens het terreinwerk bijvoorbeeld bepaalde gebieden volledig ontoegankelijk blijken voor de onderzoeker. Het verticale perspectief en de analysemogelijkheden in GIS bieden ook een betere kijk op de verspreiding van bepaalde fenomenen op het terrein. Voornamelijk voor geomorfologische verschijnselen waarvan de dimensies het menselijk vatbare overschrijden, kunnen kaarten en luchtfoto's erg nuttig zijn.

Voor de kaartanalyse werd de recentste en meest gedetailleerde topografische kaart (schaal 1 : 25.000) gescand op 300 dpi (dots per inch). Scannen op een hogere resolutie heeft geen zin aangezien de kwaliteit van de originele kaart reeds volledig wordt behouden op 300 dpi. Een hogere resolutie zou enkel leiden tot zeer zware kaartbestanden en een lagere resolutie zou resulteren in een verlies aan informatie. De gescande kaart werd ingevoerd en geanalyseerd in ArcView 3.2a. Dit vector GIS-programma werd in de jaren 1990 door ESRI werd ontworpen. Een eerste stap in de kaartanalyse is het georefereren van de kaarten om een positiebepaling mogelijk te maken. Dit gebeurde in het UTM-coördinatensysteem (Europese datum 1950) aan de hand van de 'Image Warp'-extensie. De GPS-metingen, verricht tijdens het terreinwerk, kunnen nu gemakkelijk ingevoegd worden in de digitale kaartbestanden. De RMS-fout<sup>1</sup> van de gegeorefereerde topografische kaart op schaal 1 : 25.000 bedraagt 0,7235 langs de X-as en 0,6329 langs de Y-as. Dit geeft het mogelijke verschil aan tussen de positie van de echte UTM-coödinaten en deze weergegeven op de gegeorefereerde kaart. Aangezien de RMS-fout wordt uitgedrukt in aantal pixels komt dit overeen met een fout van maximaal 1,53 meter in de X-as en 1,34 meter in de Y-as. De tweede stap in de kaartanalyse is het digitaliseren van de hoogtelijnen. Deze stap is cruciaal aangezien de hoogtelijnen een tweedimensionale visualisatie zijn van het driedimensionale terrein. Het hoogte-interval van tien meter maakt het mogelijk om de terreinvormen op een vrij nauwkeurige manier te analyseren. ArcView 3.2a beschikt hiervoor over een specifieke '3D Analyst'-extensie die tal van mogelijkheden biedt om informatie, zoals profielen, hellingsgradiënt, hellingsoriëntatie, uit de hoogtelijnen te halen. De basis hiervoor wordt gevormd door het aanmaken van een digitaal terreinmodel (DTM). Het hoogtemodel kan op twee verschillende manieren voorgesteld worden: aan de hand van grids en TINs (Triangulated Irregular Networks) (ArcView 3D Analyst handleiding). Bij grids wordt het hoogtemodel opgebouwd rond een netwerk van gelijk verspreidde punten die elk een hoogtewaarde bezitten. TINs bouwen hun hoogtemodel rond een netwerk van aaneensluitende en niet-overlappende driehoeken waarvan de hoekpunten een hoogtewaarde bezitten. Aangezien TINs meer geschikt zijn voor gedetailleerde, grootschalige toepassingen (ArcView 3D Analyst handleiding) en omdat ze aangewezen worden bij toepassingen waarbij de nauwkeurigheid van de ingevoerde data moet behouden worden (ArcView 3D Analyst

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Root Mean Square is een maat voor de variabiliteit van metingen ten opzichte van hun werkelijke waarde. De RMS wordt bepaald door een steekproef van metingen te nemen en deze af te wegen ten opzichte van hun werkelijke waarde. De verschillen tussen beide waarden worden gekwadrateerd (Square) en vervolgens gesommeerd. Deze som wordt dan gedeeld door het aantal metingen om een gemiddelde (Mean) waarde te bekomen. Hierna wordt van deze gemiddelde waarde de vierkantswortel (Root) genomen om een karakteristieke fout te verkrijgen, overeenkomstig met de oorspronkelijke meting. Het concept van RMS is vergelijkbaar met deze van een standaarddeviatie (Acrview GIS help).

handleiding), werd hier gekozen om het DTM voor te stellen door een TIN. In het eerste hoofdstuk van deel drie van de scriptie worden de verschillende analyses besproken die gemaakt werden aan hand van het DTM. Het betreft een analyse van de dwars- en lengteprofielen van de vallei en een analyse van de hellingsgradiënten en de hellingsoriëntaties van de valleiflanken. Hieruit kan de globale morfografie en morfometrie van het studiegebied afgeleid worden en kunnen er, mits verdere interpretaties, uitspraken gedaan worden over de morfogenese. Voor de dwars- en lengteprofielen bedraagt de verticale overdrijving een factor twee. De hellingsgradiëntanalyse en de hellingsoriëntatieanalyse worden voorgesteld door rasterkaarten met een celgrootte van 20 op 20 meter. Naast de analyses die gemaakt zijn op basis van het DTM bevat de kaartanalyse ook nog een hydrografische analyse. Deze is gebaseerd op de digitalisering van het hydrografische netwerk zoals dit wordt weergegeven door de topografische kaart.

Voor de luchtfoto-interpretatie werden luchtfoto's over het studiegebied verzameld zodat het gebied stereoscopisch kon geanalyseerd worden. De schaal van de luchtfoto's ligt tussen 1 : 25.000 en 1 : 30.000. In tegenstelling tot kaarten vormen luchtfoto's een terreinweergave die niet aan interpretaties en generalisaties onderhevig is. Alles wat het terrein typeert, zoals terreinvormen, verschillen in bodembedekking, aard van het oppervlak, ed., is werkelijk op het paar stereoscopische luchtfoto's te zien. Op basis van het driedimensionale beeld van de Coumeladevallei werd het studiegebied gekarteerd. Het resultaat hiervan wordt weergegeven op figuur 10.8 in de bijlage van deze scriptie. De schaal van deze kaart bedraagt 1 : 12.500 en wordt besproken in het tweede hoofdstuk van deel drie van deze scriptie.

De zesde stap van het geomorfologisch onderzoek is het terreinwerk. Aan dit terreinwerk wordt een planning voorafgegaan waarin bepaald wordt naar welke elementen op het terrein zal gezocht worden en welke plaatsen in aanmerking komen voor onderzoek. Voor deze studie, gaande over glaciale morfologie, betreft dit bijgevolg plaatsen die mogelijk glaciale sporen bevatten.

Het terreinonderzoek heeft plaatsgevonden tussen één en acht mei 2006. Tijdens dit terreinwerk bleek dat de voorafgaande planning echter op een belangrijke manier moest gewijzigd worden. Sommige plaatsen bleken namelijk ontoegankelijk. In de betreffende periode is deze ontoegankelijkheid grotendeels toe te schrijven aan een discontinu sneeuwpakket dat vanaf 2200 meter een terreinbezoek onmogelijk maakt. Hierdoor konden sommige, weliswaar erg interessante, plaatsen niet bezocht worden tijdens het veldwerk. Een tweede reden waarop de planning werd gewijzigd is de ontdekking van nieuwe elementen die tijdens het voorafgaand onderzoek niet konden geïdentificeerd worden. Dit is enerzijds het gevolg van hiaten in de kennis en anderzijds het gevolg van de beperkingen die verbonden zijn aan de schaal en het verticale perspectief van de topografische kaart en de luchtfoto's. De hiaten in de kennis zijn toe te schrijven aan de moeilijke toegankelijkheid van de documenten die in de Universiteit van Perpignan worden bewaard.

Tijdens het terreinonderzoek werden de elementen die onderzocht dienen te worden nauwkeurig opgemeten, beschreven en te gedocumenteerd aan de hand van een fotografische opname. De verschillende opnames werden tevens voorzien van een GPSmeting zodat een exacte plaatsbepaling mogelijk is. Deze gegevens worden in het derde hoofdstuk van deel drie van deze scriptie verwerkt.

In de zevende stap van de gevolgde procedure worden de vier verschillende invalshoeken waarmee het studiegebied benaderd is aan elkaar getoetst. Zoals wordt besproken in deel vier van deze scriptie vormt elk van deze invalshoeken een noodzakelijke en unieke bron van informatie. De kennis verkregen uit deze verschillende invalshoeken wordt als wijze van synthese voorgesteld op een geomorfologische kaart van de Coumeladevallei op schaal 1 : 12.500. Deze wordt weergegeven op figuur 11.1 in de bijlage van deze scriptie en wordt besproken in het besluit.

De opbouw van de legendes van de geomorfologische kaarten die weergegeven worden op 10.8 en 11.1 is gedeeltelijk geïnspireerd op het werk van de Graaf et al. (1987). In hun karteringssysteem voor berggebieden stellen zij een legende voor waarbij de belangrijkste legendeklassen worden gevormd door de morfografie, de morfometrie, het materiaal en de genese van de landvormen. De aandacht gaat hierbij voornamelijk naar de genese van de landvormen die aan de hand van een kleur op de kaart worden weergegeven. Morfografisch identieke kaartelementen kunnen hierdoor een verschillende kleur hebben die afhankelijk is van hun genese. Voor het studiegebied werd er een bijkomende chronologische legendeklasse gecreëerd. Hierin wordt een absolute of relatieve datering gegeven aan de materialen. Zo kan de chronologie van de gletsjerterugtrekking tijdens het Würm uit de kaart afgeleid worden. Naast de vorm, het materiaal, de ouderdom en de genese van de landvormen worden de hydrografie en de vegetatieve bedekking van het studiegebied weergegeven. Beide zijn onmisbaar op een geomorfologische kaart aangezien ze belangrijk zijn voor het begrijpen van de actuele geomorfologische dynamiek.

Voor de keuze van de schaal werd rekening gehouden met zowel de zichtbaarheid van kleine kaartelementen als met de leesbaarheid van de kaart. Door de vaak hoge dichtheid aan geomorfologische elementen in bergachtige gebieden resulteert dit vaak in zeer grootschalige kaarten (de Graaf et al., 1987). De keuze van grootschalige kaarten wordt nogmaals verantwoord door het steile terrein dat de verhouding tussen het terreinoppervlak en het kaartoppervlak negatief beïnvloedt (de Graaf et al., 1987). Voor het studiegebied is een schaal van 1 : 12.500 het meest aangewezen. De verschillende kaartelementen zijn hierbij goed zichtbaar zonder dat de kaart nodeloos groot wordt. De digitaal beschikbare kaarten hebben voor hun gebruik een belangrijk voordeel ten opzichte van niet-digitale kaarten. Enerzijds kunnen ze gemakkelijk door een andere schaal worden weergegeven en anderzijds kan een eventuele generalisatie van de kaartelementen in de gebruikte software probleemloos gebeuren. Zo kunnen de geomorfologische kaarten van het studiegebied gebruikt worden voor andere karteringen van de Coumeladevallei die uitgaan van een andere schaal en een andere legende.

Deel 1

Algemene inleiding

### Hoofdstuk 2

## Geografische situering

#### 2.1 De Pyreneeën

De Pyreneeën<sup>2</sup> zijn een Alpiene bergketen gelegen in Zuidwest-Europa (figuur 2.1). Ze hebben een oostwestelijke oriëntatie en strekken zich uit van de Golf van Biskaje in de Atlantische Oceaan tot aan de Golf van Lion in de Middellandse Zee. Het gebergte ligt tussen 2° WL en 3° OL en tussen 42° en 43° NB. De lengte bedraagt 435 kilometer. De breedte varieert tussen 60 en 120 kilometer en is maximaal in het centrale gedeelte en aan de mediterrane zijde van de bergketen.

De Pyreneeën vormen een orografische barrière tussen Frankrijk en Spanje. De grens tussen beide staten volgt grotendeels de waterscheidingskam (Mercer, 1975). Een belangrijke uitzondering hierop is de Val d'Aran<sup>3</sup>, Spaans grondgebied gelegen aan de noordzijde van de waterscheidingskam. De kleine stadstaat Andorra is volledig in de bergketen vervat en is gelegen aan de Spaanse zijde van de waterscheidingskam, op 120 kilometer van de Middellandse Zee.

Het culminatiepunt van de Pyreneeën is de Aneto (3404 m) die in het Maladetta-massief gelegen is. Dit massief vormt een onderdeel van de centrale Pyreneeën (figuur 2.1). Hiertoe behoren ook de Balaïtous (3144 m), de Vignemale (3298 m), de Monte Perdido (3355 m), de Posets (3375 m) en de Pic d'Estats (3143 m). Het is het hoogste gedeelte van de bergketen en is gelegen tussen de Port de Canfranc in het westen en de rivier Ariège in het oosten. Tussen de Port de Canfranc en de Golf van Biskaje liggen de westelijke of Atlantische Pyreneeën (figuur 2.1). Hier reiken de Pyreneeën veel minder hoog. De hoogste toppen, zoals de Orhi (2021 m), halen nauwelijks de 2000 meter. De oostelijke Pyreneeën liggen ten oosten van de Ariège (figuren 2.1 en 2.2) (Beaujeu-Garnier, 1953; Calvet, 2001). De belangrijkste

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> De benaming *Pyreneeën* is volgens Deffontaines (1975) afkomstig van het Griekse woord 'pyr', wat vuur betekent. Zo zouden de Griekse zeevaarders omstreeks 500 jaar voor Christus de Canigou genoemd hebben wanneer ze de vele lichtpuntjes, afkomstig van de mijnbouw, van op zee bewonderden. Later kreeg de gehele bergketen deze naamgeving.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Val d'Aran of vallei van de beren.

massieven ervan zijn de Carlit (2921 m), de Carança (2882 m), de Canigou (2785 m) en de Madrès (2469 m).

De Pyreneese keten wordt gekenmerkt door een dubbele asymmetrie (Beaujeu-Garnier, 1953). Enerzijds is de noordhelling van de bergketen veel steiler dan de zuidhelling waardoor tweederde van het gebergte aan Spaanse zijde ligt (Beaujeu-Garnier, 1953; Durand Delga et al., 1980). Dit valt grotendeels te verklaren door de Noord-Pyreneese Breuk die fungeert als trapniveau (hoofdstuk 3). Anderzijds is er een oostwestelijke asymmetrie waar te nemen. In het oosten ligt de Canigou (2785 m) op 50 kilometer van de Middellandse Zee. In het westen is de eerste bergtop van vergelijkbare hoogte de Pic du Midi d'Ossau (2884 m) die 120 kilometer van de Atlantische Oceaan verwijderd ligt. Deze oostwestelijke asymmetrie kan verklaard worden door het grotendeels ontbreken van de Axiale Zone in het westen van de Pyreneese keten (hoofdstuk 3).

## 2.2 De oostelijke Pyreneeën en het massief van de Canigou

De oostelijke Pyreneeën (figuur 2.2) zijn gelegen in het Franse departement 'Pyrénées Orientales' en in de Spaanse provincies Lleida en Girona. De belangrijkste valleien die de oostelijke Pyreneeën doorsnijden zijn diegene van de Segre aan de Spaanse zijde en diegene van de Têt aan de Franse zijde. Beide valleien liggen in elkaars verlengde en worden niet gescheiden door hoge bergtoppen. Ze vormen hierdoor een belangrijke communicatieweg die Frankrijk en Spanje met elkaar verbindt. De valleien van de Têt en de Segre worden in de oostelijke Pyreneeën de Confluent en de Cerdanya genoemd. Ze herbergen de grootste steden van de oostelijke Pyreneeën met van west naar oost Prades, Font-Romeu en Puigcerdà.

Ten noorden van deze longitudinale slenk liggen de massieven van de Carlit en van de Madrès. De Carlit vormt de hoogste bergtop in de oostelijke Pyreneeën en wordt in het oosten begrensd door de vallei van de Aude of Cacpir. In het westen van de Carlit situeren zich hoge massieven die vanaf Andorra boven de 3000 meter reiken. Ten westen van de Cacpir ligt de Madrès, die met zijn 2469 meter een relatief klein massief vormt in de oostelijke Pyreneeën.

Ten zuiden van de lijn Cerdanya-Confluent liggen de massieven van Carança en van de Canigou (figuur 2.2). Het Carança-massief culmineert met de Puigmal op 2910 meter en vormt hierdoor het tweede hoogste massief in de oostelijke Pyreneeën. Het vormt tevens de Frans-Spaanse grens en loopt in noordoostelijke richting over in het massief van de Canigou. Beide massieven worden enkel door het vervlakkingsniveau Pla Guillem gescheiden.

Het massief van de Canigou wordt ten noorden en ten zuiden begrensd door twee oostwestelijk gerichte valleien. De noordelijke vallei is diegene van de Têt en de zuidelijke vallei is de Vallespir<sup>4</sup>. Deze laatste wordt gevormd door de Tech en scheidt het massief van de

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Het toponiem *Vallespir* is afkomstig van het Latijnse *Vallis Aspir*. Dit betekent een dicht beboste en vochtige vallei (Conseil Général Pyrénées orientales (c)).

Canigou van het 'Roc de France'-massief. In het oosten vormt het Aspres-massief (1347 m) een geleidelijke overgang naar de vlakte van de Roussillon die gedomineerd wordt door de stad Perpignan. Ten zuiden van deze vlakte vormen de Albères de laatste uitlopers van de Pyreneeën alvorens deze zich in de Middellands Zee storten.

De vlakte van de Roussillon vormt de belangrijkste toeristische toegangspoort tot de Canigou en de rest van de oostelijke Pyreneeën. Belangrijke toeristische centra aan de voet van het Canigou-massief zijn Prats-de-Mollo-la-Preste, Amélie-les-Bains-Palalda, Céret en Prades (figuur 2.2). Toerisme is net zoals in de rest van de Pyreneeën namelijk het nieuwe lot van de Canigou (Ferras et al., 1979). De typische bergdorpjes die het massief omringen zijn de voorbije decennia in verval geraakt of werden getransformeerd in toeristische centra (Ferras et al., 1979). De ijzerertsontginningen, waar de Canigou voor gekend stond, hebben in de jaren 1950-60 door de steeds toenemende concurrentie de deuren gesloten (Conseil Général Pyrénées orientales (a)). Sommige ervan gaan terug tot de Romeinse tijd, zoals bijvoorbeeld diegene van het dorp Escaro (Conseil Général Pyrénées orientales (a)). Deze zorgen naast de bergsport en de thermale stations voor een extra, meer cultuurhistorische toeristische aantrekkelijkheid.

De kamlijn van het massief van de Canigou wordt van noord naar zuid gevormd door de Pic du Canigou (2785 m), de Puig Sec (2665 m), de Puig del Roc Negre (2714 m), de Puig del Tres Vents (2731 m) en de Puig Roja (2724 m). Tussen de Puig Roja en de Puig del Tres Vents opent de vallei van de Coumelade zich in zuidoostelijke richting. De lengte van deze vallei bedraagt elf kilometer en wordt begeleid door de gelijknamige beek. Deze Coumelade mondt uit in de Tech om zo verder doorheen de Vallespir en de Roussillon de Middellandse Zee te bereiken. Over het verval van ongeveer 2000 meter doorkruist de Coumelade verschillende klimatologische en vegetatieve niveaus (hoofdstukken 4 en 6). Het hoogste, Quartair vergletsjerde niveau vormt het studiegebied van deze scriptie. Vanaf een hoogte van 1500 meter tot de top strekt dit niveau zich uit over een hoogte-interval van ongeveer 1200 meter.

## Hoofdstuk 3

## Het ontstaan van een bergketen

### 3.1 De geologische ontwikkeling

De Pyreneeën hebben hun actueel volume voornamelijk opgebouwd in het Mioceen vanaf 7 tot 8 miljoen jaar BP<sup>5</sup> (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Calvet, 1999 en 2001). De keten kent echter een lange geschiedenis van rijzen en vervlakken die begint in het Precambrium. Bij de bespreking van de geologische ontwikkeling van de Pyreneeën wordt er hierdoor een zeshonderd miljoen jaar teruggekeerd in de tijd om de evolutie van de Pyreneese zone te schetsen doorheen de verschillende Caledonische, Hercynische en Alpiene cyclussen. Figuur 3.1 geeft een tijdsas weer die het hieronder geschetste verhaal helpt te situeren.

#### 3.1.1 De Precambrische en Paleozoïsche sokkel

Het Precambrium staat algemeen bekend als een era met veel vulkanisme, plutonisme, metamorfisme en orogene vervormingen (Pannekoek & van Straaten, 1982). Op regionaal vlak is de Precambrische geschiedenis echter moeilijk te reconstrueren (Durand Delga et al., 1980). De actuele verspreiding ervan is namelijk beperkt en bovendien sterk versnipperd. Eén van de belangrijkste Precambrische overblijfselen wordt in het massief van de Canigou gevonden (Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Het zijn gneissen ontstaan uit de metamorfose van granitoïden (Durand Delga et al., 1980).

Het Fanerozoïcum begint in de Pyreneese zone als een marien tijdperk (Beaujeu-Garnier, 1953; Durand Delga et al., 1980). Tot het eind van het Siluur bestaan de afzettingen in de oceaan van het Centraal Massief (Bousquet, 1997) voornamelijk uit diepzeefaciës (Baeujeu-Garnier, 1953). Tijdens de Caledonische orogenese, in het Ordovicium en het Siluur, vonden er zowel orogenetische deformaties als vulkanische uitbarstingen plaats (Durand Delga et al., 1980). Dit gebeurde langsheen oostwestelijk gerichte breuken (Durand Delga et al., 1980). Vanaf het Devoon begint de oceaan van het Centraal Massief in te krimpen om in het Carboon

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> BP = Before Present (vóór 1950).

definitief te verdwijnen (Bousquet, 1997). Deze regressiefase kondigt het begin aan van een laat-Paleozoïsche, Hercynische orogene cyclus.

De gevolgen van de Hercynische orogenese zijn in de Pyreneeën goed zichtbaar aangezien de Paleozoïsche gesteenten de ruggengraat van het hooggebergte vormen. Deze positie heeft het Hercynische orogeen te danken aan zijn mobilisatie tijdens de Alpiene orogenese (Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Dit voorkomen van een oude Hercynische kern centraal in het massief is ook bij andere alpiene ketens terug te vinden zoals bijvoorbeeld het Aarmassief en de Mont Blanc in de Alpen (Pannekoek & van Straaten, 1982).

Het begin van de Hercynische orogenese wordt in de Pyreneeën geschat op 325 tot 340 miljoen jaar BP, gesitueerd in het Onder-Carboon (Durand Delga et al., 1980; Autran & Laumonier, 2001). Deze orogene cyclus zal tot het eind van het Westfaliaan duren en verloopt gepolyfaseerd (Guitard in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Autran & Laumonier, 2001). Tijdens de verschillende orogene fazen komen tal van verschillende deformaties tot stand. Dekbladen en plooien hebben naargelang tijd en plaats verschillende richtingen en amplitudes (Durand Delga et al., 1980). Er is echter een algemeen patroon waar te nemen dat gevormd wordt door oostwestelijk gerichte plooien die een zuidwaartse translatie ondergaan hebben (Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Naast deformaties is de Hercynische cyclus gekenmerkt door een algemeen regionaal metamorfisme met een hoge temperatuur en een lage druk (Gibson, 1989; Autran & Laumonier, 2001). Plutonen, in de vorm van batholieten, hebben zich op verschillende niveau's doorheen de Paleozoïsche lagen gewrongen en zijn tijdens de laatste, brekende fase van de orogenese in stukken gebroken (Guitard in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Eén van de breuken waarlangs dit plaatsvond in de oostelijke Pyreneeën is de Têt-breuk (Guitard in Jaffrezo, 1977). Deze breuk wordt opnieuw geactiveerd tijdens de Alpiene orogenese (Guitard in Jaffrezo, 1977).

In het Stefaniaan en het Perm wordt de Hercynische keten onder een aried klimaat geërodeerd en herleid tot een schiervlakte die als een discordantie<sup>6</sup> in de gelaagdheid bewaard bleef (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980).

#### 3.1.2 De Mesozoïsche sedimentatiebekkens

Na de erosie van de Hercynische bergketen fungeert het Mesozoïcum als een era van afzetting. Het Trias vormt met een sedimentatiepakket van honderd meter hierin een weinig belangrijke periode (Beaujeu-Garnier, 1953). De afzettingen zijn hoofdzakelijk continentaal, maar in het oosten van de Pyreneese zone, van het Muschelkalk tot het Keuper, ontstaan de eerste mariene sedimentatiebekkens (Beaujeu-Garnier, 1953; Durand Delga et al., 1980). Een grote transgressiefase die tot in het Krijt zou duren, kondigt het begin aan van het Jura (Beaujeu-Garnier, 1953). De Pyreneese zone maakt nu deel uit van de Zuidoost-Europese

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Discordantie: hiaat waarbij de laagpaketten uit de verschillende afzettingsfazen een hoek met elkaar maken (Pannekoek & van Straaten, 1982).

randzone en is overspoeld door epicontinentale<sup>7</sup> zeeën waarin de schelfsedimentatie algemeen is (Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Lokaal kan deze mariene sedimentatieperiode onderbroken worden door kleine regressies ten gevolge van deformaties en epirogenetische bewegingen (Durand Delga et al., 1980). De dikte van de mariene sedimenten uit het Jura en het Krijt kunnen tot duizend meter dik zijn en bestaan voornamelijk uit carbonaten (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Met de opening van de Noord-Atlantische Oceaan (Boven-Jura – Onder-Krijt) ontstaat een geosynclinale<sup>8</sup> trog in de Noord-Pyreneese zone (Choukroune, 1992; Bousquet, 1997). Deze gebeurtenis kondigt het begin aan van een nieuw tijdperk waarin de Pyreneeën een nieuw gestalte zullen krijgen.

#### 3.1.3 De Alpiene orogenese

De Alpiene orogene cyclus in de Pyreneeën wordt veroorzaakt door de botsing van de Iberische continentale plaat tegen de Europese continentale plaat. Deze Alpiene orogene cyclus wordt door Durand Delga in Jaffrezo (1977) gesitueerd van het Onder-Krijt tot het Boven-Eoceen. Calvet (1999 en 2001) neemt daarentegen Boven-Krijt en Onder-Oligoceen als afbakening. In beide gevallen spreidt deze orogene cyclus zich echter over ruim 50 miljoen jaar. Het is in deze periode dat er zich een nieuwe Pyreneo-Provençaalse keten ontwikkelt. Deze keten strekt zich uit over meer dan duizend kilometer, gaande van de Picos de Europa tot de Provence (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Choukroune, 1992).

In een eerste fase van ongeveer 120 tot 110 miljoen jaar BP tot 80 miljoen jaar BP (Williams & McKenzie 1971 en Williams 1973 in Choukroune 1992; Bousquet, 1997) opende de Golf van Biskaje zich door een rotatie van de Iberische plaat over 35 graden in tegenwijzerszin (Choukroune, 1992; Bousquet, 1997). Deze opening is het gevolg van de opening van de Noord-Atlantische oceaan en is gekenmerkt door een tektonisch onstabiele periode met het bestaan van een geosynclinale trog in de Noord-Pyreneese Zone (Choukroune, 1992; Bousquet, 1997). De manier waarop deze rotatie heeft plaatsgevonden blijft controversieel (Choukroune, 1992). Hoogstwaarschijnlijk vond de rotatie plaats rond een punt gelegen in Noord-Frankrijk (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Choukroune, 1992). Deze hypothese veronderstelt een westwaartse verschuiving van ruim 400 kilometer (Bousquet, 1997) langsheen een uitgebreid breukensysteem, waarschijnlijk overeenstemmend met de Noord-Pyreneese Breuk (figuur 3.2) (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Choukroune, 1992; Bousquet, 1997).

De tweede fase (±80 tot 40 miljoen jaar BP) in de Alpiene orogenese wordt veroorzaakt door de noord-zuid convergentie tussen beide platen (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992; Bousquet, 1997). Calvet (2001) toont aan dat er bij

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Epicontinentale zee: ondiepe zee ontstaan door een mariene transgressie over het continent (Foucault & Raoult, 1980; Pannekoek & van Straaten, 1982).

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> Geosynclinale trog: smal, langgerekt en diep sedimentatiebekken ontstaan voor de plooiingsfase (Pannekoek & van Straaten, 1982).

de noord-zuid convergentie sprake is van subductie van de Iberische continentale plaat onder de Europese continentale plaat. Hij bakent de belangrijkste periode van compressie af in het Bartoniaan en het Priaboniaan (tussen 43 en 40 miljoen jaar BP) met het ontstaan van een volwaardige, continue bergketen. Hiervoor moet de aardkorst over minstens honderd kilometer samengedrukt zijn (Choukroune, 1992; Calvet, 1999 en 2001) en minstens tien kilometer gerezen zijn (Calvet, 1999 en 2001). Zoals te zien op figuur 3.3 ontstond hierbij de typische schubvormige structuur van de Pyreneeën, met exhumatie van de Hercynische sokkel centraal in het massief en Mesozoïsche en Kenozoïsche overschuivingen ten zuiden en ten noorden hiervan (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Choukroune, 1992; Bousquet, 1997; Calvet, 1999 en 2001). Het hierdoor ontstane patroon waarbij de oudste lagen centraal in het massief dagzomen en de jongere lagen ten zuiden en ten noorden hiervan, wordt in het volgende hoofdstuk besproken. Het definitieve einde van de compressie situeert Calvet (2001) tussen 34 en 31 miljoen jaar BP.

De volgende twintig miljoen jaar, van het Oligoceen tot het Boven-Mioceen, zijn jaren van erosie en vervlakking (Calvet, 2001). Volgens Calvet (2001) en Maurel et al. (2002) is het echter ook een tektonisch heel onstabiele periode. In het centrum en in het westen van het gebergte is reactivering van de compressie nog mogelijk. De oostelijke Pyreneeën breken in verschillende blokken, waarbij het massief van de Canigou geklemd wordt tussen de normale<sup>9</sup> Têt en de Tech breuken. Deze breuken reactiveren of ontstaan door de opening van de westelijke Middellandse Zee. Hierdoor roteert het blok Corsica-Sardinië waarbij de Golf van Lion zich opent. Blokken zoals de Caranca-Canigou, de Madrès en de Albères worden opgeheven tot horst. De omringende slenkgebieden zoals de Vallespir, de Cacpir, de Cerdanya en de Confuent worden diepe kloven, gevuld met klastische sedimenten. Deze woelige periode die gekenmerkt wordt door breuken, lokale opstuwingen en globale vervlakkingen, wordt voor het geval van de oostelijke Pyreneeën en de Canigou geïllustreerd in figuren 3.4 (A en B) en 3.5. De pediplaine, die zeker voor de oostelijke Pyreneeën goed ontwikkeld was, is als 'Plas Pyrénéens' in de oostelijke Pyreneeën bewaard gebleven (Calvet, 1999 en 2001). Deze schiervlakte wordt in de hoogste massieven tussen de 2900 en 2300 meter als vervlakking teruggevonden (niveau S1 op figuur 3.4). In diezelfde massieven zijn er nog aanwijzingen van een oudere schiervlakte (S0 op figuur 3.4), waarschijnlijk van Oligo-Aquitainiaanse ouderdom (Calvet, 2001). Dit illustreert opnieuw de complexiteit van de eind Paleogene - begin Neogene geschiedenis.

#### 3.1.4 De actuele Pyreneeën

De vorming van de actuele Pyreneeën begint in het Boven-Mioceen vanaf 7 tot 8 miljoen jaar BP (Calvet, 1999 en 2001). In de vroege fase van de opheffing was de Pyreneese zone nog overspoeld door de Miocene Middellandse Zee (Bousquet, 1997). Tijdens de Messinische drooglegging van het bekken van de Middellandse Zee ontwikkelden zich rond de opgeheven

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Normale of verticale breuk (Pannekoek & van Straaten, 1982)

horsten diepe kloven (Bousquet, 1997; Calvet 1999 en 2001). De Pliocene transgressie kan enkel langs deze riassen<sup>10</sup> landinwaarts doordringen ten gevolgen van het rijzende gebergte (Bousquet, 1997; Calvet, 2001). De snelheid waarmee de Pyreneese opheffing toeneemt, is namelijk zo groot dat de Pliocene zee slechts tot aan Rodes kan doordringen (Bousquet, 1997). Enkel de meest oostelijke bekkens van de Roussillon en de Ampurdan zijn nog aan subsidentie onderhevig (Calvet, 2001). Over de oorzaak van de Pyreneese opheffing bestaan verschillende verklaringen waaronder een isostatische aanpassing van de keten, een heropleving van de noord-zuid convergentie of een verhitting aan de basis door rifting in de Middellandse Zee (Calvet, 2001). Deze opheffing eindigt echter niet bij het begin van het Quartair. Volgens Calvet (2001) is de keten sinds twee tot drie miljoen jaar BP opgeheven met 800 tot 1000 meter. Dit nam voornamelijk plaats na 0,5 miljoen jaar BP! Figuur 3.6 geeft een overzicht van de belangrijkste gebeurtenissen in de Pyreneese zone naar Bousquet (1997).

### 3.2 De grote Pyreneese eenheden

De Pyreneeën zijn een Alpiene bergketen die een verkort gedeelte van de aardkorst vormen. Ze zijn ontstaan met de subductie van de Iberische plaat onder de Europese plaat met de vorming van een asymmetrisch lithosferisch prisma als gevolg. Hieruit ontstond een patroon van dagzomen waarbij de oudste lagen centraal liggen en de jongere lagen ten zuiden en ten noorden hiervan. Hoewel de benaming van de verschillende eenheden wisselen naargelang de auteur hebben ze allen betrekking op dezelfde zoneringen. Hieronder zullen de verschillende Pyreneese eenheden besproken worden, gebaseerd op de terminologie van Durand Delga et al. (1980) en Choukroune (1992). Figuur 3.7 is een schematische weergave van deze eenheden terwijl ze op figuur 3.8 meer in detail weergegeven worden. Van noord naar zuid onderscheidt men: het voorland van Aquitaine, de Noord-Pyreneese Zone, de Axiale Zone, de Zuid-Pyreneese Zone en het Ebro voorland.

#### 3.2.1 Het Aquitaine en Ebro voorland

Het Aquitaine en Ebro voorland behoren niet tot de Pyreneese keten maar vormen hun noordelijke, respectievelijk zuidelijke grens. Het zijn beide voorlandbekkens ontstaan door isostatische compensatie van de Pyreneese opheffing.

Het Ebro voorland bestaat uit ongeplooide Tertiaire afzettingen die rechtstreeks rusten op het Primair substraat (Choukroune, 1992).

In het Aquitaine voorland komen naast zwak of ongeplooide Tertiaire sedimenten ook Hercynische kernen voor zoals de 'Montagne Noire' en de Mouthoumet (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992).

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> Rias: diepe, lange en smalle mariene golf, ontstaan door een transgressie in een vallei (Foucault & Raoult, 1980).

#### 3.2.2 De Noord-Pyreneese Zone

De Noord-Pyreneese Zone is gelegen ten noorden van de Noord-Pyreneese Breuk en vormt een complex gebied dat in verschillende eenheden kan opgedeeld worden. Van zuid naar noord kunnen de volgende zones onderscheiden worden: een metamorfe zone, een zone met Hercynische massieven ingebed in secundaire lagen en een onder-Pyreneese zone.

De Noord-Pyreneese Zone wordt in het zuiden begrensd door een smalle, metamorfe zone van 1 tot 5 km breed en 200 km lang (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Choukroune, 1992). De Mesozoïsche lagen hebben hier tijdens de Alpiene orogenese een lage druk / hoge temperatuur metamorfisme ondergaan (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Ze werden hierbij ook verlaagd waardoor de Noord-Pyreneese Breuk als trapniveau fungeert en bijdraagt tot het asymmetrisch noord-zuid profiel van de Pyreneese keten (Durand Delga et al., 1980).

De tweede zone, gelegen tussen de metamorfe zone en het Noord-Pyreneese Front, is een zone waar talrijke Hercynische massieven boven de Mesozoïsche matrix uitsteken. De grootste hiervan is het massief van Arize met een oppervlakte van 300 vierkante kilometer (Durand Delga in Jaffrezo, 1977). In het oosten van de Pyreneeën behoren het massief van Saint-Barthélémy, het massief van Agly en het massief van Aspres hiertoe. Deze massieven worden door hun Hercynische oorsprong tot de Axiale Zone gerekend en komen voor in het centrum en in het oosten van de Noord-Pyreneese Zone. De Mesozoïsche lagen die deze massieven omringen zijn sterk geplooide Jura en Onder-Krijt lagen (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Ze hebben een noordwaartse translatie ondergaan langsheen een vlakke overschuivingsbreuk<sup>11</sup> die eindigt met het Noord-Pyreneese Front. Deze zone van afwisseling tussen Mesozoïsche en pré-Mesozoïsche lagen heeft een noordoostelijke uitloper langsheen de Golf van Lion, ook wel gekend als de Corbières (Durand Delga in Jaffrezo, 1977). In de westelijke Pyreneeën verdwijnt deze eenheid ten voordele van de volgende onder-Pyreneese zone.

De 'zone sous-Pyrénées' wordt hier vertaald als de onder-Pyreneese zone en vormt de laatste, meest noordelijke eenheid in de Pyreneese zone. Hier dagzomen zowel Secundaire als Tertiaire lagen die voornamelijk behoren tot het Krijt en tot het Paleoceen (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Ten westen van de Aude bevindt er zich in deze zone een reliëfrijke strook van tien kilometer breed die als de 'Petites Pyrénées' gekend staan (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Net zoals het Noord-Pyreneese Front vertoont ook de onder-Pyreneese zone een translatie over het Aquitaanse voorland die eindigt met het 'Front sous-Pyrénées' (Durand Delga et al., 1980).

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> Een vlakke overschuivingsbreuk is een bijna horizontale breuk waarlangs het bovenliggende materiaal verschoven is. Wanneer de translatie over een afstand van meer dan vijf kilometer plaatsvindt, wordt het verschoven materiaal als dekblad aangeduid (Pannekoek & van Straaten, 1982).

#### 3.2.3 De Noord-Pyreneese Breuk

De Noord-Pyreneese Breuk, gelegen tussen de Noord-Pyreneese Zone en de Axiale Zone, is eerder een complex breukensysteem dan één breuk. Durand Delga et al. (1980) betreuren hierdoor deze naamgeving maar aanvaarden deze wegens een algemene inburgering.

Het ontstaan van de Noord-Pyreneese Breuk wordt in verband gebracht met de opening van de Golf van Biskaje en de rotatie van de Iberische continentale plaat. Absolute zekerheid over het fungeren van de Noord-Pyreneese Breuk als schuifvlak bestaat er niet. Durand Delga et al. (1980) wijzen op het mogelijke bestaan van andere, meer naar het zuiden gelegen breuksystemen die hiervoor in aanmerking zouden komen. In Jaffrezo (1977) suggereert Durand Delga dat de Noord-Pyreneese Breuk is ontstaan volgens een Hercynisch raamwerk. Aangezien hiervoor nog geen bewijs is geleverd blijft deze hypothese echter zeer twijfelachtig.

De Noord-Pyreneese Breuk strekt zich uit volgens een oostwestelijke richting over een afstand van 250 (Durand Delga in Jaffrezo, 1977) tot 300 kilometer (Choukroune, 1992). Het breukensysteem is subverticaal (Durand Delga et al. in Jaffrezo, 1977; Durand Delga, 1980; Choukroune, 1992; Bousquet, 1997), meestal overhellend naar het zuiden maar soms ook overhellend naar het noorden, net zoals in de oostelijke Pyreneeën (Durand Delga in Jaffrezo, 1977).

#### 3.2.4 De Axiale Zone

De Axiale Zone vormt de orografische as van de Pyreneeën (Durand Delga et al., 1980) waarin de granitische massieven (Maladetta, Carlit, Neouveille) de hoogste toppen vertegenwoordigen (Durand Delga in Jaffrezo, 1977). Het is de meest geplooide en opgehoogde zone van de Pyreneeën. Hierdoor heeft de Quartaire glaciale erosie dan ook een sterke impact op het reliëf gehad (Beaujeu-Garnier, 1953; Calvet, 2004).

De Axiale Zone dagzoomt voornamelijk in het centrum en in het oosten van de bergketen. In het noorden wordt de Axiale Zone begrensd door de Noord-Pyreneese Breuk en in het zuiden gaat deze zone over in de Zuid-Pyreneese Zone. Het onderduiken van de Axiale Zone in het westen, onder Mesozoïsche en Kenozoïsche deklagen, verklaart dan ook de oostwestelijke asymmetrie van de bergketen (Beaujeu-Garnier, 1953).

Precambrische en Paleozoïsche gesteenten zijn dominant in de Axiale Zone. De Mesozoïsche en Kenozoïsche deklagen zijn er nagenoeg volledig geërodeerd. Net zoals in Amélie-les-Bains worden ze sporadisch als relict aangetroffen (Guitard in Jaffrezo, 1977). De Hercynische kern dankt zijn plooi- en breukstructuur voornamelijk aan de Hercynische orogenese (Beaujeu-Garnier, 1953; Guitard in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). De plooistructuur wordt gevormd door oostwestelijke gerichte plooien die een zuidwaartse translatie ondergingen of die net zoals tegen de Noord-Pyreneese Breuk verticaal kwamen te staan (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980).

De Alpiene orogenese ontbreekt een algemene schistositeit in de Axiale Zone (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Autran & Laumonier, 2001). Deze orogenese resulteerde voornamelijk in een in reliëfstelling van de Hercynische lagen door de reactivering van breuken. Als gevolg hiervan werden massieven zoals de Canigou opgeheven tot horst. De schaarse aanwezigheid van post-Hercynische gesteenten in de Axiale Zone maakt de interpretatie van de Alpiene orogenese in deze zone echter moeilijk (Guitard in Jaffrezo, 1977).

Het massief van de Canigou, is gelegen in het oostelijk deel van de Axiale Zone. Dit massief maakt deel uit van het Carança-Canigou blok, een horst dat in reliëf is gesteld door de Neogene reactivering van de normale Têt en Tech breuken (hoofdstuk 3.1.3). Beide Canigou en Carança massieven worden door de Mantet breuk gescheiden (Guitard & Demmange in Jaffrezo, 1977).

De anticlinale structuur van het massief van de Canigou is van laat-Hercynische ouderdom (Guitard & Demmange in Jaffrezo, 1977; Autran & Laumonier, 2001). Deze plooistructuur is heropgenomen in de Alpiene orogenese maar is hierdoor niet fundamenteel veranderd (Guitard & Demmange in Jaffrezo, 1977). Een eerste interpretatie van de plooistructuur werd gemaakt door Guitard in de jaren 1960 (Guitard, 1970). Hij beoordeelde de globale plooistructuur van het massief van de Canigou als een grote liggende plooi. Het noordoostelijke gerichte dekblad bedekt volgens Guitard het onderliggende materiaal over een afstand van twintig kilometer (Guitard, 1970; Guitard & Demmange in Jaffrezo, 1977). De aanleiding tot deze vaststelling was de aanwezigheid van een laag Paleozoïsche micaschisten tussen twee Precambrische gneislagen in het Balatg geologisch venster. De dekbladstructuur van de Canigou is in recentere publicaties, zoals deze van Soula et al. (1986), in twijfel getrokken (Soliva et al., 1989). Deze auteurs stellen dat de abnormale superpositie van de lagen door breuken kan verklaard worden. Dateringen van de Canigou gneissen op 580 miljoen jaar (Vitrac & Allègre, 1975) spreken echter in het voordeel van Guitard (Soliva et al., 1989).

Een tweede discussiepunt is de richting van het dekblad. Auteurs zoals Mattauer et al. (1967), Santanach (1972) en Lagarde (1978) verwerpen de noordoostelijke richting en stellen daarentegen een zuidelijk gericht dekblad voor (Soliva et al., 1989). Op basis van een studie van wrijvingsdeformaties in het massief van de Canigou weerleggen Soliva et al. (1989) opnieuw de richting van het dekblad en stellen een zuidwestelijke richting voor met een bedekking van het onderliggende materiaal over een afstand van 30 kilometer.

Zoals te zien op de geologische kaart (figuur 3.9) en op figuren 3.10, 3.11 en 3.12 dagzoomt er in de anticlinale koepelvorm van de horst voornamelijk orthogneis<sup>12</sup>. Dit orthogneis is ontstaan uit porphydroïde<sup>13</sup> granitoïden en vertegenwoordigt zoals overal in de Pyreneese keten het Precambrium (Durand Delga et al., 1980). In het massief van de Canigou behoren hiertoe de qua structuur sterk gelijkaardige Cadi en Canigou gneissen. Door

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> Orthogneis: gneis ontwikkelt uit magmatische gesteenten zoals granitoïden, diorieten en rhyolieten (Foucault & Raoult, 1980).

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> Porphydoïd: metamorf gesteente gekenmerkt door fenokristallen ingebed in een fijne matrix (Foucault & Raoult, 1980).

de dekbladstructuur van het massief worden beide door de Paleozoïsche Balatg micaschisten gescheiden (Demmange & Guitard in Jaffrezo, 1977; Soliva et al., 1989). Op deze manier ontstaat een merkwaardige afwisseling tussen oudere en jongere gesteenten. Dit is ook te zien in het Balatg geologisch venster. In de Balatg micaschisten bevindt zich nog een laag Casemi gneis dat vermoedelijk van vulkanische oorsprong is (Gibbson, 1989). Op het Canigou gneis rusten Cambrische lagen bestaande uit een complex geheel van zandstenen en schisten. Deze lagen steunen op een dunne laag marmer en staan gekend als de 'serie de Cavaneilles' (Cavet, 1957 in Soliva et al., 1989; Demmange & Guitard in Jaffrezo, 1977).

#### 3.2.5 De Zuid-Pyreneese Zone

De meest zuidelijke eenheid in de Pyreneese keten is de Zuid-Pyreneese Zone. Deze zone bestaat uit sterk geplooide Mesozoïsche en Kenozoïsche lagen die een zuidwaartse translatie hebben ondergaan (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Hierdoor vertoont deze zone dan ook gelijkenissen met de Noord-Pyreneese Zone. Deze dekbladstructuur ontwikkelde zich op de afzettingen van het Trias en de zuidwaartse translatie varieert volgens de auteur van 10 tot 50 kilometer (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Er kunnen twee dekbaden onderscheiden worden (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). Er kunnen twee dekbaden onderscheiden worden (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). De meest westelijke eenheid is diegene van Gavarnie die zich uitstrekt vanaf de Monte Perdido tot het Baskenland. Het is een erg complexe eenheid van zuidwaarts getransleerd materiaal dat bestaat uit Boven-Krijt en Onder-Eocene carbonaten. Hierdoor komen er typische reliëfvormen eigen aan kalksteen voor zoals in het kalkmassief van de Monte Perdido. Het tweede dekblad, centraal gelegen in de Zuid-Pyreneese Zone, is de Centraal-Zuid-Pyreneese Eenheid.

In de Zuid-Pyreneese Zone worden de Hercynische eenheden gevormd door overschuivingen van de Axiale Zone over de Mesozoïsche lagen (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980). Deze overschuivingen worden volgens Durand Delga et al. (1980) voornamelijk in het dekblad van Gavarnie teruggevonden.

Het Zuid-Pyreneese Front vertegenwoordigt het zuidwaartse overschuivingsfront van de Zuid-Pyreneese Zone (Durand Delga in Jaffrezo, 1977; Durand Delga et al., 1980; Choukroune, 1992). De overschuiving vindt plaats over het Tertiair materiaal van de Aragoneese Sierra's en het Ebro voorland (Durand Delga et al., 1980). In het oosten versmalt de Zuid-Pyreneese Zone omdat deze verdwijnt onder de Plioceen-Quartaire afzettingen van het Amprodan bekken. Deze versmalling is ook waarneembaar in het noordoostelijke deel van de keten waar de Noord-Pyreneese Zone bedolven wordt onder de vlakte van de Roussillon.

### Hoofdstuk 4

## Klimaat

### 4.1 Algemene luchtcirculatie boven Europa

Het klimaat in Europa is erg mild ten opzichte van andere gebieden met dezelfde breedteligging. Deze mildheid heeft Europa te danken aan een combinatie tussen oceanische en atmosferische circulatiepatronen (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001). Via de Golfstroom wordt er warm water van de tropen naar het noorden getransporteerd. Ter hoogte van Europa worden de onderste luchtlagen door deze Golfstroom opgewarmd. De atmosferische circulatie tussen 35° NB en de Poolcirkel zorgt ervoor dat deze warme en vochtige lucht over Europa heen waait. Deze atmosferische circulatie tussen de hogedrukgebieden van de warme subtropen en de lagedrukgebieden van de koude noordpool worden de westenwinden genoemd. In de hoge Troposfeer bereiken deze westenwinden hun maximale snelheid in een luchtstroom die de straalstroom wordt genoemd (Wallén, 1970; Vernemmen, 2001). Deze straalstroom heeft een meanderend verloop met een golflengte van enkele duizenden kilometers. Aan deze meanders zijn in de hoge Troposfeer zowel hoge- als lagedrukgebieden gebonden. Hierdoor is de straalstroom verantwoordelijk voor de uitwisseling tussen warme tropische lucht en koude polaire lucht (Wallén, 1970; Vernemmen, 2001). De positie van de straalstroom bepaalt bijgevolg het weerpatroon boven Europa (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001).

De positie van de straalstroom is afhankelijk van de temperatuursgradiënt in de atmosfeer (Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001). Door de verhoogde temperatuursgradiënt tussen de poolgebieden en de tropen is de straalstroom in de winter sterker en meer zuidwaarts gelegen (~ 48° NB). In de zomer vermindert deze temperatuursgradiënt waardoor de straalstroom afzwakt en op een meer noordelijke positie (~ 59° NB) komt te liggen. Ten gevolge van deze dynamiek zijn het IJslandse lagedrukgebied en het Azoren hogedrukgebied in de winter goed ontwikkeld. Hierdoor wordt er lucht van boven de Golfstroom naar Europa aangevoerd waardoor er milde en natte winters ontstaan (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000). In Oost-Europa domineert echter het Siberische hogedrukgebied waardoor de winters daar koud en droog zijn (Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001).

Mediterraans Europa heeft erg zachte winters en het bestaan van regenrijke periodes is gekoppeld aan cyclogenese in de Golf van Genua. In de zomer is het IJslandse lagedrukgebied afgezwakt en noordwaarts verschoven (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001). Ook het Azoren hogedrukgebied is noordwaarts verschoven. Het is daarentegen echter veel sterker geworden waardoor het hogedrukgebied zich vaak boven het zuidwesten van Europa uitstrekt (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001). Hierdoor domineren ten zuiden van de Alpen en de Pyreneeën warme en droge condities. Ten noorden van deze bergketens zijn de zomers ten gevolge van de dominerende westenwinden relatief koel en vochtig.

Om het weerpatroon in Europa te begrijpen moeten met bovenstaande circulatiepatronen gekend zijn. Het bovenstaande, geïdealiseerde patroon wordt echter complexer in de onderste luchtlagen van de Troposfeer door thermische en orografische effecten nabij het oppervlak (Wallén, 1970). Naar het oosten neemt de continentaliteit toe wat zich vertaalt in een daling van de neerslag en een verhoogde jaarlijkse temperatuursamplitude (Wallén, 1970; Florineth & Schlüchter, 2000; Vernemmen, 2001).

### 4.2 De Pyreneeën en het massief van de Canigou

De Pyreneeën vormen een orografische barrière voor de winden afkomstig van de Atlantische Oceaan (Wallén, 1970; Jalut, 1977; Florineth & Schlüchter, 2000; Calvet, 2004). De vochtige westenwinden moeten namelijk over de Pyreneeën heen waardoor ze aanleiding geven tot stijgingsneerslag die het gebied ten noorden van de Pyreneeën beduidend vochtiger maakt dan wat men zou verwachen indien enkel rekening gehouden wordt met de westenwinden. Ten zuiden van de Pyreneeën zorgt het föhneffect<sup>14</sup> voor droge en warme condities in het Spaanse binnenland.

De Pyreneeën vormen dus geen klimatologische eenheid. De noordkant is vochtiger en kouder dan de zuidkant (Jalut, 1977; Calvet, 2004). Naar het oosten toe wordt dan weer de mediterrane invloed steeds belangrijker waardoor het klimatologische verschil tussen de noordhelling en de zuidhelling van de Pyreneeën afneemt. Globaal bekeken stijgt de gemiddelde jaartemperatuur en daalt de jaarlijkse hoeveelheid neerslag (figuur 4.1) van west naar oost (Jalut, 1977).

Het klimaat van de oostelijke Pyreneeën wordt gedomineerd door de mediterrane invloed (Jalut, 1977; Vigneau, 1986; Calvet, 1996 en 2004). Deze mediterrane invloed vertaalt zich in zachte temperaturen, lage neerslaghoeveelheden, hoge insolatie (> 2500 uren/jaar) en het veelvuldig voorkomen van winderige dagen.

Het temperatuursregime in de oostelijke Pyreneeën is zeer zacht in vergelijking met de rest van de bergketen (Calvet, 1996). In het hele gebied overstijgt de gemiddelde jaartemperatuur herleidt naar zeeniveau de veertien graden Celcius. In het gebergte worden

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> Föhneffect: droge en warme omstandigheden aan de lijzijde van gebergten door het dalen van de lucht. De opwarming die plaatsvindt door het dalen van de lucht wordt hierbij versterkt door het vrijkomen van latente verdampingswarmte aan de loefzijde van het gebergte (Vernemmen, 2001).

in de meteorologische stations, gelegen tussen de 1300 en 1750 meter, gemiddelde waarden tussen zes en negen graden Celcius geregistreerd. De jaarisotherm van nul graden Celcius is gelegen tussen de 2800 en de 3100 meter en overstijgt dan ook de hoogste bergtoppen.

Het neerslagregime van de oostelijke Pyreneeën reflecteert eveneens de mediterrane invloed. Systematisch worden er in het oostelijke deel van de Pyreneeën lagere waarden genoteerd dan in de rest van de bergketen. De natste massieven, zoals deze van de Carança, de Canigou of de Carlit, ontvangen ongeveer 1500 mm neerslag per jaar. In vergelijking met de westelijke of centrale Pyreneeën, waar er vanaf 1000 tot 1500 meter 2000 mm neerslag valt, zijn zelfs de natste massieven van de oostelijke Pyreneeën relatief droog. De neerslag valt voornamelijk tijdens de herfst en de lente waarin respectievelijk het primaire en secundaire neerslagoptimum vormen (figuur 4.3) (Calvet, 1996). De zomer en de winter vormen de neerslagarme seizoenen waarbij de zomer droger is dan de winter.

De sneeuwbedekking in de oostelijke Pyreneeën is beperkt ten gevolge van de zachte temperaturen en de relatief lage precipitatie. Afhankelijk van de expositie van de valleien kan een continu sneeuwpakket zich slechts boven de 1700 tot 2100 manifesteren (Calvet, 1996). De periode waarin de sneeuw blijft liggen is van korte duur. Het sneeuwpakket kan zich zelden voor december manifesteren en verdwijnt vroegtijdig tussen mei en juni (Calvet, 1996). Dit vroegtijdig afsmelten wordt op de noordflank versterkt door de Tramontane (noordelijke tot noordwestelijke wind) die sneeuwaccumulatie verhindert. Op de zuidflank wordt het vroegtijdig afsmelten versterkt door de hoge insolatie (Soutadé, 1972). Eeuwige sneeuw is enkel terug te vinden in kleine sneeuwnissen boven de 2500 meter.

Dit algemene patroon kent echter in iedere streek zijn eigen invulling. De plaatselijke verschillen tussen de klimatologische parameters zijn te verklaren door de ligging van de streek ten opzichte van de massieven, de hoogte en lengteligging van de streek.

De lengteligging bepaalt de sterkte van de mediterrane invloed die, ten voordele van de oceanische invloed, afneemt naar het westen (Vigneau, 1986; Calvet, 1996 en 2001). De oostelijke Pyreneeën vormen namelijk het grensgebied tussen de gebieden onder invloed van de westenwinden en deze onder invloed van de Middellandse Zee (figuur 4.2). In de mediterrane kustgebieden heerst een mediterraan klimaat dat langs de vallei van de Tech tot voorbij Prades in de oostelijke Pyreneeën doordringt (Calvet, 1996 en 2001). Voorbij Prades verandert het klimaat in het zuidwesten in een gedegradeerd mediterraan klimaat, wat neerkomt op hogere neerslaghoeveelheden en lagere temperaturen (Calvet, 1996 en 2001). In het noordoosten van Prades domineert in de hoge massieven zoals deze van de Carlit en de Estats een hooggebergteklimaat met een toenemende oceanische invloed naar het westen toe (figuur 4.2) (Calvet, 1996 en 2001).

De ligging van een streek ten opzichte van de massieven heeft een belangrijke invloed aangezien de massieven als een scherm werken voor vochtige winden (Jalut, 1977; Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Zo heerst er ten zuiden van het massief van de Canigou een erg vochtig klimaat door aanvoer van vochtige lucht vanuit het bekken van de Middellandse Zee (figuur 4.2) (Calvet, 1996 en 2001). Neerslaghoeveelheden in dit deel van Catalonië liggen boven de 1000 mm (figuur 4.3).

Als laatste heeft de absolute hoogte een belangrijke invloed op het klimaat in de oostelijke Pyreneeën. Net zoals in de rest van de Pyreneeën daalt de gemiddelde temperatuur met de hoogte, stijgt de dagelijkse en jaarlijkse temperatuursamplitude en stijgt de hoeveelheid neerslag (Calvet, 1996). De jaarlijkse neerslagtoename bedraagt gemiddeld 50 millimeter per 100 meter (Calvet, 1996). Met de hoogte stijgt ook het aandeel neerslag onder de vorm van sneeuw in de totale percipitatie.

Het massief van de Canigou wordt aanzien als een vochtig Middellandse-Zeegebergte (Soutadé, 1969; Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Door de nabijheid van de Middellandse Zee is het weerpatroon in het massief van de Canigou grotendeels afhankelijk van de weersituaties boven de westelijke Middellandse Zee. Storingen uit het westen zijn al sterk afgezwakt voordat ze het massief van de Canigou bereiken waardoor ze slechts voor 17 procent van de neerslag instaan (Vigneau, 1986). De meeste neerslag heeft het massief van de Canigou te danken aan westwaarts migrerende, warme en vochtige luchtlagen die zich boven de Middellandse Zee hebben ontwikkeld (Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Wanneer deze storingen de oostelijke Pyreneeën bereiken geven deze vaak aanleiding tot overvloedige neerslag als gevolg van hun contact met de orografie (Vigneau, 1986). Deze stijgingsneerslag kan nogmaals versterkt worden wanneer de noordwaarts migrerende mediterrane storingen in botsing komen met koude zuidwaarts migrerende luchtlagen. Dit fenomeen van 'bloccage' zorgt ervoor dat de mediterrane storingen zich niet meer noordwaarts kunnen verplaatsen waardoor ze ter plaats uitregenen (Vigneau, 1986).

Het massief van de Canigou vormt het eerste belangrijke scherm voor de vochtige zuidoostenwinden en is daarom het natste massief van de oostelijke Pyreneeën. Aan de zuidflank van de Pyreneeën valt er namelijk reeds vanaf 1700 meter 1500 mm neerslag (Calvet, 1996). In de diepe bekkens rond de Canigou is de neerslaghoeveelheid het laagst in de gebieden die in de regenschaduw liggen van het massief (Vigneau, 1986; Calvet, 1996). In de Confluent valt er hierdoor jaarlijks gemiddeld minder dan 500 mm neerslag ten opzichte van 800 mm in de Vallespir (Vigneau, 1986). De herfst is het seizoen met de hoogste frequentie aan storingen afkomstig van het Middellandse-Zeegebied en is bijgevolg ook het seizoen waarin de grootste hoeveelheid neerslag valt in de oostelijke Pyreneeën (Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Dit neerslagmaximum is voornamelijk sterk uitgesproken in de vlakte van de Roussillon en neemt verder af naar het noordwesten toe (Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Op de ombrothermische curven van Perpignan, Le Tech en Prades (figuur 4.3) is te zien dat oktober de natste maand is in de herfst en dat in de lente de meeste neerslag valt in de maand mei. Het secundaire neerslagoptimum in de lente zorgt ervoor dat er boven de 1500 meter op de hoogste massieven nog veel sneeuw kan vallen waardoor het vaak duurt tot half mei alvorens de laatste sneeuw is verdwenen.

De temperaturen in het massief van de Canigou zijn relatief warm gegeven de breedteligging van het massief. Aan de voet van de Canigou is de gemiddelde
jaartemperatuur in Le Tech (550 m) en in Prades (320 m) ongeveer twaalf graden Celcius (figuur 4.3). De maanden juli en augustus zijn de warmste maanden met gemiddelden net boven de twintig graden Celcius. In de winter daalt de gemiddelde temperatuur niet onder de vijf graden Celcius. Hogerop het massief daalt de gemiddelde temperatuur en verandert het mediterrane en het Catalaanse klimaat aan de voet van het massief in een bergklimaat vanaf de boomgrens op ongeveer 1700 tot 1800 meter (Soutadé, 1980 in Calvet, 2001). Het aantal vorstdagen neemt toe met de hoogte. Op een hoogte van 2160 meter boven zeeniveau meter worden gemiddeld 150 tot 175 vorstdagen per jaar geregistreerd (Météo France (b)). De mediterrane invloed zorgt echter voor grote temperatuursfluctuaties waardoor het aantal vorst- en dooicyclussen groot is in het hooggebergte. Hierdoor kent het massief van de Canigou een lange periode van actieve vorstverwering (Soutadé, 1969).

De Tramontane is hoofdzakelijk een koude en droge noord tot noordwestelijke wind die gemiddeld 150 dagen per jaar waait (Soutadé, 1969; Jalut, 1977; Calvet, 1996). Deze wind ontstaat onder verschillende klimatologische omstandigheden waarvan enkel de twee meest voorkomende besproken worden. De koudste en hevigste Tramontane ontstaat bij het zuidwaarts migreren van polaire luchtstromen die aanleiding geven tot een Tramontane die uit het noorden waait (Calvet, 1996). Wanneer de Tramontane uit het noordwesten waait is hij afkomstig van Atlantische luchtlagen die hun vochtigheid verloren bij hun passage over het Centraal Massief en de Corbières (figuur 4.4) (meteo france, 2006). In de Audevallei versnelt deze wind waardoor in de Languedoc en in de Roussillon een sterke en droge Tramontane heerst (Calvet, 1996). Deze wind waait voornamelijk in mei met recordsnelheden van 50 m/sec (= 180 km/u) (Soutadé, 1972; Calvet, 1996). Hetzelfde gebeurt in de vallei van de Rhone waar dezelfde koude en sterke wind de Mistral wordt genoemd (Météo France (a)).

Naast de zachte temperaturen en de relatief lage neerslaghoeveelheden wordt de mediterrane invloed op het klimaat van de oostelijke Pyreneeën weerspiegeld door een grote jaarlijkse variabiliteit (Vigneau, 1986; Calvet, 1996). Deze variabiliteit is voornamelijk uitgesproken in de precipitatie. Neerslagwaarden tussen verschillende jaren kunnen sterk verschillen, vooral met afnemende afstand tot de kust. Tussen 1851 en 1983 zijn de extremen in precipitatie te Perpignan 300 mm ten opzichte van 1200 mm. In Ollot, gelegen in vochtig Catalonië, neemt het relatieve verschil tussen minimum en maximum af met over de periode 1896-1935 waarden van 650 mm en 1550 mm. Meer kenmerkend nog dan de jaarlijkse variabiliteit in de percipitatie van de oostelijke Pyreneeën is het voorkomen van extreme regenval. Elke herfst wordt gekenmerkt door het voorkomen van een periode waarin veel neerslag valt maar in sommige jaren nemen de herfstregens catastrofale proporties aan. De best gedocumenteerde catastrofe is deze tussen zestien en twintig oktober 1940. Het effect van een 'bloccage' van een mediterrane storing kwam toen op lokale schaal sterk tot uiting (Soutadé, 1993). In totaal viel er toen 1500 mm neerslag waarvan de 'Haut Vallespir' een Europese recordhoeveelheid van 1000 mm op 24 uur te slikken kreeg (figuur 4.5) (Soutadé, 1993; Calvet, 1996). Soortgelijke extremen zijn geen uitzondering. Bewijzen ervan komen veelvuldig voor in archieven onder de vorm van vernielingen van bruggen en

gebouwen of in mythische verhalen (Calvet, 1996). Zo moeten er soortgelijke gebeurtenissen hebben plaatsgevonden in 1907, tussen 1772 en 1777, in 1763, in het begin van de veertiende eeuw en in 878 (Calvet, 1996).

### 4.3 Het paleoklimaat

Net als voor de rest van de wereld is voor de Pyreneeën een tijdvak dat gekenmerkt wordt door een afwisseling van glacialen en interglacialen (Pannekoek & van Straaten, 1982; Roberts, 1998) (een benaming die echter verwarrend is aangezien de afwisseling glaciaalinterglaciaal een droge-vochtige afwisseling was in de tropen (De Dapper, 2005)). In de negentiende eeuw waren het aanvankelijk geomorfologische aanwijzingen die zulke klimaatsfluctuaties veronderstelden, zoals morenes in gebergtegebieden (Pannekoek & van Straaten, 1982; Roberts, 1998). Tegenwoordig worden bewijzen voor de Pleistocene klimaatsfluctuaties voornamelijk gehaald uit de analyse van boorkernen uit diepzeesedimenten en uit de ijskappen van Antarctica en Groenland. Aan de hand van deze data wordt de laatste koude periode van het laatste glaciaal (Eng. Last Glacial Maximum (LGM)) wereldwijd gesitueerd op 18.000 jaar BP (Roberts, 1998; Florineth & Schlüchter, 2000). Op basis van kleinere ijskappen, zoals die van de Alpen en de Pyreneeën, lijken de voorbije klimaatsfluctuaties echter complexer dan het wereldwijde patroon (Gillespie & Molnar in Florineth & Schlüchter, 2000). Deze ijskappen hebben namelijk veel kortere reactietijden ten opzichte van veranderende klimatologische parameters, zoals temperatuur en precipitatie, en weerspiegelen hierdoor regionale veranderingen in het klimaat (Florineth & Schlüchter, 2000). Zo vindt de maximale uitbreiding van de ijskap in de Pyreneeën plaats vóór 30.000 jaar BP (Andrieu et al., 1988; Calvet, 1996; Calvet, 2004) en tussen 21.000 en 18.000 jaar BP in de Alpen (Florineth & Schlüchter, 2000).

Tijdens het laatste glaciaal van het Pleistoceen (Weichsel of Würm) was de algemene luchtcirculatie zuidwaarts verschoven (Florineth & Schlüchter, 2000). Dit gebeurde onder invloed van de grote Laurentide, Groenlandse en Fennoscandiaanse ijskappen (Florineth & Schlüchter, 2000). Boven deze koude ijskappen waren namelijk permanente hogedrukgebieden aanwezig, net als boven de actuele poolgebieden. De gemiddelde breedte van de straalstroom verplaatste zich hierdoor naar 45° NB (Florineth & Schlüchter, 2000). Ondanks deze zuidwaartse verschuiving van de straalstroom bleef het algemene luchtcirculatiepatroon boven de Pyreneeën gelijkaardig aan het hedendaagse circulatiepatroon (Calvet, 1996 en 2004). Zoals uitvoerig wordt besproken in hoofdstuk acht weerspiegelt de Pyreneese vergletsjering dit circulatiepatroon, dat tot uiting komt via een belangrijke vergletsjering van de noordkant en slechts een beperkte vergletsjering van de zuidkant en de oostkant van de Pyreneese keten.

Het vroegtijdig afsmelten van de Pyreneese gletsjers (vóór 30.000 jaar geleden) is volgens Andrieu et al. (1988) en Calvet (1996 en 2004) te wijten aan een verhoogde ariditeit in de Pyreneese zone. Deze koude en droge condities die tijdens het Laat-Glaciaal heersten blijven

dominant tot het eind van het Tardiglaciaal (Jalut, 1977). Het Alleröd vormt net zoals in de rest van Noordwest-Europa een korte warme pauze in het koude Tardiglaciaal. Het Preboreaal vormt een overgangsperiode naar het Boreaal dat warmer en vochtiger is (Jalut, 1977; Calvet, 1996). Pollenanalyses wijzen op een klimaat dat vanaf de tweede helft van het Preboreaal niet meer sterk verschilt van het huidige (Jalut, 1977). Het Atlanticum (8000 tot 4700 jaar BP) blijft gekenmerkt door een warm doch vochtiger klimaat dat opnieuw kouder wordt in het Subboreaal (Jalut, 1977; Calvet, 1996). Vanaf 5300 jaar BP is de menselijke invloed op het milieu toegenomen en vinden er belangrijke ontbossingen en vegetatiewijzigingen plaats (Jalut, 1977; Calvet, 1996). Het resultaat hiervan is dat de hypothesen over Holocene klimaatsfluctuaties, die hoofdzakelijk gebaseerd zijn op pollenanalyses, minder betrouwbaar worden (Calvet, 1996). Zo blijft het in vele gevallen moeilijk de menselijke en de natuurlijke invloeden uit elkaar te houden. Andere proxyvariabelen, zoals fluctuaties in meerniveaus, analyse van insectenlarven en analyse van plankton in lacustriene milieus, maken het mogelijk om uitspraken gebaseerd op pollenanalyses te bevestigen (Calvet, 1996). Zo kon er tussen 4000 en 3500 jaar BP een warme episode en rond 3400 jaar BP een droge episode vastgesteld worden in het Subboreaal (Burjachs et al., 1985-86 in Calvet, 1996). Het Subatlanticum blijft vochtig en wordt gekenmerkt door de vestiging van het huidige mediterraans klimaat vanaf 3000 jaar BP in de oostelijke Pyreneeën (Jalut et al., 2000). Kleine klimaatsfluctuaties blijven echter bestaan met een koude periode tussen 300 en 2400 jaar BP (Burjachs et al., 1985-86 in Calvet, 1996).

## Hoofdstuk 5

# Hydrografie

Het hydrografische netwerk van de Pyreneeën vertoont een typerend patroon (figuur 2.1). Van de eerste toppen van de westelijke Pyreneeën tot aan de Carlit in de oostelijke Pyreneeën splitst de kamlijn van de hoogste massieven het hydrografische netwerk in een zuidelijk en een noordelijk deel. Grote longitudinale valleien zoals in de Alpen bestaan er nauwelijks. Enkel de bovenloop van de Garonne (Vall d'Aran) en de bovenloop van de Segre vormen kleine longitudinale valleien in het hooggebergte. In het laaggebergte vormt het kanaal van Berdum (100 km lang) aan de Spaanse zijde de belangrijkste longitudinale vallei (Beaujeu-Garnier, 1953). Het hydrografische netwerk is in de westelijke en centrale Pyreneeën hoofdzakelijk loodrecht op de waterscheidingskam georganiseerd. Een onnoemelijk aantal rivieren ontspringen hoog in de bergketen en stromen evenwijdig met elkaar in transversale valleien om nadien in de voorlandbekkens samen te vloeien. De primaire waterscheidingkam tussen de noordelijke en de zuidelijke bekkens van de westelijke en centrale Pyreneeën is bijgevolg oostwestelijk georiënteerd. De secundaire waterscheidingskammen tussen de verschillende rivieren van deze bekkens zijn noordzuidelijk georiënteerd.

Ten noorden van de westelijke en de centrale Pyreneeën stromen de rivieren naar het Aquitaanse bekken om zo in de Atlantische Oceaan terecht te komen. In het Aquitaanse bekken kunnen twee verschillende bekkens onderscheiden worden: het bekken van de Adour en dit van de Garonne. Het bekken van de Adour is het kleinste en staat in voor de drainage ten noorden van de Pyreneese kamlijn, vanaf de kust tot aan de 'Pic du Midi de Bigorre' in de centrale Pyreneeën. In de Pyreneeën is de belangrijkste rivier van dit bekken de 'Gave de Pau' die vanuit de 'Cirque de Gavarnie' naar Lourdes en Pau stroomt. Het bekken van de Garonne is verantwoordelijk voor het grootste deel van de drainage ten noorden van de Pyreneese kamlijn. Van de 'Pic du Midi de Bigorre' tot aan de Carlit zijn de belangrijkste rivieren van dit bekken de Garonne, de Salat en de Ariège. Deze laatste vormt tevens de grens tussen de centrale en de oostelijke Pyreneeën. Ten zuiden van de Pyreneese kamlijn stroomt het water, van het uiterste westen van de keten tot Ripoll, via het bekken van de Ebro naar de Middellandse Zee. De belangrijkste rivieren van dit bekken zijn de Aragon en de Segre.

Het hydrografische netwerk van de oostelijke Pyreneeën verschilt sterk van datgene van de centrale en de westelijke Pyreneeën (figuur 2.2). In plaats van doorsneden te worden door transversale valleien zijn het hier longitudinale valleien die de basis vormen van het hydrografische netwerk. Enkel de Aude, die tussen de massieven van de Carlit en de Madrès in de Cacpir stroomt, heeft een transversale stroomrichting. Het kleine bekken van deze rivier is gelegen tussen de Pyreneeën en de 'Montagne Noire' en is door het 'Canal du Midi' verbonden met het bekken van de Garonne. De twee longitudinale valleien die kenmerkend zijn voor de oostelijke Pyreneeën liggen ten noorden en ten zuiden van het massief van de Canigou. De kleinste ervan is de vallei van de Tech die in de bergketen de Vallespir wordt genoemd. De Tech ontspringt in het Carança-massief en stroomt langs de zuidflank van het massief van de Canigou naar de vlakte van de Roussillon. Het stroombekken van deze 79 kilometer lange rivier bedraagt 725 vierkante kilometer (Calvet, 2001) en het debiet bij de monding bedraagt vijf kubieke meter per seconde (Calvet, 1996). De Coumelade is een zijrivier van de Tech die ontspringt in het massief van de Canigou tussen de bergtoppen Puig Roja en Puig dels Tres Vents. Na een verval van 2000 meter over een afstand van elf kilometer, mondt de Coumelade uit in de Tech ter hoogte van het dorp Le Tech.

Met een stroombekken van 1300 km<sup>3</sup> en een debiet van tien kubieke meter per seconde aan de monding is de Têt de belangrijkste rivier van de oostelijke Pyreneeën (Calvet, 1996). De lengte van deze rivier bedraagt 120 kilometer. Van het massief van de Carlit stroomt deze rivier tussen het massief van de Madrès ten noorden ervan en de Carança en Canigou massieven ten zuiden ervan naar de Middellandse Zee. De bovenloop van deze rivier, van de Pic Rouge tot Prades, heeft een sterk verval en stroomt in een nauwe vallei. Vanaf Prades verbreedt de vallei, waarna de Têt ter hoogte van Vinca in de vlakte van de Roussillon uitkomt. Naar analogie met de vallei van de Tech wordt de vallei van de Têt in de oostelijke Pyreneeën met de naam Confluent aangeduid. Voorbij de stad Mont Louis wordt het bekken van de Confluent in zuidwestelijke richting verlengd door het bekken van Cerdanya waarin de Segre stroomt. Dit bekken is, net zoals deze van de Vallespir en de Confluent, ontstaan in een slenkgebied (hoofdstuk 3).

Naast de valleien van de Tech en de Têt zijn er nog een aantal longitudinale valleien gelegen aan de mediterrane kant van de oostelijke Pyreneeën. Ten noorden van de vallei van de Têt stroomt de Agly. Deze rivier kent zijn oorsprong in het Madrès-massief en stroomt via Perpignan naar de Middellandse Zee. In Spanje stoomt de Fluvia vanuit het Carança-massief naar het bekken van Ampordan. Vanuit in hetzelfde massief ontspringt de Ter die belangrijkste rivier die aan de zuidkant van de oostelijke Pyreneeën gelegen is. Vanuit het Carança-massief stroomt deze rivier zuidwaarts om nadien oostwaarts af te buigen en zo via Girona de Middellandse Zee te bereiken.

De rivieren van de oostelijke Pyreneeën vertonen een debiet met een grote seizoenale en jaarlijkse variabiliteit (Calvet, 1996). De lente en de herfst zijn de seizoenen met de meeste neerslag en bijgevolg ook het seizoen waarin de hoogste waterstanden gemeten worden. Een gedeelte van de neerslag die in de herfst en in de winter valt blijft in het hooggebergte

opgeslagen onder de vorm van sneeuw. Hierdoor kan de waterstand in de lente uitzonderlijk hoog zijn in vergelijking met de neerslag wat tot aanzienlijke wateroverlast kan zorgen. De wateroverlast kan in het gebied namelijk desastreuze gevolgen hebben. In oktober 1940 zorgde een spectaculaire hoeveelheid neerslag voor grote overstromingen in de Roussillon. Samen met de door overbegrazing erosiegevoelige valleiflanken gaf dit aanleiding tot sterke erosie en diepe insnijding van de rivieren (Soutadé, 1969). Voor de vallei van de Tech wordt de erosie geschat op 5,1 tot 7,6 mm tijdens de duur van de storm (Calvet, 2001). De grote hoeveelheid water die naar de Roussillon stroomde resulteerde in grote overstromingen en de afzetting van miljoenen tonnen alluvium (Conseil Général Pyrénées orientales (b)). De toenmalige lage urbanisatiegraad zorgde gelukkig voor een relatief laag dodental.

Om zulke catastrofes in de toekomst te vermijden werden er in de oostelijke Pyreneeën en in de Roussillon tal van maatregelen genomen om verdere wateroverlast te beperken (Conseil Général Pyrénées orientales (b)). Op de Têt, de Tech, de Agly en hun zijrivieren werden dammen geplaatst om overvloedig water op te vangen (Soutadé, 1969; Conseil Général Pyrénées orientales (b)). De grootste van deze dammen zijn diegene nabij Vinca op de Tech en nabij Caramany op de Agly. De Vincadam dateert uit 1976 en heeft een capaciteit van 25 miljoen kubieke meter (Conseil Général Pyrénées orientales (b)). De recentere Aglydam werd ingehuldigd in 1994 en vormt met een capaciteit van 30 miljoen kubieke meter de grootste van de oostelijke Pyreneeën (Conseil Général Pyrénées orientales (b)). In de vlakte van de Roussillon zijn wateropvangbekkens aangelegd om eventuele overstromingen in de mate van het mogelijke te beperken. Het grootste wateropvangbekken is dit van Villeneuve gelegen op 40 kilometer ten zuiden van Perpignan. De enorme erosie die de Vallespir in 1940 onderging gaf aanleiding tot massale herbebossing van de valleiflanken (Conseil Général Pyrénées orientales (b)). Al deze maatregelen zijn echter nog steeds onvoldoende om de wispelturigheid van het mediterrane klimaat in te perken. Op negentien november van het jaar 1989 ontsnapten de oostelijke Pyreneeën namelijk nauwelijks aan een herhaling van de overstroming van 1940.

### Hoofdstuk 6

# Vegetatie

De zuidelijke ligging, de grote variatie in klimaat en de hoogteligging resulteren in de Pyreneeën in een grote floristische soortenrijkdom (Dendaletche, 1997). Het aantal soorten dat uniek is voor de bergketen (endemische soorten) is hierbij erg hoog (Dendaletche, 1997). De voorkomende plantensoorten hebben allen een karakteristieke verspreiding die afhankelijk is van de hoogte. Hierdoor kunnen in de Pyreneeën verschillende plantenassociaties herkend worden die elk een bepaald hoogte-interval typeren (Jalut, 1977; Dupias, 1985; Calvet, 1996; Dendaletche, 1997). De hoogteligging is namelijk de belangrijkste variabele die het voorkomen van bepaalde plantenassociaties beïnvloedt. De verandering in klimaat die waar te nemen is bij toenemende hoogte resulteert in een kouder en vochtiger milieu (hoofdstuk 4).

Van laag naar hoog kunnen vier vegetatieve niveaus onderscheiden worden: het laaggebergte niveau, het hooggebergte niveau, het subalpiene niveau en het alpiene niveau (figuur 6) (Jalut, 1977; Dupias, 1985; Calvet, 1996; Dendaletche, 1997). Onder het laaggebergte niveau wordt een bijkomend niveau gedefinieerd die de overgang naar de vegetatiecomplexen van de voorlandbekkens vertegenwoordigt. In de oostelijke Pyreneeën wordt dit overgangsniveau het mesomediterrane niveau genoemd (Dupias, 1985). Om de mediterrane invloed op de laag- en hooggebergte niveaus aan te duiden spreekt men in de oostelijke Pyreneeën respectievelijk van een supramediterraan en oromediterraan niveau (Dupias, 1985). Hetzelfde geldt voor de gebieden die onderhevig zijn aan oceanische Atlantische invloeden waar de overgangszone, het laaggebergte niveau en het hooggebergte niveau met respectievelijk een Atlantisch, een sub-Atlantisch en een berg-Atlantisch niveau overeenkomen (Dupias, 1985). In de centrale delen van de bergketen die onderhevig zijn aan een meer continentaal klimaat zijn de bergniveaus van klassieke medio-europese aard (Dupias, 1985).

De grenzen van de hoogte-intervallen waarin een bepaald vegetatief niveau voorkomt is niet constant over de hele bergketen maar wisselt naargelang lokale of regionale klimaatsverschillen. Dupias (1985) stelt echter dat elk vegetatief niveau door een karakteristieke onder- en bovengrens gekenmerkt wordt. De overgang tussen het overgangsniveau (mesomediterraan in de oostelijke Pyreneeën) en het laaggebergte niveau ligt bij benadering op 600 meter boven zeeniveau. Naar boven toe gaat het laaggebergte niveau vanaf 1000 tot 1100 meter over in het hooggebergte niveau. Op deze overgang maken de eikenbossen (Quercus) plaats voor beuken- en sparrenbossen (Fagus en Picea) (Jalut, 1971; Jalut, 1977; Dupias, 1985; Calvet, 1996; Dendaletche, 1997). De bosgrens is gelegen rond de 1700 meter waar het hooggebergte niveau plaatsmaakt voor het subalpiene niveau. Dit niveau wordt gekenmerkt door het voorkomen van kleine verspreide haakdennen (Pinus unicata) in een door lage heesters gedomineerde landevegetatie (Jalut, 1971; Jalut, 1977; Dupias, 1985; Calvet, 1996; Dendaletche, 1997). Vanaf 2200 tot 2400 meter bestaat de schaarse vegetatie uit alpenweiden. Deze alpenweide karakteriseert het alpiene niveau dat gelegen is tussen de verspreide boomgrens en de eeuwige sneeuwgrens. Het extreme klimaat van het alpiene niveau wordt door een langdurige sneeuwbedekking gekenmerkt (7 tot 9 maanden), een groot aantal vorstdagen, een felle wind en een hoge lichtintensiteit. Vanaf 3000 meter krijgt het alpiene niveau een bijkomende nivale aanduiding. In dit door ijs en rotsen gedomineerd nivaal niveau ontbreken zaadplanten (Dupias, 1985) en bestaat de uiterst schaarse vegetatie hoofdzakelijk uit korstmossen.

De oostelijke Pyreneeën vormen het contactgebied tussen Atlantische en mediterrane invloeden en bevatten hierdoor een grote soortenrijkdom (Dendaletche, 1997; Natura 2000). Het massief van de Canigou herbergt een groot deel van deze soortenrijkdom waarvan een groot aantal beschermd is (Natura 2000). Deze beschermde soorten zijn berglook (Allium victoriale), maneschild (Androsace carnea), röhriger geelster (Gagea fistulosa), bosgeelster (Gagea lutea), grote boterbloem (Ranunculus lingua), zonnedauw (Androsace carnea laggeri), ruige sleutelbloem (Primula hirsuta), sleutelbloem (Primula integrifolia), steenbreek (Saxifraga exarata moschata), Primula latifolia en Pyrenees helmkruid (Scrophularia pyrenaïca). De gebieden waar deze waardevolle soorten voorkomen worden beschermd volgens het Europees Natura 2000 netwerk (Natura 2000), volgens de 'Reserve Naturelles' van Prats-de-Mollo-la-Preste, Py en Mantet of vallen onder de beschermingsmaatregelen van de geklasseerde site van de Canigou boven de 1800 meter (Conseil Général (c)). In het massief van de Canigou bestrijken deze natuurbeschermingsgebieden een oppervlakte van 11.640 hectare en zijn ze voornamelijk gelokaliseerd aan de noordflank van het massief (Natura 2000).

De klimaatsverschillen tussen de noord- en zuidkant van het massief van de Canigou zorgen ervoor dat de soortenassociatie per vegetatief niveau en de verbreiding van de verschillende vegetatieve niveaus verschillend is voor de twee flanken (Dendaletche, 1997; Noël, 1996). Op de meer vochtige en warmere zuidkant reiken de vegetatieve niveaus hoger dan op de drogere en koudere noordkant (Jalut, 1977; Noël, 1996). Door de overvloedige neerslag op de zuidhelling is het vegetatiedek echter minder aaneengesloten dan aan de noordzijde (Noël, 1996).

Aan de voet van het massief van de Canigou zorgt de invloed van de nabijgelegen Middellandse Zee voor een mediterrane invloed tot aan het subalpiene niveau (Jalut, 1971; Jalut, 1977; Dupias, 1985; Dendaletche, 1997; Natura 2000). Op het laagste

overgangsniveau komt dit overeen met eikenbossen waarin de groene eik (Quercus ilex) de dominerende soort is. Vanaf het laaggebergte niveau op ongeveer 800 meter wordt het bosbestand gekenmerkt door beuken- en sparrenbossen met bij toenemende hoogte inmenging van grove den (Pinus sylvestris). Beide niveaus zijn echter sterk aangetast door menselijke ingrepen zoals ontbossing ten behoeve van de landbouw of vervanging van het bosbestand met economisch meer rendabele soorten (Jalut, 1971; Jalut, 1977; Dupias, 1985; Calvet, 1996). Vanaf de bosgrens die zich bevindt rond 1700 tot 1800 meter begint het subalpiene niveau. Dit niveau wordt op een hoogte van 2500 meter gekenmerkt door de aanwezigheid van kleine alleenstaande haakdennen (Jalut, 1971; Jalut, 1977; Dupias, 1985; Dendaletche, 1997; Calvet, 1996). Hierin vinden we een landevegetatie die voornamelijk samengesteld is uit brem (Fabaceae cytisus), heidestruik (Ericaceae calluna), rododendron (Ericaceae Rhododendron), jeneverbes (Cupressaceae Juniperus communis) en gispet (Festuca eskia) (Soutadé, 1969; Dupias, 1985; Dendaletche, 1997; Natura 2000). Op de interfluvia en op de morenes maakt de lande echter plaats voor weiland (Soutadé, 1969). Vanaf het alpiene niveau op 2600 meter begint het periglaciale domein dat gekenmerkt wordt door alpenweiden (Dendaletche, 1997). Deze worden gekenmerkt door een kort groeiseizoen door de langdurige sneeuwbedekking (Dupias, 1985).

Zoals besproken in het hoofdstuk paleoklimaat zijn de klimatologische omstandigheden in de Pyreneese keten vanaf de tweede helft van het Preboreaal gelijkaardig aan de huidige. De periode die erop volgt wordt gekenmerkt door enerzijds kleine klimaatsfluctuaties en anderzijds het verschijnen van het huidige mediterraans klimaat vanaf 3000 jaar BP in de oostelijke Pyreneeën (deel 4.3). Het gevolg hiervan is dat uit de bestaande Pleistocene terugtrekkingshaarden de vegetatie snel zijn huidige samenstelling kreeg en zijn huidige positie innam (Calvet, 1996). De haakden bereikte zo zijn huidige bovengrens van 2400 reeds tussen 1000 en 9800 jaar BP (Reille, 1991 en Reille & Andrieu, 1993 in Calvet, 1996). Vanaf het einde van het Preboreaal tot het begin van het Boreaal zijn nagenoeg alle huidige taxa goed ontwikkeld (Jalut, 1977; Calvet, 1996). Het bosbestand, eerst gedomineerd door notelaars en eiken en later vervangen door sparren en beuken, bereikt zijn huidige bovengrens vanaf het Boreaal (Jalut, 1977). Na het verdwijnen van het steppeklimaat in de hoogste zones van de bergketen (boven 1800 meter) ontwikkelen zich daar ook vanaf het Boreaal de verschillende taxa die ze nu typeren (Jalut, 1977). De snelle klimaatverandering en de aanwezigheid van Pleistocene terugtrekkingshaarden, zoals deze in de vallei van de Tech, zorgden ervoor dat de huidige vegetatieve niveaus reeds vanaf het Boreaal goed ontwikkeld en gepositioneerd waren (Jallut, 1977).

Deel 2

De Pyreneeën en glaciaties

## Hoofdstuk 7

## Glaciale chronologie

De polemiek over het bestaan van één of meerdere glaciale perioden tijdens het Pleistoceen is een discour dat tegenwoordig is beëindigd (Delmas, 2005). Dankzij de wetenschappelijke vooruitgang die de ontwikkeling van nieuwe technieken mogelijk maakte is iedereen er tegenwoordig van overtuigd dat het Pleistoceen bestond uit een afwisseling tussen lange glacialen en veel kortere interglacialen. Voor de Pyreneese keten duurde het echter tot de jaren 1980 alvorens de poliglaciale hypothese algemeen aanvaard werd. De periode ervoor was gekenmerkt door een overgang waar de monoglaciale hypothese, gebaseerd op feiten, werd vervangen door een principieel monoglacialisme (Delmas, 1998 en 2005).

De vestiging van de monoglaciale hypothese begon met het werk van Birot in 1937. In zijn onderzoek naar de morfologie van de oostelijke Pyreneeën stelt hij dat de Pyreneeën te arm zijn aan afzettingen om nuttig te zijn voor de verdediging van de poliglaciale hypothese. Hij beweert dat "alle glaciale afzettingen slechts aan één glaciale periode gekoppeld kunnen worden" (Birot, 1937, pg. 30). Deze monoglaciale hypothese is later, voornamelijk in de jaren 1960, door onderzoekers zoals Barrère (1963), Viers (1961, 1963 en 1968) en Taillefer (1969) uitgewerkt (Andrieu et al., 1988; Calvet, 1996; Delmas 1998 en 2005). In deze publicaties hebben de onderzoekers het over drie morenewallen die duidelijk van elkaar te onderscheiden zijn. De eerste morenewallen liggen het verst van de kamlijnen verwijderd en worden aangeduid als externe morenewallen. Deze wallen komen overeen met de maximale uitbreiding van de gletsjers. De volgende generatie morenewallen zijn de interne morenewallen. Deze zijn gevormd na een lichte terugtrekking die gevolgd werd door de stagnatie van de gletsjers in de vallei. De laatste en jongste generatie morenewallen zijn deze van het kaarstadium. Deze worden gedateerd tot het Tardiglaciaal (Viers, 1961) of het Neoglaciaal (Taillefer, 1969 in Delmas, 1998) en vertegenwoordigen de restgletjers van een bijna volledig gletsjervrije bergketen. Om deze gefaseerde terugtrekking van Pyreneese gletsjers te koppelen aan observaties in de Alpen worden de externe morenewallen gekoppeld aan het Riss en worden de interne morenewallen gekoppeld aan het Würm, hoewel deze als verschillende stadialen in één glaciale periode aanzien worden (Viers, 1961; Taillefer, 1969 in Delmas, 2005).

Dat de discussie tussen de aanhangers van de monoglaciale hypothese en deze van de polyglaciale hypothese hoog kon oplopen blijkt duidelijk in het werk van Viers (1961). In zijn onderzoek naar de glaciale afzettingen in het massief van de Carlit houdt hij een pleidooi voor de monoglaciale hypothese waarbij hij zijn polyglaciale tegenstanders niet spaart. In zijn hoofdstuk "algemene problemen" beweert Viers dat het glaciale discour een discour is dat op het terreinwerk moet gebaseerd zijn en niet op literatuuronderzoek, zoals in het geval van de aanhangers van de polyglaciale hypothese. Ook op de geologische kaarten van Prades (1925) en l'Hospitalet (1912), aangemaakt door Mengel en vaak aangehaald ter verdediging van de polyglaciale hypothese, heeft Viers vernietigende kritiek. Viers beweert dat op de geologische kaarten, die drie glaciale perioden veronderstellen, verschillende soorten glaciale afzettingen onder eenzelfde noemer komen te liggen. Tevens zouden niet-glaciale afzettingen als glaciaal aangeduid worden, worden gelijkaardige morenes als verschillend aangegeven en bevatten de verschillende kaartbladen talrijke tegenstrijdigheden. Viers concludeert dan ook dat de geologische kaarten van Mengel geen enkele glaciaal-chronologische betekenis hebben. De grootste kritiek op de polyglaciale hypothese heeft Viers (1961) echter bij de toepassing ervan op lokale schaal in het massief van Carlit. Het onderscheiden van verschillende, kort na elkaar gelegen externe morenewallen die een weergave zijn van de verschillende glacialen is volgens Viers niet voldoende onderbouwd. Ze zijn namelijk te gelijkaardig en ze worden niet door verdiepingsfazen van de valleien gescheiden. Viers ziet de morenewallen als het gevolg van kleine, korte termijn klimaatsschommelingen die het gletsjerfront binnen één glaciale periode doen schommelen. Hij verwerpt ook de correlatie tussen alluviale terrassen en morenewallen en stelt zelfs dat "onderzoek op het terrein moet gevoerd worden en niet in bibliotheken zodat glaciale en fluviatiele afzettingen niet door elkaar gehaald zouden worden" (Viers, 1961, pg. 33). Dezelfde beweringen en dezelfde opeenvolging van externe, interne en kaar morenewallen gelden volgens Viers ook voor de rest van de bergketen (Viers, 1961). In zijn publicatie over de vergletsjering van het massief van de Canigou is hij zelf verwonderd over de gemakkelijke identificatie van een opeenvolging van morenewallen in een zo beperkt vergletsjerd massief (Viers, 1966; Viers, 1960 in Calvet, 2004).

Het is tot in de jaren 1980 dat er, dankzij de vooruitgang in de paleoklimatologie en Quartaire stratificatie, moet gewacht worden op een doorbraak van de polyglaciale hypothese voor de Quartaire vergletsjering van de Pyreneese keten (Delmas, 1998 en 2005). De uiteindelijke doorbraak wordt gemaakt door Hubschman in 1984 die aan de hand van verschillen in verweringsgraad verschillende generaties morene-afzettingen kon identificeren in de terminale (externe volgens de monoglaciale terminologie) morenewallen. Hubschman (1984) bakent op basis van zijn onderzoek in de valleien van de Gave d'Ossau, de Gave de Pau, de Garonne en de Ariège twee glaciale perioden af namelijk een oude en een recente glaciale periode. Afzettingen van de oude glaciale periode zijn te vinden in de terminale morenecomplexen en zijn ten opzichte van de recentere glaciale afzettingen fijner van textuur, kalkarm, zuur en meer gekleurd (Hubschman, 1984). De morfologisch duidelijk afgelijnde interne en externe morenewallen van het monoglacialisme behoren volgens het

#### Hoofdstuk 7: Glaciale chronologie

onderzoek van Hubschman tot een enkele glaciale periode. In een wetenschappelijke sfeer die nu stilaan overtuigd geraakt van de polyglaciale hypothese werden er op de Pyreneese noordflank, drie kilometer stroomafwaarts van de terminale morene-afzettingen van Arudy, bewijzen gevonden voor een nog belangrijkere glaciatie in het onder-Pleistoceen (Gangloff, 1989 in Delmas, 1998). In de oostelijke Pyreneeën is het Calvet (1996) die in navolging van Gourinard (1971) drie duidelijk generaties morenes herkent in de terminale morenecomplexen van de Carlit (Calvet, 1996). Een belangrijk argument aangehaald door Calvet (1996) is de correlatie tussen alluviale terrassen en morene-afzettingen. Hij slaagt erin de alluviale terrassen T1, T2 en T4 van de Cerdanya en de Cacpir eenduidig te koppelen aan morene-afzettingen van verschillende ouderdom. Het jongste alluviale terras T1 vertoont een pedogenese dat nog niet ver gevorderd is waardoor het ontstaan ervan in het Würm gesitueerd wordt (Calvet, 1996). Het tweede alluviale terras T2 wordt met zijn ver gevorderde pedogenese toegeschreven aan een glaciatie ouder dan het Würm, waarschijnlijk overeenkomend met het Riss (Calvet, 1996 en 2004). Het vierde alluviale terras dat aan de oudste morene-afzettingen gekoppeld wordt, wordt toegeschreven aan een nog oudere Midden-Quartaire glaciale periode (Calvet, 1996). De reden waarom de identificatie van de verschillende glaciale perioden zo moeilijk blijkt enkel op basis van het bestuderen van de morenecomplexen is volgens Calvet (1996) toe te schrijven aan de gletsjers die gedurende de verschillende glaciale perioden een bijna identieke positie in de valleien innamen.

De vernieuwde polyglaciale visie over de Pyreneese vergletsjeringsgeschiedenis vormt tegenwoordig een nieuwe basis voor het onderzoek naar glaciale afzettingen (Calvet, 1996; Delmas, 1998 en 2005). De hierboven aangehaalde externe morenes van het monoglacialisme vormen een terminaal morenecomplex bestaande uit materiaal van verschillende glaciaties waarvan de chronologie eerder een opeenvolging is in laageenheden dan een reeks naast elkaar liggende morenewallen (Calvet, 1996; Delmas, 1998). De duidelijk afgelijnde externe morenewallen, de interne morenewallen en de kaarmorenes van het monoglacialisme zijn inderdaad oorspronkelijk van dezelfde glaciale periode. Deze glaciale periode stemt echter overeen met het Würm, waardoor het LGM (Last Glacial Maximum) niet kan toegewezen worden aan de interne morenewallen zoals Viers deze bedoelde, maar aan de externe morenecomplexen van de monoglaciale terminologie (Calvet, 1996; Delmas, 1998). Voor de afbakening van de verschillende glaciale perioden in het Pleistoceen zijn sinds de algemene aanvaarding van de polyglaciale hypothese tal van dateringen beschikbaar (Calvet, 2004). De belangrijkste datering komen echter uit het onderzoek van de karstafzettingen van Niaux-Lombrives in de Ariège door Sorriaux (1981), Bakalowicz et al. (1984) en Taillefer (1984) (Calvet, 2004). Op basis hiervan worden er tussen 250.000 en 200.000 jaar BP en tussen 90.000 en 20.000 jaar BP twee belangrijke glaciale perioden afgebakend. Hiernaast worden nog twee minder belangrijke glaciale perioden onderscheiden tussen 350.000 en 290.000 jaar BP en tussen 175.000 en 130.000 jaar BP (Calvet, 2004). Zoals het onderzoek van Delmas (1998) aantoont is de volgende uitdaging het achterhalen van de chronologie

waarmee de Pyreneese keten tijdens het Würm gletsjervrij werd en de uitspaken die gebaseerd zijn op lokaal onderzoek te extrapoleren naar de hele bergketen.

## Hoofdstuk 8

# Pyreneese vergletsjering

Dit hoofdstuk behandelt de uitbreiding van de Pyreneese vergletsjering en bespreekt hoe de bergketen na het LGM gletsjervrij werd.

### 8.1 Grenzen aan de vergletsjering

De huidige restanten van de gletsjers in de Pyreneeën zijn slechts een kleine fractie van wat er vergletsjerd was tijdens de koude perioden van het Pleistoceen (Mercer, 1975; Serrat & Ventura, 1988; Calvet, 2004). Dit is het gevolg van de beperkte hoogteligging in combinatie met het milde klimaat dat droger wordt naar het oosten (figuur 2.1 en hoofdstuk 4). De nul graden Celcius isotherm ligt hierdoor boven de 2800 meter. Over een afstand van ongeveer honderd kilometer, van de Balaïtous in het westen tot de Aneto in het oosten, telt de Pyreneese keten 41 kleine relictgletsjers, gelegen in massieven boven de 3000 meter (figuur 8.1) (Martinez et al., 1998). Deze gletsjers zijn aangeduid op figuur 4.1. Hun benaming, dimensie, oppervlakte, ligging en drainage zijn terug te vinden in de onderstaande tabel. Het verschil in aantal gletsjers tussen de publicaties van Martinez et al. (1998) (41 gletsjers) en diegene van Serrat en Ventura (1988) (42 gletsjers) is waarschijnlijk te wijten aan het verdwijnen van een gletsjer in de tien jaar die deze twee publicaties scheiden. Samen bedekken de Pyreneese gletsjers een oppervlakte van 8,1 vierkante kilometer (Serrat & Ventura, 1988; Martinez et al., 1998). De grootste gletsjers, zoals deze van de Aneto, de Mont Perdu en de Ossoue-Vignemale, hebben een oppervlakte van ongeveer één vierkante kilometer (Serrat & Ventura, 1988; Calvet, 2004). Zoals blijkt uit figuur 8.2 en tabel 8.1 hebben de meeste van de Pyreneese gletsjers een noordelijke tot noordoostelijke oriëntatie (Serrat & Ventura, 1988; Calvet, 2004). De accumulatie van sneeuw aan de noord- en noordoostelijke bergflanken wordt bevoordeeld door de beschutting van deze flanken tegen de overheersende westenwind en de insolatie (Serrat & Ventura, 1988; Calvet, 2004). De huidige glaciale evenwichtslijn van deze gletsjers is door hun snelle degradatie moeilijk te bepalen (Calvet, 2004). Algemeen blijkt de glaciale evenwichtslijn van west naar oost 400 meter te stijgen, van 2600 tot 2700 meter boven zeeniveau in het westen tot ongeveer 2950

#### Hoofdstuk 8: Pyreneese vergletsjering

meter boven zeeniveau in het oosten (Calvet, 2004). Figuur 8.3 toont het hoogte-interval waarover enkele van de grootste Pyreneese gletsjers zich uitbreiden. Deze gletsjers beginnen op 200 tot 500 meter onder de bergtop en eindigen 100 tot 500 meter lager op het massief. Op deze grafiek is eveneens duidelijk te zien hoe de boven- en ondergrens van het hoogte-interval waarover de Pyreneese gletsjers zich uitbreiden, stijgt van west naar oost. De lage anomalieën van de Astazou en de Batoua gletsjers zijn te verklaren doordat deze gletsjers voornamelijk door lawines gevoed worden (Serrat & Ventura, 1988).

	Naam	Massief	Bekken			0	nnervi	Orientatia	Gemiddeld		Max	Hoogteligging (meters boven zeeniveau)			
Nummer				co	ördinaten	(k	(m <sup>2</sup> )	Orientatie	Breed (m)	Lang (m)	(m)	Maximum	Gem.	Minimum	Massief top
1G	de Les Néous	Balaïtous	Gave de Pau	30 7	FYN 2224	468	0.28	E	225	1,050	1,125	3,010	2,700	2,500	3,144
2G	. de Pabat			30 1	FYN 2204	474	.10	N	340	300	450	2,850	2,740	2,610	2,996
3*(	G. del Infierno	Picos del Infierno	Gállego (Ebro)	30 7	FYN 2464	405	.06	Ν	200	400	500	2,960	2,820	2,720	3,061
4*(	G. del Infierno		*	30 2	FYN 2434	407	.09	N	300	400	500	2,940	2,800	2,700	3,061
5 G	des Oulettes	Vignemale	Gave de Pau	30 7	FYN 3384	404	.18	N	240	500	1,010	3,152	2,490	2,340	3,298
6G	. du Petit Vignemale	5		30 7	FYN 3434	403	.12	Ν	300	400	610	2,920	2,660	2,490	3,154
7G	. d'Ossoue			30	FYN 3423	393	.70	E	380	1,500	1,880	3,195	3,050	2,630	3,298
8G	. du Montferrat			30	TYN 3473	389	.06	E	180	200	450	2,970	2,780	2,680	3,219
9G	s. des Gabietous (3)	Gavarnie	Gave de Pau	30	FYN 4143	317	.26	N	640	400	800	2,935	2,650	2,380	3,144
10G	. du Taillon			30	FYN 4253	315	.26	NE	320	750	940	2,900	2,710	2,570	3,144
11G	, de la Brèche			30	FYN 4383	309	.123	N	410	300	400	2,860	2,660	2,580	3,006
12G	. de la Cascade			31	TBH 5483	311	.056	W	105	300	380	3,030	2,780	2,680	3,248
13G	s. W du Marboré (2)			31	LBH 2215	317	.116	NW	300	270	430	2,940	2,760	2,530	3,248
14G	s. de Paillà (2)			31	LBH 2005	328	.15	N	400	300	610	2,964	2,520	2,410	3,071
<u>15</u> G	. d'Astazou			31	LBH 2409	325	.085	N	280	240	450	2,670	2,500	2,400	3,071
16	3. de Monte Perdido	Monte Perdido	Cinca (Ebro)	31 '	FBH 5722	298	.48	NE	1,200	400	700	3,180	2,980	2,690	3,355
17*	G. del Cilindro			31	FBH 5653	305	.05	NE	300	100	200	2,905	2,820	2,740	3,337
18*	G. de Marboré			31 '	FBH 5613	312	.07 ·	NE	500	100	200	2,900	2,830	2,760	3,248
19*	G. de la Múnia	La Múnia	Gave de Pau	31 '	TBH 6513	336	.062	NW	250	250	290	2,850	2,778	5 2,710	3,133
20*	G. de Robiñera		Cinca (Ebro)	31 '	TBH 6563	321	.05	N	300	200	300	2,805	2,720	2,660	3,003
21G	. du Lac Tourrat	Pic Long	Gave de Pau	31 '	TBH 6294	433	.07	N	260	240	300	2,960	2.860	2,740	3,192
22G	, de Pavs Baché		Garonne	31	TBH 6344	429	.154	E	380	450	590	3,080	2,980	2,860	3,192
23*	G. de Batoua	Batoua	Garonne	31	TBH 816	327	.03	NW	110	180	280	2,500	2,432	2 2,365	3,034
24 G	de Pouchermies <sup>3</sup>	Gourge Blance	Garonne	31	TBH 921	303	062	N	290	200	250	2 750	2.700	2 650	2.967
25G	de Gourgs Blancs	Gourgs Dianes	Garonne	31	TBH 937	311	.27	N	625	410	500	3,000	2,890	2,780	3,128
26*	G. de Llardana	Posets	Cinca (Ebro)	31	TBH 8943	260	.23	NW	300	700	800	3,052	2,91'	7 2,782	3,375
27*	G. de la Paul		Esera (Ebro)	31	TBH 9013	265	.08	NE	400	200	300	3,076	3,010	5 2,850	3,375
28*	G. de Posets			31	TBH 9033	260	.13	E	300	400	500	3,180	3,10	5 2,995	3,375
29*	Gs. Sheil dera Baquo (2) <sup>1</sup>	Espingo	Garonne	31	TBH 948	303	.39	NE	1,040	340	660	3,040	2,91	2,780	3,103
30*	Gs. du Portillon d'Oo (3)			31	TBH 959	302	.164	N	316	230	728	5 2,950	2,76	5 2,583	3,222
31G	. W des Crabioules	Cirque de Lys	Garonne	31	TBH 977	313	.088	N	300	200	350	2.860	2.75	5 2,650	3.116
32G	. E des Crabioules			31	TBH 983	310	.087	NE	240	250	400	2,810	2,72	2,630	3,116
33G	. W du Maupas			31	TBH 989	310	.051	N	175	170	300	3,020	2,90	2,780	3,109
34G	. E du Maupas			31	TBH 994	308	.055	NE	430	120	178	5 2,960	2,91	0 2,860	3,109
35 9	. du Boum			31	TCH 002	307	.14	N	440	250	378	5 2,900	2,80	0 2,700	3,006
36.	. des Graoues			31	TCH 010	305	.09	N	375	250	378	5 2,840	2,74	0 2,640	2,942
37*	G, de la Maladeta	Maladeta	Esera (Ebro) <sup>2</sup>	2 31	TCH 066	250	.60	N	900	700	900	3.240	3.10	0 2,780	3.308
38*	G. de Aneto		2	31	TCH 075	236	1.32	NE	1,600	800	1.200	3,330	3.08	0 2,780	3,404
39*	G. de Coronas			31	TCH 074	229	.13	W	200	600	700	3,250	3,16	9 2,958	3,404
40*	G. de Barrancs		2	31	TCH 083	230	.28	NW4	400	700	900	3,290	3.11	0 2,900	3,404
41*	G. de Tempestades		2	31	TCH 089	223	.34	NE	700	400	500	3.050	2.90	2 2.705	3,310
42*	G. de Salenques <sup>3</sup>		Ribagorçana	31	TCH 089	219	.05	E	250	250	320	3,100	2,98	0 2,960	3,240

#### Tabel 8.1: Pyreneese gletsjers (Bron: Serrat & Ventura, 1988; eigen bewerking)

Een uitstekend werk dat de recente kennis over de precieze uitbreiding van de Pyreneese vergletsjering tijdens het Quartair weergeeft, is "the Quaternary glaciation of the Pyrenees" van Calvet (2004). Het is dan ook aan de hand van dit werk en de gebruikte referenties dat de impact van de Quartaire Pyreneese vergletsjering besproken wordt. Enkel voor de aanvullingen hierop wordt expliciet naar de betreffende bron verwezen.

Zoals besproken in hoofdstuk vier was het luchtcirculatiepatroon tijdens het late Pleistoceen gelijkaardig aan het huidige patroon van luchtcirculatie. De uitbreiding van de vergletsjering van Pyreneese keten tijdens het laatste glaciaal (Würm) weerspiegelt dan ook deze regionale contrasten in klimaat. Figuur 8.4 geeft de Pyreneese vergletsjering tijdens het Würm weer. Aangezien de gletsjers tijdens de verschillende glacialen telkens ongeveer dezelfde positie in de vallei innamen, geeft dit ook een goed beeld van de Pleistocene Pyreneese vergletsjering. Van de Anie tot de Carlit was de hele Pyreneese keten tijdens het Würm onderhevig aan een intensieve vergletsjering. Drie vierde van de ijsmassa lag hierbij aan de noordzijde van de Pyreneese keten. Ten oosten van de Carlit maakte de toevoer van vochtige mediterrane lucht de vergletsjering van de hoogste massieven mogelijk. In de westelijke Pyreneeën resulteerde de beperkte hoogteligging van de bergketen in het bijna volledig ontbreken van gletsjers en kwamen ze enkel geconcentreerd voor in de hoogste massieven zoals de Orhy.

De Pyreneese vergletsjering bereikte tijdens het Pleistoceen nooit het stadium van een ijskap. Enkel op de Neogene vervlakkingsniveau's kwamen grote plateaugletsjers voor. De ontwikkeling van krachtige ijstongen werd eveneens verhinderd door het grote aantal transversale valleien die de versmelting van gletsjertongen zeldzaam maakte. Daarbij kwamen de gletsjertongen door de smalle keten snel in sterk ablatieve milieus terecht waardoor ze er op korte afstand dikke sedimentatiepakketten achterlieten. De erosie in de karen maakte de ontwikkeling van diepe bergpassen wel mogelijk. De belangrijkste voorbeelden hiervan zijn van west naar oost diegene van Puymorens (1920 m), Bonaigue (2070 m), Pla de Béret (1870 m), Pourtalet (1794 m) en Somport (1632 m).

De glaciale evenwichtslijn vertoonde tijdens het Würm een dubbele asymmetrie. Van west naar oost steeg de glaciale evenwichtslijn van 1200 tot 1300 meter in de westelijke Pyreneeën naar 1700 tot 1800 meter aan de noordzijde van de Carlit. Deze stijging van 500 meter gebeurde echter niet gelijkmatig. Van de kleine karen van Autza en Les Aludes steeg de glaciale evenwichtslijn naar 1400 in de Saison en de Gave d'Aspe. Hierna volgde een snelle stijging naar 1700 tot 1800 meter in de Gave d'Ossau. De glaciale evenwichtslijn bleef aan de noordzijde van de Pyreneese keten dit niveau behouden tot aan de noordzijde van de Carlit. De belangrijkste asymmetrie bestond echter tussen de noordflank en de zuidflank van de bergketen. Tussen beide flanken was er namelijk een hoogteverschil van 600 meter over een afstand van nauwelijks 50 kilometer. Een mooi voorbeeld van de noordzuidelijke asymmetrie vormt de glaciale evenwichtslijn in de oostelijke Pyreneeën. Van 1700 tot 1800 meter aan de noordzijde van de Carlit steeg de evenwichtslijn naar 2000 tot 2200 meter aan de noordzijde van de Carlit steeg de evenwichtslijn naar 2000 tot 2200 meter aan de noordzijde van de Carlit steeg de evenwichtslijn naar 2000 tot 2200 meter aan de zuidoostelijke zijde ervan (Delmas, 2005). Aan de overkant van de Cerdanya, in het Carançamassief, steeg de glaciale evenwichtslijn verder tot 2300 meter.

In de komende uiteenzetting worden de regionale verschillen in de Pyreneese vergletsjering uitvoeriger besproken. In de westelijke Pyreneeën bevonden de gletsjers zich hoofdzakelijk aan de noordelijke en oostelijke zijde van de massieven. De noordzuidelijke asymmetrie was er sterk uitgesproken. In het Orhy-massief waren er kleine gletsjertongen van twee tot vier kilometer lang met een gletsjerfront op 600 meter boven zeeniveau. In meer zuidelijk gelegen massieven, zoals dat van Lakhoura (1877 m), waren er enkel kleine kaargletsjers aanwezig die hooguit een kleine gletsjertong konden onderhouden. De belangrijkste gletsjer van de westelijke Pyreneeën was diegene op het plateau van Arres, gelegen tussen 1700 en 2504 meter in het Anie massief. Deze plateaugletsjer bestreek een oppervlak van 45 vierkante kilometer en onderhield gletsjertongen die aan de noordzijde tot 600 meter boven zeeniveau in de valleien eindigden. Aan de zuidkant van de Anie konden de gletsjertongen veel minder laag reiken met gletsjertongen die eindigden op 950 meter boven zeeniveau in de Escavallei en op 1100 meter boven zeeniveau in de Ansovallei.

De noordelijke flank, van de Aspe tot de Ariège, herbergde de krachtigste gletsjers van de Pyreneese keten. Deze gletsjers reikten met hun front tot op 350 à 400 meter boven zeeniveau. De belangrijkste gletsjers waren deze van de Arudy, de Gave de Pau, de Garonne en de Ariège. Deze gletsjers bereikten een dikte van ongeveer één kilometer en hadden een lengte van 50 kilometer (Gave de Pau) tot 70 kilometer (Garonne en Ariège). Enkel de Arudy (38 km lang (Andrieu et al., 1988)) en de Gave de Pau gletsjers konden echter echte piemond lobben ontwikkelen. De uitzonderlijke lengte van de meer oostelijk gelegen Garonne en Ariège gletsjers kan verklaard worden zowel door de noordwestelijk-zuidoostelijk georiënteerde valleien die naar de neerslagtoevoerende lucht gericht zijn, als door het grote oppervlak aan accumulatiegebied boven de 1800 meter. In de pré-Pyreneese massieven waren de noordelijke zijden van de Mailh Massibé (1973 m), de Jaut (2050 m), de Mont Né (2147 m), de Trois Seigneurs (2199 m) en de Montagne de Tabe (2368 m) bedekt door kleine gletsjertongen. De grootste ervan was gelegen in de Montagne de Tabe en had een lengte van acht kilometer met een front op 650 meter boven zeeniveau.

De zuidelijke flank van de Pyreneese keten was tijdens de koude perioden van het Pleistoceen minder vergletsjerd dan de noordflank. De grootste gletsjers hadden een lengte van 20 tot 30 kilometer en bereikten een dikte tussen de 500 tot 800 meter. Tussen de Aragon en de Noguera Pallaresa lag het gletsjerfront op ongeveer 800 meter boven zeeniveau. In Andorra lag dit gletsjerfront 150 meter hoger waardoor de gletsjers van de Pyreneese zuidflank nooit tot het voorland van het gebergte konden doordringen. De zuidelijke pré-Pyreneese bergtoppen weerspiegelen de matige vergletsjering van de zuidflank. Enkel rond de hoogste massieven zoals deze van de Seul le Cotella (2912 m), Turbon (2500 m), Lorri (2400 m), la Serra de Cadi (2600 m) bevonden er zich kleine gletsjers.

In de oostelijke Pyreneeën was de vergletsjering eerder beperkt. De belangrijkste gletsjers bevonden zich in het meest westelijke Carlit-massief waarvan de grootste Carolgletsjer 23 kilometer lang en 400 meter dik was. In de Cerdagne en in de Cacpir eindigden de gletsjers afkomstig uit de Carlit tussen de 1200 en 1600 meter boven zeeniveau (Calvet, 2004;

Delmas, 2005). In het Madrès-massief was de noordzuidelijke asymmetrie het meest uitgesproken. De noordelijke gletsjertongen bereikten een lengte van zes kilometer met een gletsjerfront op 1200 meter boven zeeniveau. De zuidflank van de Madrès daarentegen kon slechts gletsjertongen van drie kilometer onderhouden die eindigden op 1500 meter boven zeeniveau. In de twee massieven gelegen aan de zuidkant van de Têt was de vergletsjering door de mediterrane invloed meer symmetrisch. In de Carança konden gletsjertongen van zes tot acht kilometer lang aan beiden zijden van het massief een hoogte van ongeveer 1200 tot 1500 bereiken. In het massief van de Canigou waren de gletsjertongen allen ongeveer drie kilometer lang. De langste, deze van Lentilla, kon tot 1350 meter boven zeeniveau afzakken aan de noordoostelijk flank van het massief. Aan de zuidflank van het Canigou-massief eindigden de gletsjertongen van de Parcigoule en de Coumelade op 1500 meter ten opzichte van 1600 meter aan de noordzijde van het massief in Les Cortalets.

# 8.2 Chronologie van de terugtrekking na het Pyrenees LGM

In de Pyreneeën wordt het LGM gesitueerd voor 45.000 jaar B.P. (Andrieu et al., 1988; Delmas, 1998; Calvet, 2004; Delmas, 2005). Dit erg vroege Pyreneese LGM, zo'n 20.000 jaar voor het globale LGM, is te wijten aan regionale klimatologische verschijnselen en de invloed ervan op kleine vergletsjerde centra zoals de Pyreneeën. In een eerste periode, van 45.000 tot 30.000 à 25.000 jaar BP, vindt er een lichte terugtrekking van alle Pyreneese gletsjers plaats (Andrieu et al., 1988). In Lourdes verdwijnt de piemondgletsjer vanaf 29.500 jaar BP in het Lourdes interstadiaal, dat tussen 31.900 en 24.000 jaar BP gesitueerd wordt (Andrieu et al., 1988). In de eerste fase van de terugtrekking stagneren de Garonne, de Gave de Pau en de Oussau gletsjers amper enkele kilometers achter hun terminale morenewallen (Andrieu et al., 1988). Voor de Garonnegletsjer wordt voor 26.000 jaar BP zelfs een kleine vooruitschreiding vastgesteld (Andrieu et al., 1988). De terugtrekkingsgeschiedenis verloopt namelijk niet perfect simultaan over de hele bergketen maar wordt eerder gekenmerkt door een algemene terugtrekking met regionale of lokale stagnering- of aangroeifazen (Andrieu et al., 1988). De volgende periode in de terugtrekkingsgeschiedenis begint vanaf 26.000 jaar BP tot 24.000 jaar BP (Delmas, 1988 en 2005). De gletsjers beginnen nu aan een versnelde afsmelting ten gevolge van de toegenomen ariditeit (Andrieu et al., 1988). Tegen 16.000 tot 15.000 jaar BP is de bergketen nagenoeg volledig gletsjervrij en blijven er enkel nog kaargletsjers over (Andrieu et al., 1988). Voor de oostelijke Pyreneeën is het volledig verdwijnen van valleigletsjers in het massief van de Carlit vastgelegd op 16.500 jaar BP (Delmas, 1998 en 2005). Tussen deze datum en het Pyreneese LGM worden acht terugtrekkingsstadia vastgesteld in het massief van de Carlit (Delmas, 1998 en 2005). De definitieve verdwijning van gletsjers in het massief van de Carlit is gesitueerd in het Alleröd (Delmas, 1998 en 2005). Meer naar het oosten, in het Madrès-massief, verdwijnen de kaargletsjers definitief in het oude Dryas (Calvet, 2004). De invloed van de Middellandse Zee

#### Hoofdstuk 8: Pyreneese vergletsjering

zou er namelijk voor gezorgd hebben dat in de oostelijke Pyreneeën de terugtrekking van de gletsjers sneller verliep dan in de rest van de bergketen (Delmas, 1998 en 2005). Over de precieze evolutie van de gletsjers tijdens het Holoceen is echter nog niet veel geweten (Delmas, 1998). Grote delen van de bergketen zijn, net zoals de oostelijke Pyreneeën, volledig ijsvrij (Delmas, 1998). Het einde van het Würm en het Tardiglaciaal wordt voornamelijk gekenmerkt door het ontstaan van talrijke rotsgletsjers in de recent gletsjervrij geworden gebieden waar nog koude en droge omstandigheden heersen. In het massief van de Carlit komen de rotsgletsjers voornamelijk voor boven de 2400 meter in noordwaarts gerichte valleien (Delmas, 1998 en 2005). Hetzelfde geldt voor de andere massieven van de oostelijke Pyreneeën met de aanwezigheid van talrijke rotsgletsjers aan de noordzijde van het Carança-massief (Serrat, 1978) en enkele rotsgletsjers aan de noordzijde van het massief van de Canigou (figuur 11.2) (eigen onderzoek). In de centrale Pyreneeën worden nog nabij Cauterets en ten noorden van de Balaïtous sporen van kleine 5 tot 7 kilometer lange Tardiglaciale gletsjertongen gevonden die tot op 1200 meter boven zeeniveau reiken (Delmas, 1988; Calvet, 2004). In de kaar van de Troumouse kunnen Gellatly et al. (1992) stroomafwaarts van de Muniagletsjer vier verschillende morenewallen identificeren tussen het begin van het Holoceen en de kleine ijstijd (Delmas, 1998). De morenes van de kleine ijstijd liggen hierbij iets voor de huidige gletsjerfronten van de Pyreneese gletsjers (Delmas, 1998).

Tegenwoordig is er, zoals reeds besproken in het eerste deel van dit hoofdstuk, nog weinig sprake van gletsjers in de Pyreneeën. Enkel de hoogste massieven van de centrale Pyreneeën herbergen nog snel degraderende gletsjers. De meeste gletsjers hebben sinds de kleine ijstijd de helft van hun volume verloren (Calvet, 2004). Bij sommige gletsjers is er zelfs sprake van een halvering van hun volume in de afgelopen honderd jaar (figuur 8.5) (Calvet, 2004). Sommige auteurs stellen zelfs dat er van de tien tot vijftien vierkante kilometer gletsjeroppervlak, die aanwezig was in de jaren 1970, er nu nog slechts vijf vierkante kilometer overschiet (René, 2001 in Calvet, 2004). Naast de 41 gletsjers komen nog dertien actieve rotsgletsjer voor in de centrale Pyreneeën (Martinez de Pison et al., 1998). Hun bestaan is gebonden aan gletsjervrij geworden gebieden waar de periglaciale processen nog heel actief zijn (Martinez de Pison et al., 1998). Ze komen voor op de noordelijke en noordwestelijke flanken van de Aneto, Posets, Besiberri en Argualas-Infierno massieven boven de 2600 meter (Martinez de Pison et al., 1998). Martinez de Pison et al. (1998) konden op basis van de rotsgletsjers de discontinue permafrostlijn in de centrale Pyreneeën op 2650 tot 2700 meter boven zeeniveau vastleggen.

## Hoofdstuk 9

# Geomorfologische boetsering van het reliëf

Na de bespreking van de impact en de chronologie van de Quartaire glaciaties in de vorige twee hoofdstukken moet ook aandacht besteed worden aan welke sporen gletsjers nu precies in het landschap nalaten. Deze glaciale sporen kunnen onderverdeeld worden in twee groepen: sporen ten gevolge van glaciale erosie en sporen ten gevolge van glaciale sedimentatie. In dit hoofdstuk worden enerzijds de processen van glaciale erosie en sedimentatie besproken, anderzijds komen ook de landvormen die deze processen genereren aan bod.

### 9.1 Glaciale erosie

Glaciale erosie neemt plaats aan het contactoppervlak tussen de gletsjer en de ondergrond. De kracht van deze erosie is vele malen groter dan de fluviatiele erosieve krachten (Embleton & King, 1975 in John & Sugden, 1982). Veyret (1971) kon bij de uitbreiding van de 'Glacier de Bossons' in de Franse Alpen aantonen dat in vier weken tijd groeven waren ontstaan van 40 cm lang en 35 mm diep (John & Sugden, 1982). Als gevolg van glaciale erosie ontstaan tal van verschillende landvormen, zowel op micro-, meso- als op macroschaal, die bijdragen tot de reconstructie van de vroegere glaciaties (Bennett & Glasser, 2004).

De onderstaande indeling is gebaseerd op het werk van Bennett en Glasser (2004) die in hun artikel over de glaciale erosieve landvormen een uitstekende samenvatting geven met de recentste kennis hieromtrent.

### 9.1.1 Het proces van glaciale erosie

Vooraleer de glaciale erosieve landvormen kunnen besproken worden moet eerst inzicht verkregen worden in de processen die deze landvormen creëren. Deze processen kunnen in drie mechanismen opgedeeld worden: abrasie, exaratie en smeltwatererosie.

### 9.1.1.1 Abrasie

Abrasie is het schuren van puin over de ondergrond (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982; Bennett & Glasser, 2004). Dit puin kan in de gletsjer vastgevroren zitten of onder de gletsjer meegeschoven worden.

In John en Sugden (1982) worden de verschillende variabelen die de abrasie beïnvloeden in twee groepen onderverdeeld. Diegene die fundamenteel zijn voor de abrasie en diegene die de snelheid en het type van abrasie beïnvloeden. De verschillende variabelen worden in de onderstaande tabel weergegeven en afzonderlijk besproken.

	1 – Basaal puin
Fundamentele vereisten voor abrasie	2 – Glijden van het basale ijs
	3 – Transport van puin naar het basale
	oppervlak
	4 – IJsdikte
Variabelen die de snelheid en het type	5 – Basale waterdruk
abrasie beïnvloeden	6 – Relatieve hardheid van rotsfragmenten en
	van de ondergrond
	7 – Eigenschappen van de puinfragmenten
	8 – Efficiënte verwijdering van de gletsjerbloem

Tabel 9.1: belangrijke variabelen bij abrasie (Bron: naar John & Sugden, 1982)

1 – De aanwezigheid van puin onderaan de gletsjer (basaal puin) is fundamenteel voor zijn abrasieve kracht. Gletsjerijs dat niet beladen is met basaal puin zal de rotsige ondergrond niet kunnen eroderen. Hoe meer puin aan de basis van de gletsjer, hoe sterker zijn abrasieve kracht zal zijn.

2 – De snelheid waarmee de gletsjer over de ondergrond glijdt, bepaalt de snelheid van de abrasie. Met een hogere snelheid zal er namelijk per tijdseenheid meer puin over een bepaald oppervlak schuren.

3 – Zonder de continue vernieuwing van het basale puin verliest een gletsjer na verloop van tijd zijn abrasief vermogen. Het puin dat basaal wordt meegevoerd, erodeert namelijk zelf ook en wordt met het smeltwater afgevoerd. Om de abrasieve kracht te behouden moet er dus een neerwaartse beweging plaatsvinden van puin naar het basale oppervlak. Deze neerwaartse beweging is mogelijk door het basaal smelten van het gletsjerijs (figuur 9.1) bij gletsjers met een warme basis. Dit zijn gletsjers die aan hun basis een waterfilm bezitten in tegenstelling tot gletsjers met een koude basis die vastgevroren zitten aan de ondergrond. Een tweede proces, dat zowel werkzaam is bij gletsjers met een koude of warme basis, is de neerwaartse beweging van puin door divergerend gletsjerijs omheen obstakels. Zoals figuur 9.2 illustreert, komt op deze manier puin van binnenin de gletsjer in contact met de ondergrond.

4 – De dikte van de gletsjer is belangrijk voor de druk die de gletsjer uitoefent op de ondergrond. Bij gletsjers met een koude basis neemt de normale druk<sup>15</sup> evenredig toe met de dikte van de gletsjer. Figuur 9.3 toont aan dat bij toenemende druk ook de abrasie toeneemt. Vanaf het moment dat de druk te hoog wordt, neemt de verplaatsingssnelheid van de gletsjer af en daalt zijn abrasief vermogen (Boulton, 1975 in John & Sugden, 1982).

5 – De aanwezigheid van een waterfilm onder gletsjers met een warme basis zorgt voor een verlaging van de effectieve normale druk die de gletsjer op de ondergrond uitoefent. De complexiteit van de relatie tussen abrasie en het bestaan van een waterfilm onder de gletsjer wordt door Bennett en Glasser (2004) aangetoond. Volgens deze auteurs blijft de vraag bestaan of de abrasie afhankelijk of onafhankelijk is van de waterdruk in de waterfilm onder de gletsjer. In het eerste geval is de abrasie het hoogst waar de basale smelt maximaal is. Op andere plaatsen wordt de abrasie namelijk beperkt door de smeltwaterdruk die het contact tussen de puinelementen en de ondergrond doet afnemen. Wanneer de ondergrond permeabel is (Boulton, 1974 en 1979) of wanneer het smeltwater geconcentreerd wordt in holten aan de voor- of achterzijde van puinelementen (Hindermarsh, 1996), is de abrasie onafhankelijk van de smeltwaterdruk en staan de puinelementen in rechtstreeks contact met de ondergrond (Bennet & Glasser, 2004).

6 – Het verschil in hardheid tussen het basale puin en de ondergrond beïnvloedt de snelheid van de abrasie. Deze snelheid is maximaal wanneer het basale puin bestaande uit harde gesteenten schuurt over een ondergrond bestaande uit zachte gesteenten.

7 – De kenmerken van het basale puin beïnvloeden de soort abrasie. Hoekige basale puinelementen zullen gemakkelijker krassen en groeven veroorzaken dan afgeronde elementen. Naarmate de puinelementen groter zijn, zullen ze over meer abrasieve kracht beschikken door de hogere druk die ze op de ondergrond kunnen uitoefenen. Volgens Hindermarsh (1996) veroorzaken puinelementen groter dan 0,01 meter krassen en groeven en veroorzaken puinelementen kleiner dan 0,01 meter gepolijste oppervlakken (Bennett & Glasser, 2004).

8 – Het wegspoelen van fijn puin met het basale smeltwater zorgt ervoor dat de druk die de gletsjer uitoefent op de ondergrond door minder en grotere puinelementen gedragen wordt (figuur 9.4). Dit verhoogt het abrasief vermogen van de gletsjer omdat de druk in een aantal punten geconcentreerd wordt, waardoor een enorme kracht op de ondergrond uitgeoefend wordt.

#### 9.1.1.2 Exaratie

Exaratie (Eng. plucking of quarrying) bestaat uit twee verschillende processen. Enerzijds het losbreken en verpulveren van rotsen onder de gletsjer en anderzijds het meevoeren van dit puin door de gletsjer (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982; Sugden et al., 1992; Bennett & Glasser, 2004).

<sup>&</sup>lt;sup>15</sup> Normale druk: de loodrechte druk die door gletsjers op de ondergrond uitgeoefend wordt (Bennett & Glasser, 2004).

De druk die normaal gezien aanwezig is onder een gletsjer (0,1 tot 0,2 MPa) is niet voldoende om een rotsondergrond te doen breken (John & Sugden, 1982). Wanneer echter voldoende puin in de onderste lagen van de gletsjer aanwezig is, loopt deze druk snel op en worden de nodige krachten beschikbaar (John & Sugden, 1982). Deze krachten zijn echter niet altijd en overal onder de gletsjer aanwezig. Ze worden door de schoksgewijze verplaatsing van de gletsjer in tijd en ruimte geconcentreerd waardoor lokaal enorme krachten kunnen vrijkomen (John & Sugden, 1982).

Het afvoeren van puin gebeurt echter veel gemakkelijker wanneer de ondergrond al is aangetast door breuken en diaklazen (John & Sugden, 1982). Over het ontstaan van deze splijtrichtingen bestaan volgens John en Sugden (1982) verschillende theorieën. De eerste groep theorieën hebben als uitgangspunt dat de splijtrichtingen vóór de vergletsjering zijn ontstaan. De verschillende processen die hiervoor in aanmerking komen zijn periglaciale verwering bij de aanvang van de glaciale periode, diepe chemische verwering en dilatatie ten gevolgen van drukontlasting door langdurige erosie. Bij de tweede groep theorieën ontstaan de splijtrichtingen tijdens de vergletsering zelf, voornamelijk door drukontlasting. Deze drukontlasting ontstaat door de langdurige erosie van de gletsjer en veroorzaakt dilatatie parallel met de dalwanden (figuur 9.5).

Het barsten van de bestaande of gevormde breuken is toe te schrijven aan smeltwaterdrukverschillen (Sugden et al., 1992), vorst- en dooicyclussen (John & Sugden, 1982; Sugden et al., 1992) en wrijving (Sugden et al., 1992). Voor het openbreken door smeltwaterdrukverschillen moet volgens Iverson (1991) de smeltwaterdruk in de barst groter zijn dan de smeltwaterdruk in de holte voor het rotsfragment (Sugden et al., 1992). Zoals te zien op figuur 9.6 ontstaat er hierdoor een drukgradiënt in de richting van de ijsbeweging die het openbarsten van de breuk bevordert (Iverson, 1991 in Sugden et al., 1992). Vorst- en dooicyclussen onderaan de gletsjer bevorderen eveneens het barsten van de splijtrichtingen door de druk die ontstaat bij de bevriezing van het water in de breuk. Het openbarsten door wrijving is analoog aan het ontstaan van nieuwe breuken door wrijving onderaan de gletsjer en zal dus maximaal zijn bij een gletsjer met grote hoeveelheden basaal puin.

Het wegvoeren van het basale puin is van fundamenteel belang. Zonder een effectieve verwijdering van dit puin kan er namelijk geen doeltreffende erosie plaatsvinden (John & Sugden, 1982). Een eerste mechanisme waarbij het puin weggevoerd kan worden is volgens John en Sugden (1982) het meesleuren van dit puin onderaan de gletsjer. Belangrijk hierbij is de dikte en de snelheid van de gletsjer (John & Sugden, 1982). De kracht die de gletsjer op het puin moet uitoefenen, moet namelijk groter zijn dan de wrijvingskracht tussen het puin en de ondergrond (John & Sugden, 1982; Sugden et al. 1992). Het gletsjerijs zal anders rond het puin vervormen en er niet in slagen het puin mee te sleuren. Grote zwerfstenen, zoals te zien op figuur 9.7, hebben hun ligging waarschijnlijk te danken aan het basaal meesleuren van deze elementen door de gletsjer. Een tweede mechanisme voor het wegvoeren van puin is enkel van toepassing voor kleine elementen en betreft de werking van smeltwater onder druk (John & Sugden, 1982; Sugden et al., 1992; Bennett & Glasser, 2004). Wanneer de gletsjer

over een bult glijdt, vindt er door de verhoogde druk druksmelting plaats (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982). Aan de lijzijde van de bult neemt de druk weer af en bevriest het smeltwater opnieuw (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982). Op deze manier kan er puin in de gletsjer opgenomen en weggevoerd worden. Bij gletsjers met een warme basis wordt deze laag echter volgens John en Sugden (1982) door opeenvolgende bulten telkens vernietigd waardoor het transport beperkt blijft (figuur 9.8 a). Het mechanisme is echter veel efficiënter bij gletsjers met centraal een warme basis (John & Sugden, 1982). De dikte van de onderste laag die beladen is met meegevoerd puin kan hierbij aan de randen van de gletsjer snel toenemen (figuur 9.8 b).

Bij gletsjers met een warme basis bevordert het smeltwater onder druk vooral het wegvoeren van puin door het verminderen van de wrijvingskracht tussen de puinelementen en de ondergrond (Iverson, 1991 in Sugden et al., 1992).

De efficiëntie van de exaratie is volgens Bennett en Glasser (2004) het grootst bij dunne, snelstromende gletsjers waarvan de basale druk tussen de 0,1 MPa en 1 MPa ligt. Deze omstandigheden bevorderen het ontstaan van holten onderaan de gletsjer en de concentratie van de basale druk in bepaalde punten (Bennett & Glasser, 2004).

#### 9.1.1.3 Smeltwatererosie

Smeltwatererosie of fluvioglaciale erosie is het proces waarbij het smeltwater van de gletsjer de ondergrond erodeert. Dit smeltwater is afkomstig van twee verschillende bronnen: oppervlakkige bronnen en interne of basale bronnen (John & Sugden, 1982). De oppervlakkige bronnen bestaan uit oppervlakkige smelt, regenwater en drainage van de vallei. Smelten onder druk, interne wrijving en het schuren van de gletsjer over de ondergrond zijn de belangrijkste processen waarbij intern of basaal smeltwater gegenereerd wordt.

Het smeltwater dat zich onderaan de gletsjer verzamelt, oefent een belangrijke erosieve kracht uit op de ondergrond die toeneemt naarmate er meer smeltwater beschikbaar is (John & Sugden, 1982). Deze fluvioglaciale erosie maximaal nabij de gletsjersnoet omdat daar de smeltwaterhoeveelheid maximaal is (John & Sugden, 1982). De fluvioglaciale werking is hier zelfs groter dan de glaciale erosie (John & Sugden, 1982). Dalafwaarts van de gletsjersnoet vermindert de erosiesnelheid omdat het smeltwater evaporeert en geabsorbeerd wordt in het grondwater (John & Sugden, 1982).

De hoeveelheid en snelheid van het smeltwater onderaan de gletsjer zijn belangrijk voor het wegvoeren van fijn puin (figuur 9.4) (John & Sugden, 1982; Bennett & Glasser, 2004). Voor de verwering van de naakte rotsondergrond zijn naast snelheid, turbulentie en lading van het smeltwater ook de eigenschappen van de ondergrond belangrijk (Bennett & Glasser, 2004). Hierbij is voornamelijk de relatie tussen de chemische eigenschappen van het smeltwater en deze van de ondergrond belangrijk, net zoals het bestaan van structurele zwakheden in de ondergrond.

### 9.1.2 De landvormen van glaciale erosie

De landvormen die ontstaan uit de erosieve werking van gletsjers worden in dit hoofdstuk ingedeeld naargelang hun schaal in micro, meso en macro erosieve landvormen. Naast een beschrijving van deze landvormen wordt ook aandacht besteed aan hun relatie met het proces van glaciale erosie en hun significantie voor de reconstructie van de voormalige vergletsjering. Figuur 9.9 geeft een overzicht van de verschillende landvormen in hun ruimtelijke dimensies.

### 9.1.2.1 Landvormen op microschaal

De landvormen op microschaal (figuur 9.10 en 9.15) zijn landvormen met een beperkte ruimtelijke dimensie en amplitude (Bennett & Glasser, 2004). Hun lineaire omvang is kleiner dan één meter en ze komen vaak gesuperposeerd voor op grotere reliëfeenheden (Bennett & Glasser, 2004). Bij de landvormen op microschaal behoren gletsjerkrassen, bult- en staartvormen, wrijvingsbreuken, wrijvingsgroeven en S-vormen.

#### Gletsjerkrassen

Gletsjerkrassen (Eng. striae) zijn kraslijnen gevormd door de abrasieve werking van puin onderaan de gletsjer en komen vaak voor op gepolijste oppervlakken (figuur 9.11) (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004). De kraslijnen zijn maximaal enkele millimeters diep maar kunnen continu zijn over verschillende meters (Bennett & Glasser, 2004). Hun morfologie wordt grotendeels bepaald door de geometrie van de basale puinelementen (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004).

Iverson (1991) onderscheidt drie types gletsjerkrassen (figuur 9.12) (Bennett & Glasser, 2004). Het eerste type omvat de gletsjerkrassen die stroomafwaarts dieper en breder worden waarna ze plotseling verdwijnen. Ze worden gevormd door puinelementen die zich door een roterende beweging in de ondergrond kerven. Wanneer de weerstand te groot wordt breken of roteren de puinelementen uit de voor. Benn en Evans (1998) splitsen dit type verder op in gletsjerkrassen die wigvormig zijn en deze die speldkopvormig zijn, afhankelijk van de relatie tussen de snelheid waarmee de puinelementen afslijten ten opzichte van hun verplaatsingssnelheid (figuur 9.10). Het tweede type dat Iverson (1991) beschrijft, zijn gletsjerkrassen die in een vaag spoor beginnen en eindigen. Ze worden gevormd door scherpe puinelementen die roteren tijdens hun voortbeweging. Het laatste type begint in tegenstelling met het eerste type als diepe inkeping en eindigt als vaag spoor. Een plots contact tussen ondergrond en puinelementen en nadien een rotatie van deze puinelementen verklaren het ontstaan van deze gletsjerkrassen.

Volgens Bennett en Glasser (2004) wijst de aanwezigheid van gletsjerkrassen op een paleogletsjer met een warme basis die over voldoende basaal puin beschikt. Dit puin wordt aangevoerd door het basaal smelten van de gletsjer of door transport van puin naar het basale oppervlak door bijvoorbeeld divergerend gletsjerijs omheen obstakels. Verder wijzen de gletsjerkrassen op een paleogletsjer die met een gematigde basale druk (< 1MPa) over de ondergrond glijdt en geven ze de oriëntatie aan van de verplaatsing (Bennett & Glasser, 2004). Indien er gletsjerkrassen bestaan met verschillende oriëntaties is het gebied vergletsjerd geweest door gletsjers met verschillende verplaatsingsrichtingen (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004).

#### Knobbel- en staartvormen

Knobbel- en staartvormen (figuur 9.13) (Eng. rat tails, micro crag and tails) zijn kleine langwerpige heuvels die zowel een kleinschalige of mesoschalige dimensie kunnen hebben (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004). Ze ontstaan wanneer een gletsjer over een ondergrond schuurt die bestaat uit gesteenten met een verschillende hardheid (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004). De zones bestaande uit harde gesteenten zullen minder snel eroderen dan de andere zones. Na de terugtrekking van de gletsjer zullen de harde zones, vaak kleine kernen, als heuvels in het landschap achterblijven. Aan de lijzijde van deze knobbels worden de achterliggende zachte gesteenten beschermd tegen de abrasieve werking van de gletsjer. Op deze manier ontstaan langwerpige heuvels met aan de loefzijde de knobbel die bestaat uit harde gesteenten en aan de lijzijde de staart die samengesteld is uit zachte gesteenten.

Dergelijke heuvels geven zowel de oriëntatie als de richting aan van de voortbeweging van de paleogletsjer (Bennett & Glasser, 2004). Hun aanwezigheid wijst op het bestaan van een paleogletsjer met een warme basis die over voldoende basaal puin beschikt (Bennett & Glasser, 2004). Voorts wijzen de knobbel- en staartvormen op een paleogletsjer die met een gematigde basale druk (< 1MPa) over de ondergrond glijdt (Bennett & Glasser, 2004).

#### Wrijvingsbreuken en wrijvingsgroeven

Tot deze microschalige microschaal behoren kleine breuken, groeven en inkepingen ontstaan door het proces van exaratie (Benn & Evans, 1998; James, 2003; Bennett & Glasser, 2004).

Bij de inslag van een puinelement op de ondergrond kan de druk zo hoog oplopen dat de rotsondergrond op plastische wijze wordt vervormd (James, 2003; Bennett & Glasser, 2004). Wanneer de druk echter blijft toenemen, breekt de ondergrond en zullen kleine inkepingen achterblijven (James, 2003; Bennett & Glasser, 2004; Molinia, 2006). Dit breken van de ondergrond veronderstelt dat het puinelement na zijn inslag op de ondergrond niet verschuift (James, 2003). Indien dit wel het geval is, worden er gletsjerkrassen gevormd. Een opeenvolging van wrijvingssporen ontstaan door puinelementen die, bijvoorbeeld door een roterende beweging, verschillende malen inslaan op de ondergrond (Benn & Evans, 1998; James, 2003).

In Bennett en Glasser (2004) worden deze kleinschalige reliëfsvormen in drie groepen ingedeeld: chattermarks, sikkelvormige groeven en sikkelvormige breuken (figuur 9.10 en

9.14). Chattermarks zijn sikkelvormige inkepingen van enkele centimeters groot waarvan de opening stroomafwaarts wijst (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004; Molinia, 2006).

Sikkelvormige groeven zijn groter dan chattermarks en hebben een opening die zowel stroomopwaarts als stroomafwaarts kan wijzen (Benn & Evans, 1998). Ze worden gekenmerkt door twee breukvlakken (figuur 9.10) (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser; 2004). Het eerste, stroomopwaarts gelegen (principale) breukvlak maakt een lichte hoek met het oppervlak. Het tweede breukvlak ligt stroomafwaarts en vertegenwoordigt het einde van de eerste breuk. Op basis van deze morfologie kan de richting van de voormalige ijsbeweging bepaald worden (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser; 2004). Een bijkomende sikkelvormige groefvorm zijn de conchoïdale groeven (figuur 9.10) die ontstaan volgens een boogvormig breukvlak (Benn & Evans, 1998). De conchoïdale morfologie maakt het echter erg moeilijk om op basis van deze erosievormen de richting van de ijsbeweging te reconstrueren (Benn & Evans, 1998).

Bij de sikkelvormige wrijvingsbreuken heeft er in tegenstelling tot de vorige reliëfvormen geen verwijdering van gesteentemateriaal plaatsgevonden (Bennett & Glasser, 2004). Ze kunnen zowel naar de loefzijde als naar de lijzijde van de ijsbeweging gericht zijn (Benn & Evans, 1998) en worden als wrijvingsbreuken aangeduid wanneer ze niet sikkelvormig zijn (Bennett & Glasser, 2004).

De aanwezigheid van wrijvingsbreuken en wrijvingsgroeven wijst op een paleogletsjer met een warme basis die basaal puin met zich meesleurt (Bennett & Glasser, 2004). Door de grote krachten die nodig zijn voor hun ontstaan wijzen ze op een paleogletsjer met een hoge basale druk (> 1MPa) (Bennett & Glasser, 2004). Hun grootte neemt lineair toe met de ijsdikte (Bennett & Glasser, 2004) en ze zijn nauw geassocieerd met gletsjerkrassen (Bennett & Glasser, 2004; Molinia, 2006).

#### S-vormen

De term *S-vormen* omvat een groep van plastische sculpturen gevormd in de rotsondergrond aan het basale oppervlak van een gletsjer (Munro-Staiuk et al., 2005). Dahl (1965) introduceerde eerst de term *P-vormen* om zulke kleinschalige reliëfvormen aan te duiden (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004; Munro-Staiuk et al., 2005). Hoewel Dahl (1965) het ontstaan van deze vormen voornamelijk wijdde aan smeltwatererosie, werd de term *P-vormen* misvat en gebruikt om abrasief ontstane landvormen onder plastisch deformerend ijs aan te duiden (Munro-Staiuk et al., 2005). Deze misvatting leidde Kor et al. (1991) tot het introduceren van de nieuwe term *S-vormen* die los staat van de ontstaanswijze (Benn & Evans, 1998; Munro-Staiuk et al., 2005).

Naast de terminologische moeilijkheden bestaat er tevens nog veel onenigheid over de exacte genese van S-vormen (Bennett & Glasser, 2004; Munro-Staiuk et al., 2005). Verschillende mechanismen lijken mogelijk om hun genese te verklaren. In Bennett en Glasser (2004) en in Munro-Staiuk et al. (2005) worden abrasie (Boulton, 1974 en 1979; Goldthwait, 1979), smeltwatererosie (Dahl, 1965, Sharpe & Shaw, 1989; Kor et al., 1991;

Shaw, 1994; Pair, 1997; Hambrey, 1998; Glasser & Nicholson, 1998) en slurry-erosie (Gjessing, 1965) als voornaamste mechanismen naar voor geschoven. Voor sommige vormen, zoals kolkgaten, lijkt een fluvioglaciale oorsprong voor de hand liggend (Benn & Evans, 1998). Andere erosievormen, zoals sichelwannen, wijzen eveneens in de richting van smeltwatererosie (figuur 9.17). Aangezien ze in nauw verband kunnen voorkomen met abrasieve landvormen zoals gletsjerkrassen lijkt het echter voorbarig om hieruit te besluiten dat fluvioglaciale erosie dé ontstaanswijze is (Benn & Evans, 1998).

Kor et al. (1991) delen de S-vormen in drie groepen op: transversale, longitudinale en nietdirectionele S-vormen (figuur 9.15) (Munro-Staiuk et al., 2005). Tot de transversale vormen behoren muschelbrüsche, sichelwannen, commavormen en transversale troggen (Munro-Staiuk et al., 2005). De Muschelbrüsche zijn kleine mosselvormige depressies die mogelijk ontstaan zijn door de inslag van een roterend puinelement op de ondergrond onder een grote hoek (Munro-Staiuk et al., 2005). Sichelwannen (figuur 9.16) zijn sikkelvormige inkepingen waarvan de hoornen gericht zijn volgens de richting van de ijsbeweging (Munro-Staiuk et al., 2005). Ze zijn volgens Shaw (1994) ontstaan door de erosieve werking van turbulent smeltwater (figuur 9.17) (Benn & Evans, 1998). De commavormen zijn gelijkaardig aan de sichelwannen maar hebben slechts één goed ontwikkelde hoorn (Benn & Evans, 1998; Munro-Staiuk et al., 2005). De transversale troggen zijn lange rechte depressies die loodrecht staan op de ijsbeweging (Benn & Evans, 1998; Munro-Staiuk et al., 2005) met een vlakke, steile, stroomopwaartse helling en een onregelmatige, zachte, stroomafwaartse helling (Benn & Evans, 1998).

Tot de longitudinale vormen behoren spindle flutes, cavettos, bultrotsgeulen en gewone geulen (Kor et al., 1991 in Munro-Staiuk et al., 2005). Zoals te zien op figuur 9.18 zijn spindle flutes speldvormige depressies met duidelijke, scherpe randen aan hun loefzijde (Munro-Staiuk et al., 2005). Ze kunnen aan hun lijzijde duidelijk afgebakend (gesloten spindles) zijn of gelijdelijk aan vervagen (open spindles) (Benn & Evans, 1998). Ze zijn mogelijk ontstaan door de inslag van een puinelement op de ondergrond onder een kleine hoek (Benn & Evans, 1998). Cavettos (figuur 9.15) zijn kleine curvilineaire kanalen waarvan het dak open ligt (Benn & Evans, 1998; Munro-Staiuk et al., 2005). Verder horen bij de longitudinale vormen nog de geulen. Wanneer ze aan de loefzijde van kleine microheuvels voorkomen, worden ze met de term bultrotsgeulen aangeduid (Munro-Staiuk et al., 2005).

Ten laatste zijn er de niet-directionele S-vormen. Ondulaties zijn hiervan het belangrijkste voorbeeld (Munro-Staiuk et al., 2005). Figuur 9.19 toont een tweede soort niet-directionele S-vormen, namelijk de kolkgaten. Deze kolkgaten ontstaan door de abrasieve werking van kolkende puinelementen in kleine depressies (Munro-Staiuk et al., 2005).

#### 9.1.2.2 Landvormen op mesoschaal

Zoals te zien op figuur 9.9 varieert de lineaire schaal van de erosieve landvormen op mesoschaal tussen één meter en één kilometer (Bennett & Glasser, 2004). De erosieve landvormen op mesoschaal omvatten gestroomlijnde heuvels, bultrotsen, glaciale groeven, glaciale bekkens en smeltwaterkanalen. Op deze landvormen komen vaak erosieve landvormen op microschaal voor (figuur 9.20), net zoals mesoschalige erosieve landvormen voorkomen op de macroschalige erosieve landvormen.

#### Gestroomlijnde heuvels

De gestroomlijnde heuvels (figuur 9.21) omvatten symmetrische walvisruggen (Eng. whalebacks) en asymmetrische rotsdrumlins (Eng. rock drumlins, tadpole rocks) (Benn & Evans, 1998). Deze gestroomlijnde heuvels zijn gevormd door de abrasieve werking van gletsjers (James, 2003; Bennett & Glasser, 2004). Ze ontstaan waar een rotsige opduiking langs alle kanten afgevlakt wordt door een gletsjer of door erosie van een in hardheid ruimtelijk gedifferentieerde ondergrond (James, 2003; Bennett & Glasser, 2004). Hun lengte-as ligt in de richting van de ijsbeweging en hun hoogte-breedte ratio is meestal klein met gemiddelde hoogtes van 1 tot 2 meter en lengtes van 1,5 tot 3 meter (Bennett & Glasser, 2004).

Volgens James (2003) en Bennett en Glasser (2004) wijzen de gestroomlijnde heuvels op een dikke paleogletsjer van minstens enkele honderden meters dik die met een hoge druk en met weinig smeltwater over de ondergrond schuurt. De belangrijkste aanwijzingen hiervoor zijn de aanwezigheid van gletsjerkrassen zowel aan de loefzijde als aan de lijzijde van de gestroomlijnde heuvels en het ontbreken van exaratieve oppervlakken zoals bij de bultrotsen. Deze aanwijzingen veronderstellen namelijk dat het contact tussen de gletsjer en de ondergrond niet verbroken wordt.

#### Bultrotsen

Bultrotsen (figuur 9.22) (Fr. roches moutonnées, Eng. stoss and lee forms), zijn asymmetrische heuvels ontstaan door zowel abrasie als exaratie (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004). De afgevlakte gestroomlijnde en loefzijde van de bultrotsen is gevormd door de abrasieve werking van puin onderaan de gletsjer en is vaak met gletsjerkrassen bedekt (Bennett & Glasser, 2004). De lijzijde is in tegenstelling onregelmatig en brokkelig en is ontstaan door exaratie (Sugden et al., 1992, Bennett & Glasser, 2004). De aanwezigheid en de dichtheid van splijtvlakken in de rotsondergrond is enerzijds belangrijk voor de snelheid waarmee exaratie kan optreden en anderzijds voor de grootte van de puinelementen die meegevoerd kunnen worden (figuur 9.6) (Olvmo & Johansson, 2002 in Bennett & Glasser, 2004). Indien weinig van deze splijtvlakken aanwezig zijn kan de gletsjer deze zelf vormen door fluctuaties in basale smeltwaterdruk (Sugden et al., 1992; Bennett & Glasser, 2004).

De lengte van de bultrotsen varieert van enkele meters tot enkele kilometers (Sugden et al., 1992; Bennett & Glasser, 2004). Wanneer ze van kilometrische aard zijn, worden ze megabultrotsen genoemd. Aangezien hun ontstaan en significantie voor de reconstructie van voormalige glaciaties identiek is, worden ze echter bij de erosieve landvormen op mesoschaal besproken (Bennett & Glasser, 2004). Hun oriëntatie en richting worden bepaald door de

ijsbeweging. De precieze oriëntatie hangt echter ook af van de ruimtelijke verdeling van de splijtvlakken (Gordon, 1981 in Bennett & Glasser, 2004). Hierdoor zijn bultrotsen dan ook niet volledig betrouwbaar om de bewegingsrichting van de paleogletsjer te achterhalen.

Volgens Bennett en Glasser (2004) wijzen de bultrotsen op een hoge basale druk aan de loefzijde loefzijde en een lage basale druk aan de lijzijde. De hoge basale druk aan de loefzijde bevordert het contact tussen de gletsjer en de ondergrond en dus ook abrasie. Aan de lijzijde moeten er holten kunnen ontstaan, die nodig zijn voor het proces van exaratie. Sugden et al. (1992) besluiten hieruit dat bultrotsen ontstaan onder snelstromende en relatief dunne gletsjers waarvan de smeltwaterdrukverschillen hoog kunnen oplopen. Dezelfde conclusies vinden we terug in Bennett en Glasser (2004) die een basale druk veronderstellen tussen 0,1 en 1 MPa .

#### Glaciale groeven en bekkens

Glaciale groeven (figuur 9.10 en 9.23) kunnen beschouwd worden als reusachtige gletsjerkrassen (Bennett & Glasser, 2004). Ze kunnen tot honderden meters lang zijn, verschillende meters breed en één meter diep (Bennett & Glasser, 2004). Voor hun ontstaan lijken zowel abrasie en smeltwatererosie mogelijke verklaringen (Bennett & Glasser, 2004). Ook de aanwezigheid van breuken in de rotsondergrond kan hun ontstaan bevorderen (Bennett & Glasser, 2004). Een mogelijke verklaring zou een abrasieve geul kunnen zijn die nadien verbreed wordt door de erosieve werking van smeltwater onder hoge druk (Bennett & Glasser, 2004).

Volgens Bennett en Glasser (2004) wijzen ze op een paleogletsjer met een hoge snelheid die aan zijn basaal oppervlak veel puin met zich meesleurt. Verder oefent de paleogletsjer een gematigde basale druk uit op de ondergrond (0,1 tot 1 MPa) en is de basale smelt hoog. Deze basale smelt verzekert het transport van puin naar het basale oppervlak.

De glaciale bekkens ontstaan door abrasie en exaratie waar een hoge dichtheid aan breuken in de rotsondergrond aanwezig is (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004). Deze zwakke plekken worden sneller dan hun omgeving door glaciale erosie ontmanteld, waardoor ze na de vergletsjering als bekkens in het landschap achterblijven. Hun diameter varieert sterk van enkele tot honderden meters (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004).

Hun relevantie voor de reconstructie van voormalige glaciaties is volgens Bennett en Glasser (2004) dat ze ontstaan waar gletsjers met een warme basis over een voldoende hoge snelheid beschikken en een lage basale druk op de ondergrond uitoefenen. Deze omstandigheden bevorderen het ontstaan van holten onderaan de gletsjer die nodig zijn voor de evacuatie van de rotsondergrond.

#### Smeltwaterkanalen

smeltwaterkanalen kunnen opgedeeld De worden in drie groepen: basale smeltwaterkanalen, laterale smeltwaterkanalen en proglaciale smeltwaterkanalen (Bennett & Glasser, 2004). De eerste twee groepen danken hun ontstaan voornamelijk aan de fysische werking van smeltwatererosie (Bennett & Glasser, 2004). Bij de proglaciale smeltwaterkanalen domineert de afzetting van materiaal dat vrijgegeven wordt door de gletsjers (Bennett & Glasser, 2004). Aangezien ze reliëfvormen genereren die gedomineerd worden door afzetting en niet door erosie, worden ze in dit deel niet verder besproken.

De doorsnede van de smeltwaterkanalen wisselt van amper één meter tot honderden meters. Deze dimensies zijn voornamelijk afhankelijk van de duur, magnitude en de variabiliteit van de afvoer van smeltwater (Benn & Evans, 1998).

Laterale smeltwaterkanalen stromen parallel aan de gletsjerrand. Ze komen voornamelijk voor in het ablatief gedeelte van de gletsjer omdat daar de smeltwaterproductie het hoogt is (Bennett & Glasser, 2004). Ze kennen veel verschillen in morfologie en kunnen plots onderbroken worden door te verdwijnen in de gletsjer langsheen crevasses (Benn & Evans, 1998; Bennett & Glasser, 2004).

Volgens Bennett en Glasser (2004) is de voornaamste relevantie van de laterale smeltwaterkanalen dat ze de positie en de variatie van de randen van de paleogletsjer helpen bepalen. De longitudinale gradiënt van deze smeltwaterkanalen zal bovendien informatie verschaffen over de longitudinale oppervlaktegradiënt van de paleogletsjer (Bennett & Glasser, 2004).

De basale smeltwaterkanalen kunnen complexe structuren vormen omdat ze in tegenstelling tot de andere smeltwaterkanalen niet uitsluitend gestuurd worden door de topografie, maar ook door de potentiële hydraulische druk in de gletsjer (Bennett & Glasser, 2004). Basale smeltwaterkanalen kunnen daardoor stroomopwaarts of dwars ten opzichte van de steilste hellingsgradiënt stromen. De grote basale smeltwaterkanalen in de rotsondergrond N-channels genoemd. Tussen de laterale en de basale smeltwaterkanalen kunnen verbindingen bestaan (Benn & Evans, 1998).

Hun relevantie voor de reconstructie van vroegere glaciaties is volgens Bennett en Glasser (2004) dat ze helpen smeltwaterdruk, drainage, effectieve druk en snelheid van de paleogletsjer te bepalen. Deze gegevens kunnen dan gebruikt worden om de ijsdikte of de helling van het oppervlak van de gletsjer te bepalen.

#### 9.1.2.3 Landvormen op macroschaal

De lineaire dimensie van erosieve landvormen op macroschaal is groter dan één kilometer (figuur 9.9). Deze landvormen omvatten glaciale verweringslandschappen (Eng. areal scouring), glaciale troggen, karren en tunnelvalleien. In dit hoofdstuk worden echter enkel glaciale troggen en karren besproken. De tunnelvalleien en de glaciale verweringslandschappen worden namelijk geassocieerd met ijskappen en zijn dus niet relevant voor een gebied dat vergletsjerd is door valleigletsjers.

#### Glaciale troggen

Waar het gletsjerijs gekanaliseerd wordt in valleien ontstaan er door de glaciale verwering glaciale troggen (figuur 9.24). John en Sugden (1982) onderscheiden drie basistypes van glaciale troggen: Alpiene troggen, IJslandse troggen en glaciale troggen die aan beide zijden open zijn. De basismorfologie van deze verschillende types is volgens deze auteurs gelijkaardig. Het verschil ligt voornamelijk in het milieu waarin ze zijn ontstaan. De Alpiene troggen ontstaan in fluviatiele valleien die verder uitgeschuurd worden door valleigletsjers. De twee andere types glaciale troggen worden geassocieerd met ijskappen en kunnen zich al dan niet volgens bestaande valleien ontwikkelen (John & Sugden, 1982).

De afmetingen van glaciale troggen wisselen sterk. De kleine glaciale troggen zijn slechts een paar honderden meters breed en enkele kilometers lang. De reusachtige glaciale trog van de Lambert-gletsjer in Antartica is daarentegen 50 kilometer breed, 1000 kilometer lang en 3400 meter diep (Benn & Evans, 1998).

Hun dwarsprofiel wordt typisch beschreven al zijnde U-vormig. Aangezien de U-vormigheid optimaal is voor de afvoer van gletsjerijs in de vallei wordt deze U-vormigheid aanzien als een evenwichtsvorm (John & Sugden, 1982). Meer gedetailleerde observaties, zoals die van Svenson (1959) en die van Graf (1970), wijzen op een meer parabolisch dwarsprofiel van de glaciale troggen (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Deze auteurs stellen dat de vorm van de ideale glaciale troggen beantwoordt aan de machtsfunctie  $y = ax^{b}$ , met y de verticale afstand en x de halve horizontale afstand van de glaciale trog. Een ideale trog heeft voor de exponent b een waarde twee (Doornkamp & King, 1971 in John & Sugden, 1982). Om de glaciale troggen beter te beschrijven introduceerde Graf een bijkomstige vorm ratio (Fr) waarbij Fr = D/WI, met D de diepte en WI de breedte gemeten aan de top van de vallei gevormd door de glaciale trog. De reden waarvoor de parabolische vorm meer in aanmerking komt als evenwichtsvorm is de hogere snelheid centraal in de gletsjer, zoals bij gletsjers met een warme basis. Hierdoor wordt het centrale gedeelte van de vallei sterker geërodeerd dan de dalwanden en evolueert het dwarsprofiel naar een parabool. Een tweede oorzaak die de parabolische vorm bevordert, is de wisselende hoeveelheid gletsjerijs die door de vallei schuurt (John & Sugden, 1982). Tijdens periodes waarin de gletsjer minder omvangrijk is wordt de valleibodem sterker geërodeerd ten opzichte van de dalwanden. Onafhankelijk van de evenwichtsvorm zijn er nog tal van andere factoren belangrijk voor de exacte morfologie van de troggen. Zo zullen troggen met steile wanden gemakkelijker ontstaan in harde gesteenten en bepaalt de topografie die voor de glaciatie bestond vaak de vorm van de dwarsprofielen (John & Sugden, 1982).

Karakteristiek in de dwarsdoorsnede van valleien die vergletsjerd zijn geweest, is de aanwezigheid van een knik in de dalwanden (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998).

Deze knik is gelegen op de grens tussen het vergletsjerde en het niet vergletsjerde deel van de vallei.

Het lengteprofiel van de glaciale troggen streeft eveneens naar een evenwichtsvorm die gestuurd wordt door de efficiënte afvoer van gletsjerijs (John & Sugden, 1982; MacGregor et al., 2000 in Bennett & Glasser, 2004). Dit lengteprofiel wordt gekenmerkt door een erg steil bovenprofiel en een vlak benedenprofiel in vergelijking met fluviatiele lengteprofielen (John & Sugden, 1982). Dit valt hoofdzakelijk te verklaren door de positie van de evenwichtslijn van de gletsjer. Bij deze evenwichtslijn hoort een zone waar de hoeveelheid ijsafvoer het hoogst is en de gletsjer zijn maximale dikte en snelheid bereikt. De erosie onderaan de gletsjer zal in deze zonedan ook zijn maximum bereiken waardoor het lengteprofiel van de gletsjer in het bovenste deel van de vallei steiler is dan bij fluviatiele profielen. Net zoals bij het dwarsprofiel bepalen tal van andere factoren, zoals hardheid in gesteente of preglaciale topografie, het lengteprofiel van de glaciale trog (John & Sugden, 1982). De uiteindelijke morfologie van glaciale troggen resulteert uit een interactie tussen topografie, eigenschappen van de gletsjer en de ondergrond en de tijd die beschikbaar was om deze troggen te vormen (John & Sugden, 1982).

De relevantie voor de reconstructie van vroegere glaciaties is in het geval van de glaciale troggen vrij voor de hand liggend. Hun morfologie en dimensie geven een duidelijke aanwijzing over de impact van de paleogletsjers op het landschap. Zowel de diepte, lengte en breedte van de troggen verschaffen daarenboven indicaties over het volume van de paleogletsjers en de duur van de vergletsjering (Bennett & Glasser, 2004). Ze worden door Bennett en Glasser (2004) geassocieerd met gletsjers die een warme basis hebben, die met een hoge snelheid over de ondergrond glijden en over veel smeltwater beschikken.

#### • Karen

Karen (Fr., Eng. cirques) zijn steilwandige halfcirculaire glaciale erosievormen die dalafwaarts open zijn en een vlakke of holle bodem hebben (figuur 9.25) (Pannekoek & van Straaten, 1982). In het vlakke of holle gedeelte is er vaak een kaarmeer aanwezig. Zo zijn de meerderheid van de Pyreneese meren kaarmeren. Ze vormen één van de bekendste voorbeelden van glaciaal-erosieve landvormen en zijn vaak de eerste aanduiding voor het bestaan van een glaciale periode in een gebied. Hun ontstaan is echter niet uitsluitend te wijten aan glaciale erosie maar is een wisselwerking tussen glaciale en periglaciale verwering (John & Sugden, 1982; Bennett & Glasser, 2004).

Hun afmetingen variëren van een 200 tal meter tot een aantal kilometers in doorsnede. In de Pyreneeën vormt de Cirque de Gavarnie met zijn waterval van 450 meter en verticale dalwanden van 1500 meter wellicht één van de bekendste voorbeelden van een kaar in West-Europa.

De morfologie van karen wordt klassiek beschreven als halfcirculair volgens het horizontaal vlak en L-vormig volgens het verticaal vlak. Alhoewel deze vormgeving steunt op directe veldwaarnemingen blijken gedetailleerde studies over de morfologie van karen veel minder eenduidig. Studies van Garcia-Ruiz et al. (2000) over de morfologie van karen in de centrale Spaanse Pyreneeën wijzen op een grote verscheidenheid aan karenmorfologie in een betrekkelijk klein en gelijkaardig gebied. De verschillen in morfologie tussen de bestudeerde karen is volgens deze auteurs voornamelijk te wijten aan de aanwezigheid van breuken, de resistentie van de gesteenten tegen erosie en de preglaciale topografie. Gelijkaardige conclusies vinden we ook in John & Sugden (1982). Zo is in de Alpen in plaats van een halfcirculaire morfologie, een rectangulaire of triangulaire morfologie de regel (Galibert, 1965). Het lengteprofiel van karen beantwoordt volgens Haynes (1968) aan een logartimische curve van het type y =  $(1-x)e^{-kx}$ , met y de hoogte, x de afstand volgens het lengteprofiel en k een constante die de concaviteit van het lengteprofiel beschrijft (Benn & Evans, 1998). Een hoge waarde voor k ( $\geq$  2) in deze formule stelt een goed ontwikkelde kaar voor.

Het ontstaan van karen wordt vaak in verband gebracht met de vorming van sneeuwnissen (figuur 9.26) (Pannekoek & van Sraaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Deze sneeuwnis zal door een versnelde erosie aan het basale oppervlak een holte op de berghelling doen ontstaan. De nis groeit geleidelijk aan en wordt steeds groter en dieper. De hoeveelheid sneeuw in de nis neemt ook toe waardoor er ten slotte een kaargletsjer ontstaat. Deze gletsjer oefent een roterende beweging uit en bevordert zo het ontstaan van een depressie die dalafwaarts eindigt met een drempel (Pannekoek & van Straaten, 1982; Sugden & John, 1982). Aan de achterzijde van de kaargletsjer is er door het wegschuiven van het ijs meestal een kloof aanwezig, gelegen tussen de dalwand en het ijs (Pannekoek & van Sraaten, 1982; Benn & Evans, 1998). In deze kloof gaat de vorstverwering onverminderd door en wordt de verticale dalwand naar achteren verplaatst. Twee aan elkaar grenzende karen kunnen zo naar elkaar toe groeien waardoor steile glaciale kamlijnen ontstaan.

Volgens Bennett en Glasser (2004) zijn de karen erg nuttig om het paleoklimaat te reconstrueren. Ze maken niet alleen reconstructies van voormalige kaargletsjers mogelijk maar verschaffen tevens informatie over de ligging van de paleosneeuwgrens. Voorts worden ze volgens Bennett en Glasser (2004) gevormd onder gletsjers met een warme basis die over voldoende grote hoeveelheden smeltwater beschikken.

### 9.2 Glaciale sedimentatie

Vooraleer de verschillende glaciale sedimenten te bespreken moet eerst inzicht verkregen worden in de processen die aan de basis liggen van hun genese. Anders dan bij de glaciale erosie, die enkel plaatsvindt aan het basale oppervlak van de gletsjer, heeft glaciale sedimentatie betrekking op de hele gletsjer. Het puin dat aanwezig is in, op of onder de gletsjer zal na transport en eventuele verwering op, onder of aan de randen van de gletsjer afgezet worden. In de volgende hoofdstukken zal enkel aandacht worden besteed aan de glaciale sedimenten die relevant zijn voor het studiegebied. Gletsjerafzettingen die geassocieerd worden met ijskappen of gletsjerafzettingen in proglaciale mariene en lacustrine milieus worden om deze reden niet besproken.

### 9.2.1 Het proces van glaciale sedimentatie

Om verwarringen in de volgende hoofdstukken te vermijden worden voor de begrippen *till, morene* en *puin* definities opgesteld. Rond deze begrippen bestaan namelijk erg vage definities. Dit is grotendeels een gevolg van onenigheid rond hun genese (Boulton & Eyles, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Zo spendeerde de Till Work Group of the International Union for Quaternary Research (INQUA) in de jaren 1970-80 vijftien jaar aan het zoeken naar een definitie voor till (Benn & Evans, 1998). Hun opgestelde definitie wordt echter in recentere werken zoals die van Benn & Evans (1998) niet gebruikt, waardoor er nog steeds geen consensus bestaat over de precieze inhoud van till, morene en puin.

Puin: Zoals blijkt uit het hoofdstuk glaciale erosie is puin materiaal dat, onafhankelijk van de oorsprong of omvang, actief of passief door gletsjers getransporteerd wordt. Dit puin is afkomstig van twee groepen bronnen. De eerste groep geeft aanleiding tot puin dat op de gletsjer komt te liggen. Volgens Benn en Evans (1998) zijn deze bronnen massabewegingen van de omliggende bergflanken, stof, vulkanisch materiaal, zeespray, meteorieten en menselijke vervuiling. In bergachtige gebieden zoals in het massief van de Canigou zullen massabewegingen waaronder lawines, rotsval en kruip (Eng. creep) van de omliggende vorstverweerde bergflanken de dominante bron vormen (Boulton & Eyles, 1978; Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Dit supraglaciaal puin zal passief door de gletsjer vervoerd worden en eventueel in de gletsjer opgenomen worden om hierin puinsepta te vormen (figuur 9.27) (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). De tweede groep bronnen zijn de subglaciale bronnen die afkomstig zijn van glaciale erosie aan het basale oppervlak van de gletsjer (deel 9.1.1.1). Het fundamentele verschil tussen de subglaciale en de supraglaciale bronnen is de mate van glaciale verwering van de puinelementen (Boulton & Eyles, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). De supraglaciale puinelementen zullen namelijk na hun afzetting op de gletsjer weinig of geen verdere verwering ondergaan aangezien de puinelementen meestal niet meer in contact met elkaar komen. Het actief getransporteerde subglaciale puin bevat daarentegen door de intense gletsjererosie tal van sporen van glaciale verwering zoals krassen, breukvlakken, ed. Beide subglaciale en supraglaciale puinmilieus zijn echter niet strikt van elkaar gescheiden (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Supraglaciaal puin kan bijvoorbeeld via spleten het basale oppervlak bereiken en het basale puin kan ingevroren worden en door stijgende gletsjerstromen een supraglaciale positie innemen.

*Till*: Voor de begrippen *till* en *morene* worden de definities van John en Sugden (1982) toegepast. Till is puin dat afgezet is door gletsjers en dat er dus niet door getransporteerd wordt. Er bestaan veel verschillende soorten till, zoals lodgment-till of deformatietill, die echter allen een aantal basiseigenschappen gemeen hebben. Het zijn slecht gesorteerde en vaak erg compacte sedimenten die bestaan uit hoekige elementen van verschillende korrelgroottes. Ze worden meestal op glaciaal-erosieve oppervlakken gevonden en kunnen
elementen van verschillende gesteenten bevatten die tal van microsporen dragen van glaciale erosie (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998).

*Morene*: Morene verschilt niet fundamenteel van till. Het zijn tevens sedimenten die afgezet worden door gletsjers en ze hebben dezelfde eigenschappen als till. Het verschil tussen beide is de morfologie. Till bezit geen specifieke morfologische kenmerken en wordt hoofdzakelijk op basis van sedimentaire kenmerken omschreven. Morenes daarentegen zijn specifieke reliëfvormen en vormen dus voornamelijk het studieobject van glaciale geomorfologen.

### 9.2.1.1 Basale sedimentatie

Het proces van basale of subglaciale sedimentatie is glaciale sedimentatie onder gletsjers. Dit kan gebeuren aan de hand van drie basisprocessen: lodgment, uitsmelten en gravitatie (Benn & Evans, 1998).

Lodgment treedt op wanneer de sleurkracht uitgeoefend door een gletsjer op een puinelement kleiner is dan de wrijvingskracht van dit deeltje met de ondergrond (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Volgens Benn en Evans (1998) zijn er drie situaties waarbij lodgment kan plaatsvinden (figuur 9.28). In de eerste situatie vindt lodgment plaats wanneer positieve reliëfanomalieën de wrijvingkracht tussen de puinelementen en de ondergrond doen toenemen. De gletsjer verliest hierdoor zijn grip op de puinelementen en zal er rond vervormen. De tweede situatie voor lodgment doet zich voor in een zachte ondergrond. Puinelementen aan het basale oppervlak zullen zich onder de druk van de gletsjer in deze zachte ondergrond ingraven. Het materiaal dat de puinelementen aan hun voorzijde opstuwen doet de wrijvingskracht tussen de puinelementen en de ondergrond toenemen, waardoor het puinelement uiteindelijk tot stilstand komt. Dezelfde situatie doet zich voor wanneer het meegesleurde puinelement op een stroomafwaarts gesedimenteerd deeltje bost (figuur 9.28). De derde situatie voor lodgment vindt plaats wanneer een basale ijslaag van de gletsjer met een erg hoge puinconcentratie zich door wrijving met de ondergrond loskoppelt van de gletsjer. Deze puinrijke ijslaag wordt als een eenheid gesedimenteerd, waarna het ijs geleidelijk aan uit de puinafzetting smelt.

Het tweede proces waarbij basale sedimentatie plaatsvindt, is het uitsmelten van puin onderaan de gletsjer (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Het smelten van het ijs gebeurt door druksmelting of door warmte-afgifte van de ondergrond, smeltwater of de atmosfeer (Benn & Evans, 1998). Wanneer de afgezette puinelementen niet meer aan tractieve krachten onderhevig zijn zullen deze onverstoorde sedimenten geven (Benn & Evans, 1998). Vaak worden deze sedimenten echter herwerkt door de sleurkracht van de gletsjer of door smeltwatererosie (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998).

Het laatste proces waardoor basale afzetting plaatsvindt is gravitatie (Benn & Evans, 1982). Puin dat meegesleurd wordt door de gletsjer zal bij het glijden van de gletsjer over een holte in deze holte vallen. Hetzelfde gebeurt met puinelementen die door het basaal smelten van de gletsjer ter hoogte van de holte vrijgegeven worden of met een puinrijke ijslaag die als één geheel onderaan de gletsjer meegesleurd wordt. Aan deze drie basisprocessen van subglaciale sedimentatie kunnen nog twee bijkomende processen toegevoegd worden (Benn & Evans, 1998). Subglaciale sedimentatie vindt namelijk ook plaats in subglaciale smeltwaterkanalen wanneer door de afnemende stroomsnelheid de bodemlast of het suspensiemateriaal afgezet wordt. Een tweede bijkomend proces is de afzetting van puin door divergerend gletsjerijs omheen obstakels (deel 9.1.1.1) en is gelijkaardig aan het proces van uitsmelten.

Uit de bovenstaande uitzetting blijkt duidelijk dat de verschillende processen van subglaciale sedimentatie niet onafhankelijk zijn van elkaar en dat de verschillende afzettingen die hieruit ontstaan vaak resulteren uit verschillende processen (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Subglaciaal afgezette sedimenten delen de eigenschap dat ze vaak veel sporen bevatten van gletsjererosie zoals gletsjerkrassen, breukvlakken en microsporen (Benn & Evans, 1998).

### 9.2.1.2 IJs-marginale sedimentatie

Het proces van ijs-marginale sedimentatie is glaciale sedimentatie van puin aan de randen van gletsjers. Dit puin kan van supraglaciale of subglaciale oorsprong zijn maar bij valleigletsjers domineert de supraglaciale fractie (Boulton & Eyles, 1978). De twee basisprocessen waarbij ijs-marginale afzetting geschiet zijn gravitatie en smeltwaterafzetting (Benn & Evans, 1998).

Wanneer het puin zich aan de randen van de gletsjer bevindt zal dit puin door gravitatie van de gletsjer rollen, glijden of vallen (Benn & Evans, 1998). Dit gebeurt meestal langsheen vaste banen, zoals geulen en spleten, waardoor aan de randen van de gletsjer screehellingen ontstaan (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Hoe meer puin dat er in of op de gletsjer aanwezig is hoe dikker de ijs-marginale afzettingen zullen zijn (Benn & Evans, 1998).

Het proces van fluvioglaciale afzetting is analoog met de fluviatiele afzetting. Met puin beladen sub-, supra- of englaciale smeltwaterstromen zullen hun lading verliezen wanneer de stroomsnelheid voldoende afneemt om sedimentatie toe te laten. Dit kan dus zowel subglaciaal, ijs-marginaal als proglaciaal plaatsvinden.

# 9.2.2 Glaciale sedimenten

De glaciale sedimenten ontstaan door het proces van glaciale sedimentatie en vormen een complexe verzameling van afzettingen die de complexiteit van hun ontstaanswijze weerspiegelen. Benn en Evans (1998) wijzen nadrukkelijk op deze complexiteit en stellen dat "de variëteit en complexiteit van glaciale afzettingen een weerspiegeling zijn van het oneindig veranderlijke milieu waarin de afzettingsprocessen zich afspelen" (pg. 362). Benn en Evans tonen in hun werk aan dat het supraglaciaal of subglaciaal verzamelt puin in een hoog dynamische omgeving wordt afgezet. Enerzijds wisselen de plaatsen waar de gletsjerafzetting gebeurt constant, grotendeels afhankelijk van het vooruitschreiden, terugtrekken of stagneren van de gletsjer in de vallei. Anderzijds worden de afzettingen vaak herwerkt,

gedeformeerd en opnieuw gesedimenteerd door gletsjers en worden ze nadien aangetast door smeltwatererosie, gravitatie en de erosieve werking van de wind.

Door deze complexe ontstaanswijze is het dus erg moeilijk om een eenduidige classificatie te geven van glaciale afzettingen. Gedeeltelijk vloeien deze classificatieproblemen uit de moeilijke observatie van de processen die aan de basis liggen van de glaciale afzettingen (Benn & Evans, 1998). Deze processen vinden namelijk plaats in gevaarlijke milieus die soms volledig ontoegankelijk zijn.

### 9.2.2.1 Tillafzettingen

De tillafzettingen worden hier kort besproken aangezien ze voornamelijk het studieobject vormen van glaciale geologen (John & Sugden, 1982). Afhankelijk van de afzettingsprocessen bestaan veel verschillende soorten till waarvan enkel de meest voorkomende zullen besproken worden. Deze kunnen opgedeeld worden in twee groepen, namelijk de basale till en de ablatietill (Pannekoek & van Straaten, 1982). De basale till wordt gevormd door subglaciale sedimentatie en kan naar afzettingsproces verder opgedeeld worden in lodgment-till, uitsmelt-till en deformatietill. De ablatietill wordt ijs-marginaal afgezet bij de terugtrekking van met puin beladen gletsjers en zijn daarom minder compact dan de basale tillsoorten.

Logment-till ontstaat door het gelijknamige subglaciale afzettingsproces. De puinelementen waaruit deze till bestaat dragen door hun transport aan het basale oppervlak van de gletsjer veel sporen van abrasie en exaratie (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Het water dat aanvankelijk in het gesedimenteerde puin aanwezig is, wordt onder druk van de bovenliggende gletsjer uit de afzetting geperst (Benn & Evans, 1998). Hierdoor is lodgment-till vaak erg compact en lijkt het soms op een conglomeraat (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998).

Uitsmelt-till ontstaat eveneens door het gelijknamige afzettingsproces onder traag vloeiende gletsjers (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Anders dan bij lodgment-till kan uitsmelt-till bestaan uit puinelementen die zowel actief als passief door de gletsjer vervoerd zijn (Benn & Evans, 1998). De sedimentaire structuur van uitsmelt-till is afhankelijk van de manier waarop het puin in de gletsjer vervat zit (Benn & Evans, 1998). Zo kunnen er vloei- en plooistructuren in de afzettingen herkend worden. Aangezien uitsmelt-till aan de basis van gletsjers afgezet wordt is de kans op herwerking door de gletsjer erg groot (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Onverstoorde uitsmelt-tillafzettingen vormen eerder een uitzondering dan de regel. Hetzelfde geldt in mindere mate voor lodgment-till (John & Sugden, 1982). Algemeen geldt: hoe groter de hoeveelheid water in de tillafzetting, hoe groter de kans op herwerking door druk of wrijving (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998).

De glaciaal herwerkte tillafzettingen worden als deformatietill aangeduid. Deze deformatietill is vaak moeilijk te herkennen door de desaggregatie en de homogenisatie die bij de glaciale herwerking plaatsvindt (Benn & Evans, 1998). Wanneer echter bepaalde structuren herkenbaar zijn, zoals vloeistructuren bij uitsmelt-till, wordt de deformatietill door sommige

auteurs met een bijkomende term glacitectonite till aangeduid (Banham, 1977 in Benn & Evans, 1998).

#### 9.2.2.2 Morene

Morenes kunnen in twee groepen opgedeeld worden. Deze die onder de gletsjer afgezet worden (subglaciale morenes) en deze die aan de randen van de gletsjer afgezet worden (ijsmarginale morenes). Het verschil in afzettingsmilieu wordt weerspiegeld in de kenmerken van het materiaal waaruit de morenes bestaan. Subglaciale morenes zullen hoofdzakelijk bestaan uit subglaciaal verzameld puin dat aan intense erosie onderhevig was. IJsmarginale morenes daarentegen worden voornamelijk opgebouwd uit supraglaciaal puin en bevatten bijgevolg puinelementen die weinig sporen bevatten van glaciale erosie.

De relevantie van morenes voor de reconstructie van paleogletsjers is dat ze vaak goede aanwijzingen geven over de dynamiek en de toestand van de paleogletsjers. Zo verschaffen ze informatie over de paleogletsjer zoals puinhoeveelheid, omvang, aangroei en afsmeltfazen, ijsfrontgeometrie, verspreiding van geulen en spleten, ed. (Boulton & Eyles, 1978; John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998).

#### Subglaciale vormen

De subglaciale morenes zijn gestroomlijnde reliëfvormen bestaande uit gedeformeerde basale till (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Hierbij behoren (mega)flutings en drumlins die morfologisch gelijkaardig zijn aan de gestroomlijnde erosieve landvormen (Benn & Evans, 1998). Het onderscheid tussen flutings en drumlins is volgens Benn & Evans (1998) zuiver afhankelijk van de verhouding tussen lengte (I) en breedte (w), waarbij de drumlins een grotere I/w verhouding hebben.

De afmetingen van beide reliëfvormen variëren van enkele meters tot verschillende kilometers lang en van een tiental centimeters tot tientallen meters hoog (Trenhaile, 1975; Seret, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Flutings komen voornamelijk voor op recent ontgletsjerde oppervakken, maar kunnen onder gunstige omstandigheden lang in het landschap bewaard blijven (Benn & Evans, 1998). Drumlins en megaflutings worden meestal geassocieerd met ijskappen maar komen occasioneel voor in gebieden die vergletsjerd zijn door brede valleigletsjers (Embleton & King, 1975 in John & Sugden, 1982).

Over het ontstaan van (mega)flutings en drumlins bestaan veel verschillende theorieën (Trenhaile, 1975; Seret, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). De meest aangehaalde verklaring voor het ontstaan van flutings is het vloeien van waterverzadigde of vervormen van niet-waterverzadigde subglaciale till in holten (figuur 9.29) (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Deze holten ontstaan voornamelijk aan de lijzijde van positieve reliëfanomalieën, maar het kunnen ook subglaciale gletsjerspleten zijn (John & Sugden, 1982). Argumenten voor zulke ontstaanswijze worden voornamelijk geput uit de sedimentatiestructuren die in de flutings aanwezig zijn (Benn & Evans, 1998). Het ontstaan

van megaflutings kan echter niet met zulke theorieën verklaard worden aangezien hun dimensies enorme deformaties veronderstellen (Benn & Evans, 1998). Het ontstaan van megaflutings wordt daarom gelijkaardig geacht aan de ontstaanswijze van drumlins.

Over het vormingsproces van drumlins stellen John en Sugden (1982) dat er "evenveel theorieën bestaan over hun ontstaanswijze als dat er drumlins zelf zijn" (pg. 156). Volgens Benn en Evans (1998) is dit enerzijds het gevolg van ontbrekende observaties van drumlins in hun vormingsproces en anderzijds door hun enorme variatie in morfologie en dimensie (figuur 9.30). Het ontstaan van drumlins door subglaciale erosie en herdistributie van sedimenten met verschillende eigenschappen is volgens Benn en Evans (1998) het meest aanvaarde model voor de vorming van drumlins. Figuur 9.31 toont een voorbeeld van drumlinformatie volgens dit model waarbij de grove, goed gedraineerde erosieresistente sedimenten aanleiding geven tot drumlins wanneer ze door fijne, slecht gedraineerde en erosiegevoelige sedimenten omgeven worden (Boulton, 1987 in Benn & Evans, 1998).

#### IJsmarginale vormen

IJsmarginale morenes zijn glaciale afzettingen aan het ijsfront van gletsjers. Vaak worden deze afzettingen opgesplitst in laterale morenes en eindmorenes, refererend naar de positie van de morenes ten opzichte van de gletsjer bij hun vorming (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982). De oudste eindmorene die de maximale uitbreiding van de gletsjer afbakent, wordt als terminale morene aangeduid (John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Twee laterale morenes die zich door de samenvloeiing van naburige gletsjers verenigen worden op hun beurt middenmorenes genoemd (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998).

Naast een classificatie van morenes op basis van hun positie, wordt er ook een opdeling gemaakt op basis van hun genese (Bennett, 2001). Eindmorenes kunnen bijvoorbeeld afhankelijk van hun ontstaanswijze dumpmorenes of stuwmorenes zijn, waarbij dumpmorenes passief en stuwmorenes actief ontstaan (Boulton & Eyles, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998; Bennett, 2001). Deze verscheidenheid in terminologie maakt het soms moeilijk om morenes op een eenduidige wijze te benoemen waardoor soms genetisch en niet-genetische termen gecombineerd worden.

Door het proces van ijsmarginale sedimentatie wordt aan het ijsfront puin afgezet onder de vorm van kleine screehellingen (deel 9.2.1.2). Bij een stagnerende gletsjer groeien deze screehellingen geleidelijk aan, afhankelijk van de snelheid waarmee het puin wordt afgezet en de duur van gletsjerstagnatie (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Op deze manier kunnen grote latero-frontale dumpmorenes ontstaan die tot meer dan honderd meter hoog kunnen zijn. Vooral in gebergtes zijn deze dumpmorenes vaak groot en goed ontwikkeld door de grote aanvoer van puin afkomstig van de omliggende bergflanken (Boulton & Eyles, 1978).

Het dwarsprofiel van de dumpmorenes is asymmetrisch met een steile dalafwaartse zijde en een zachte dalopwaartse zijde (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Op de dalopwaartse zijde kunnen secundaire reliëfvormen aanwezig zijn zoals fluting of dood-ijs gaten (Benn & Evans, 1998). Volgens het horizontaal vlak hebben dumpmorenes een curvilineair verloop dat overeenstemt met de vorm van het gletsjerfront bij hun ontstaan (Benn & Evans, 1998). Dit vloeiende verloop kan echter verstoord worden door lokale verbredingen van de dumpmorene (Benn & Evans, 1998; Bennett, 2001). Deze geven een aanwijzing op het bestaan van geulen of spleten in de gletsjer waarlangs grotere hoeveelheden puin wordt afgezet.

Laterale dumpmorenes verschillen van frontale dumpmorenes omdat ze op steile bergflanken worden afgezet. Hierdoor bestaan ze gedeeltelijk uit hellingsmateriaal en uit ablatiemateriaal (Benn & Evans, 1998). Door hun contact met een voorbij stromende gletsjer bestaan laterale morenes vaak uit meermaals getransporteerd en gesedimenteerd materiaal (Benn & Evans, 1998). Na het verdwijnen van de gletsjer zullen de laterale morenes inzakken omdat ze gedeeltelijk op de gletsjer steunden (Benn & Evans, 1998). Door hun ligging op de steile bergflanken zijn ze bijzonder gevoelig voor paraglaciale erosie<sup>16</sup> waardoor ze zelden bewaard blijven in gebergtes (Benn & Evans, 1998). Wanneer ze echter wel in het landschap bewaard blijven, zorgen ze voor een onderbreking in het U-vormige dwarsprofiel van de trogdalen.

Een tweede soort morene dat geassocieerd wordt met een stagnerende gletsjer is de persmorene (Eng. squeeze moraine) (Benn & Evans, 1998). Deze ontstaat door het uitpersen van waterverzadigde subglaciale sedimenten van onder de gletsjer, waardoor er een kleine (< 1 meter) morenewal wordt gevormd voor de gletsjer. De persmorenes blijven echter zelden in het landschap bewaard aangezien de waterverzadigde morenes snel degraderen na het terugtrekken van de gletsjer (Benn & Evans, 1998).

Stuwmorenes ontstaan door het proglaciaal opstuwen van sedimenten door een vooruitschreidende gletsjer (John & Sugden, 1982; Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998; Bennett, 2001). Afhankelijk van de posities die de gletsjer in de vallei voordien heeft ingenomen kunnen stuwmorenes opgebouwd worden uit tal van proglaciale en subglaciale sedimenten (Benn & Evans, 1998; Bennett, 2001). Zo kunnen ze basale till, dumpmorenes, fluvioglaciale sedimenten en oudere stuwmorenes bevatten. Morfologisch hebben ze veel kenmerken gemeenschappelijk met dumpmorenes maar ze zijn meestal veel kleiner met maximale hoogtes van negen tot tien meter (Benn & Evans, 1998; Bennett, 2001). Hun interne structuur verschilt sterk van de sreehellingstructuur van de dumpmorenes. Figuur 9.32 toont de ideale, asymmetrische plooistructuur van stuwmorenes die ontstaan door het opstuwen van proglaciaal materiaal (Sharp, 1984 in Bennett, 2001). De realiteit is echter meestal veel complexer met tal van verschillende plooien en overschuivingen afhankelijk van het precieze vormingsmechanisme (Bennett, 2001).

Klimaatsschommelingen zorgen ervoor dat gletsjers in hun bestaan meermaals kunnen aangroeien en afsmelten. Hierdoor worden stuw- en dumpmorenes na hun afzetting meestal bedekt door nieuwe ijs-marginale afzettingen. Zoals te zien op figuur 9.33 is de relatieve

<sup>&</sup>lt;sup>16</sup> Paraglaciale erosie: erosie van het glaciale landschap na het verdwijnen van de gletsjers (Benn & Evans, 1998).

positie tussen oude en nieuwe afzettingen afhankelijk van verbreiding van de gletsjer in de verschillende afzettingsfazen (Boulton & Eyles, 1978). Wanneer de eerste afzettingsfase lager in de vallei plaatsvindt, zullen oude en jonge afzettingen een reeks van morenes vormen waarvan de terminale morene de oudste is. Wanneer echter de tweede afzettingsfase lager in de vallei plaatsvindt, zullen de jongste afzettingen de terminale morene vormen en zullen oudere morenes begraven zijn onder de nieuwe afzettingen.

Wanneer de periode tussen de verschillende uitbreidingsfazen voldoende groot is, kunnen tussen de verschillende, op elkaar gelegen morenes, paleobodems aanwezig zijn (Roethlisberger & Schneebeli, 1978; Benn & Evans, 1998). Deze vormen donkere banden tussen de morenes en kunnen erg waardevol zijn aangezien ze een duidelijke grens vormen tussen twee uitbreidingsfazen. Bovendien kunnen deze paleobodems aan de hand van de C14-dateringsmethode gedateerd worden en maken ze het mogelijk om een chronologie in de vergletsjeringsgeschiedenis op te stellen (Roethlisberger & Schneebeli, 1978).

Een laatste type morene wordt geassocieerd met het afsmelten en het terugtrekken van gletsjers in een vallei (Boulton & Eyles, 1978; John & Sugden, 1982; Benn & Evans, 1998). Deze terugtrekkingsmorenes (Eng. hummocky moraines) bedekken grote oppervlakken aangezien ze tijdens de terugtrekking van de gletsjer worden afgezet. Afhankelijk van de hoeveelheid puin op de gletsjer en de snelheid waarmee de gletsjer zich terugtrekt bezitten de terugtrekkingsmorenes een sterk of zwak uitgesproken reliëf (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Wanneer de gletsjer zich met een grote snelheid in de vallei terugtrekt of slechts met weinig puin bedekt is, kunnen de terugtrekkingsmorenes amper op basis van hun morfologie herkend worden (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). In dit geval worden deze ablatiemorenes beter met de term ablatietill aangeduid. Gletsjers met erg dikke puinmantels of gletsjer die traag afsmelten geven echter aanleiding tot ablatiemorenes die tal van kleine ruggen en depressies bezitten (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Kleine longitudinale ruggen ontstaan waar een grote hoeveelheid puin wordt afgezet door bijvoorbeeld spleten of surpaglaciale geulen. Depressies ontstaan vaak waar het ijs van ijskernmorenes<sup>17</sup> (Eng. ice-cored moraines) uitsmelt en een reliëfinversie veroorzaakt.

De hoogdynamische omgevingen waarin ijs-marginale morenes worden afgezet maakt het vaak moeilijk om een duidelijk onderscheid te maken tussen de verschillende morenetypes (Boulton & Eyles, 1978; Benn & Evans, 1998). Vaak bestaan deze morenes uit materiaal dat is afgezet onder verschillende omstandigheden en kunnen daardoor als polygenetisch beschouwd worden.

#### 9.2.2.3 Fluvioglaciale afzettingen

De fluvioglaciale afzettingen (figuur 9.34) verschillen van de andere glaciale afzettingen omdat de sedimentatie in smeltwater plaatsvond (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Door de sorterende werking van het smeltwater zijn de fluvioglaciale

<sup>&</sup>lt;sup>17</sup> IJskernmorenes zijn morenes die nog aanzienlijke hoeveelheden dood ijs bezitten (Benn & Evans, 1998).

sedimenten goed gelaagd en per laag goed gesorteerd, waardoor ze gemakkelijk van andere glaciale afzettingen te onderscheiden zijn (Pannekoek & van Straaten, 1982). Onderling zijn de fluvioglaciale afzettingen zoals de eskers en de kames echter minder goed van elkaar te onderscheiden aangezien ze dezelfde sedimentatiestructuur bezitten en omdat er tal van overgangsvormen bestaan (Benn & Evans, 1998). Eskers, kames en doodijs-kuilen ontstaan tijdens de terugtrekking van gletsjers en komen daarom vaak voor op terugtrekkingsmorenes (Benn & Evans, 1998).

Eskers (figuur 9.34) zijn langgerekte, vaak slingerende heuvels die oude smeltwaterkanalen vertegenwoordigen (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Ze ontstaan na het verdwijnen van gletsjers wanneer sedimenten, die in sub-, supra- of englaciale smeltwaterkanalen aanwezig zijn, op de ondergrond afgezet worden (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Eskers hebben dezelfde karakteristieken als de smeltwaterkanalen die ze vertegenwoordigen. Ze lopen meestal hellingsafwaarts en parallel met de voormalige ijsbeweging, maar ze kunnen ook hellingopwaarts of transversaal ten opzichte van de voormalige ijsbeweging lopen (Ben & Evans, 1998).

Kames zijn heuvels van fluvioglaciaal materiaal die ontstaan wanneer een opgevulde kuil in het gletsjerijs na het afsmelten van de gletsjer wordt afgezet (figuur 9.34) (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Ze zijn nauw geassocieerd met doodijs-kuilen (Eng. kettles) die ontstaan wanneer in glaciale sedimenten de aanwezige ijskernen smelten en hierdoor depressies achterlaten (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998)

Wanneer smeltwaterkanalen langsheen de gletsjerrand lopen zullen hun afzettingen na het verdwijnen van de gletsjer als een terras op de dalwand achterblijven (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998). Deze kame-terrassen zullen door het verdwijnen van de gletsjer inzakken waardoor hun oorspronkelijke horizontale gelaagdheid verbroken wordt (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998).

Een laatste type fluvioglaciale afzetting zijn de spoelzandvlaktes (Eng. outwash plains) (Pannekoek & van Straaten, 1982). Dit zijn vlaktes bestaande uit proglaciale smeltwaterafzettingen die voornamelijk samengesteld zijn uit zand en grind (Pannekoek & van Straaten, 1982; Benn & Evans, 1998).

Deel 3

De impact van de Pleistocene Glaciaties op het massief van de Canigou

# Hoofdstuk 10

# De vallei van de Coumelade als studiegebied

In dit hoofdstuk wordt de Coumeladevallei op basis van de kaartanalyse, de luchtfotointerpretatie en het terreinwerk op een gedetailleerde wijze geanalyseerd. De aandacht gaat hem hierbij voornamelijk naar de glaciale landschappen die er in terug te vinden zijn. Er wordt echter ook aandacht besteed aan niet-glaciale landschappen om zo een totaalbeeld te verkrijgen van het studiegebied. Op deze manier kan de impact van de Quartaire glaciaties op het landschap achterhaald worden en kan het belang ervan in het huidige landschap bepaald worden.

# 10.1 Kaartanalyse

De kaartanalyse omvat de analyse van het studiegebied zoals het wordt weergegeven door de topografische kaart 2349 ET van het Franse Nationaal Geografisch Instituut op schaal 1: 25.000 van het jaar 2003. De basis van de kaartanalyse vormt het hoogtemodel (DTM) dat wordt weergegeven op figuur 10.1. Op basis hiervan wordt een driedimensionale analyse mogelijk van de tweedimensionale hoogtelijnen. Wat uit de hoogtelijnen niet naar voor komt blijkt vaak wel onmiddellijk uit het hoogtemodel. De Coumeladevallei begint als een brede, boogvormige vallei en evolueert onder de 1800 tot 1900 meter naar een diep kloofdal. De valleiflanken worden regelmatig versneden door hoofdzakelijk lineaire ravijnen die dalafwaarts afbuigen. De Coumeladebeek wordt geflankeerd door vlakke, tot 150 meter brede wallen. De primaire kamlijn is onder de 2300 tot 2400 meter hoofdzakelijk afgerond en evolueert hogerop naar een puntvormige afgelijnde kamlijn met steile flanken aan beide kanten. De vallei bevat in haar hoogste gedeelte een depressie waarin een klein meer gelegen is. Deze vaststelling doet ongetwijfeld denken aan vergletsjerde valleien die gekenmerkt worden door hun kaar die stroomafwaarts verlengd wordt door een diep U-vormig dal en die stroomopwaarts afgebakend wordt door een scherpe kamlijn. Deze valleien zijn tevens rijk aan morenemateriaal die grote afgebogen wallen vormen. De versnijding van de valleiflanken door ravijnen als de evolutie naar een kloofdal onder de 1800 tot 1900 meter laat vermoeden dat de fluviatiele verwerking aanzienlijk is.

In dit hoofdstuk zullen de hierboven besproken vaststellingen verder uitgediept worden en indien mogelijk gecontroleerd worden aan de hand van de verschillende analyses die de extensie 3D-analyst in ArcView-GIS mogelijk maakt.

## 10.1.1 Hydrografische analyse

Het hydrografische netwerk van de Coumeladevallei (figuur 10.2) verdient in de studie van glaciale morfologie een bijzondere aandacht. Het hydrografische netwerk is namelijk nauw verbonden met de glaciale morfologie en speelt een sleutelrol in het begrijpen van de Holocene erosie van de vallei (zie verder).

Met uitzondering van de Coumeladebeek en enkele zijbeken gelegen in de benedenloop van de vallei zijn nagenoeg alle zijbeken tijdelijke beken. Dit wil zeggen dat ze niet continu gevoed worden en enkel tijdelijk als stroom fungeren. Deze zijbeken zijn in regel lineair en stromen loodrecht op de steilste hellingsgradiënt. Op sommige plaatsen splitsen de tijdelijke stromen zich tot een waaiervormig geheel. In benedenloop buigen de zijbeken af en verenigen zich ogenschijnlijk (zie verder) met de hoofdbeek na er enigszins parallel mee gestroomd te hebben. Indien deze afbuiging met het DTM vergeleken wordt, blijkt duidelijk dat het afbuigen nauw gecorreleerd is met het voorkomen van wallen langsheen de Coumeladevallei. Deze kunnen dus geïnterpreteerd worden al zijnde morenewallen die ervoor zorgen dat de tijdelijke waterlopen verplicht worden om af te buigen.

Het studiegebied bevat twaalf kleine meren (figuur 10.2). De meeste ervan bestaan slechts tijdelijk. Deze tijdelijke meren liggen meestal aan het stroomopwaartse uiteinde van een permanente waterloop. Ze komen dus waarschijnlijk voor waar een bron gelegen is maar bevatten slechts water bij voldoende regenval. Enkel het meer dat gelegen is in een depressie in het dalhoofd van de Coumeladevallei bevat continu water. Dit meer wordt door drie kleine, tijdelijke waterlopen gevoed maar wordt niet door bovengrondse waterlopen gedraineerd.

### 10.1.2 Hellingsgradiëntanalyse

Op de kaart die de hellingsgradiënt weergeeft (figuur 10.3) komen een aantal zaken zeer duidelijk naar voor. Het eerste wat opvalt is het grote aandeel aan de flanken met een hellingsgradiënt tussen 20 en 40 graden. Behalve in de hoogste zone van de vallei worden de aanwezige steilere flanken voornamelijk teruggevonden langs ravijnen. Indien er een vergletsjerde vallei verondersteld wordt is dit vrij merkwaardig. Echte trogdalen worden namelijk gekenmerkt door quasi subverticale dalwanden. Deze subverticale dalwanden komen veelvuldig voor in de centrale Pyreneeën. Een belangrijke vergletsjering lijkt hiermee dus al uitgesloten. Deze hypothese wordt versterkt door de morfologie van de primaire kamlijn die de vallei omzoomd. De scherpe kamlijnen met aan beide kanten steile flanken manifesteren zich pas vanaf 2300 tot 2400 meter en worden tevens op verschillende plaatsen onderbroken door afgeronde kamlijnen. Onder de 2300 meter blijken er voornamelijk brede vlakke kamlijnen voor te komen. Deze tonen gelijkenissen met de 'Pla Pyrénéen' (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Dit zijn Neogene vervlakkingsniveau's die zo talrijk aanwezig zijn in de oostelijke Pyreneeën.

Aan de hand van de kaart die de hellingsgradiënt weergeeft is een afbakening van een kaar enigszins mogelijk. De kaar begint hellingsafwaarts op 2000 tot 2100 meter en wordt gekenmerkt door een bodem met een hellingsgradiënt van minder dan 20 graden. De bodem van de kaar heeft een lengte van anderhalve kilometer en een breedte van een halve kilometer. Deze bodem loopt op van 2000 à 2100 tot 2400 meter en ligt ongeveer 300 meter lager dan de primaire kamlijn. De dalwanden die de kamlijn van de kaarbodem scheiden hebben een hellingsgradiënt die meestal steiler is dan 30 graden. In deze dalwanden zijn nog vijf kleinere (circa. 150 meter lange) vervlakkingen aanwezig. Deze kunnen geïnterpreteerd worden als kleine karen die in de hoofdkaar vervat zitten.

De wallen die op het DTM langs het hoofdravijn zichtbaar zijn, worden op figuur 10.3 duidelijk weergegeven. Deze wallen bezitten een vlak tot lichthellend oppervlak en begeleiden de Coumeladebeek bijna continu tussen de kaar en de 1500 meter. Ze zijn het best ontwikkeld aan de zuidwestelijke zijde van de vallei en behalen daar een breedte van maximaal 150 meter. Deze wallen kunnen dus geïnterpreteerd worden als morenewallen die een overblijfsel vormen van de Pleistoceen vergletsjerde vallei.

### 10.1.3 Profielenanalyse

De profielenanalyse wordt opgesplitst in twee delen: enerzijds de analyse van de dwarsprofielen, anderzijds de analyse van het lengteprofiel. Deze profielen bevatten namelijk precieze metrische en morfografische informatie over het studiegebied. Niet alleen kan de boog- of V-vormigheid van het dwarsprofiel van de vallei beter beschreven worden maar de profielen helpen tevens om de hierboven gepostuleerde morenewallen en karen beter te definiëren. Figuur 10.4 geeft een overzicht van de verspreiding van de profielen in het studiegebied.

De tweëntwintig dwarsprofielen die door de vallei getrokken zijn, worden afgebeeld op figuur 10.5. Uit het eerste dwarsprofiel blijkt reeds duidelijk hoe de morfologie in het gebied sterk beïnvloed wordt door de hydrografie. Centraal in de vallei ligt een 150 meter diepe, V-vormige kloof die zonder een uitgesproken verandering in de hellingsgradiënt doorloopt tot aan de kamlijn. De vervlakkingen die schijnbaar zo duidelijk blijken uit het dwarsprofiel geven namelijk een verkeerd beeld. Ze worden veroorzaakt door de versnijding van de valleiflanken door zijbeken waardoor het dwarsprofiel dan ook tijdelijk evenwijdig loopt met de hoogtelijnen. Zo is er aan de buitenkant van de eerste vervlakking in de zuidwestelijke flank van dwarsprofiel één een geul te zien waarin een beek stroomt. De stroomrichting van deze zijbeek maakt een hoek van 50 graden ten opzichte van de hoofdgeul (stroomopwaarts gemeten). Hetzelfde geldt voor de andere vervlakkingen die waar te nemen zijn in het eerste dwarsprofiel. De primaire kamlijn is afgerond en ligt in het zuidwesten 400 meter en in het noordoosten 500 meter boven de valleibodem. De valleibreedte bedraagt 2500 meter. De

toepassing van de eenvoudige vormratio Fr = D/WI (diepte trog/breedte aan top van de vallei) uit hoofdstuk negen geeft een waarde van 0,178 wat betekent dat de vallei ongeveer zes maal zo breed is dan ze diep is (tabel 10.1).

Dwarsprofielen twee tot vier dragen gelijkaardige sporen van een fluviatiel versneden, kloofvormige vallei waarvan de flanken door zijbeken versneden worden. De ogenschijnlijke vervlakking van het eerste dwarsprofiel kan duidelijk opnieuw teruggevonden worden op de dwarsprofielen twee, drie en vier, hetzij telkens iets hoger op de zuidwestelijke valleiflank. Een blik op figuur 10.4 toont aan dat dit overeenkomt met de versnijding van de zuidwestelijke valleiflank door een zijbeek die ten zuiden van de Puig de Gallinas ontspringt. De vlakke afgeronde kamlijnen zijn eveneens tot op dwarsprofiel vier duidelijk zichtbaar. Hier vormt de zuidwestelijke kamlijn van dwarsprofiel twee een uitgesproken vlakke en brede top. De vormratio blijft eveneens constant en bedraagt voor dwarsprofiel twee, drie en vier respectievelijk 0,195; 0,184 en 0,187.

De eerste echte veranderingen in het dwarsprofiel van de Coumeladevallei zijn pas zichtbaar vanaf het vijfde dwarsprofiel. Aan de zuidwestelijke flank van de vallei wordt het ravijn van de Coumelade begrensd door wat op het dwarsprofiel een kleine heuvel lijkt. In tegenstelling tot het eerste dwarsprofiel blijft deze heuvel die het ravijn begeleidt nagenoeg continu en op hetzelfde niveau aanwezig doorheen de verschillende hogerop gelegen dwarsprofielen. Aan de overkant van het ravijn is een soortgelijke heuvel niet aanwezig. De hellingsknik op de noordoostelijke valleiflank is opnieuw van fluviatiele oorsprong en is ook in de dwarsprofielen vier en zes te bespeuren. Het onderscheid tussen echte en schijnbare vervlakkingen kan het beste gemaakt worden door de dwarsprofielen met de hellingsgradiëntkaart te vergelijken. De hellingsgradiëntkaart toont aan dat de schijnbare vervlakking in de zuidwestelijk flank van profiel vijf werkelijk een vervlakking is. Dit in tegenstelling tot alle andere schijnbare vervlakkingen die reeds werden waargenomen in de vallei. Aan de zuidwestelijke kant is de afgeronde kamlijn vervangen door een meer uitgesproken en meer puntige kamlijn. Dezelfde vaststellingen kunnen gemaakt worden bij het bekijken van dwarsprofielen zes, zeven en acht. In dwarsprofiel zes lijkt de fluviatiel versneden noordoostelijke flank van de vallei trapvormig en overeenkomstig met beekinsnijdingen op verschillende niveaus.

Dwarsprofiel acht vormt een erg duidelijk dwarsprofiel zonder teveel storende effecten van zijvalleitjes. In dit dwarsprofiel zijn aan beide zijden van de centrale geul goed ontwikkelde wallen te zien waarvan de zuidwestelijke wal zelf de naam 'Pla Partiou' draagt. Voor de dwarsprofielen vijf, zes, zeven en acht bedraagt de vormratio respectievelijk 0,232; 0,220; 0,206 en 0,207. Dit is een duidelijke toename die zich vertaalt in een vallei die versmalt, dieper wordt of zowel versmalt en dieper wordt. De waarden voor de valleibreedte en de valleidiepte (tabel 10.1) wijzen er echter op dat het hier voornamelijk een versmalling van de vallei betreft.

Dwarsprofiel	Valleidiepte (m)	Valleibreedte (m)	Vormratio Fr
1	453	2548	0,178
2	446	2288	0,195
3	435	2365	0,184
4	436	2326	0,187
5	476	2054	0,232
6	440	2000	0,220
7	428	2078	0,206
8	413	2000	0,207
9	400	1893	0,211
10	391	1857	0,211
11	371	1690	0,220
12	362	1517	0,239
13	346	1571	0,220
14	313	1500	0,209
15	296	1450	0,204
16	283	1422	0,199
17	283	1500	0,189
18	283	1433	0,197
19	305	1484	0,206
20	266	1371	0,194
21	198	1324	0,150
22	150	955	0,157

Tabel 10.1: globale morfometrie van de Coumeladevallei (Bron: eigen onderzoek)



<u>Grafiek 10.1</u>: weergave van de evolutie van de vormratio Fr voor de verschillende dwarsprofielen (Bron: eigen onderzoek)

Vanaf dwarsprofiel negen begint de V-vormigheid van de benedenloop over te gaan in een boogvorm die kenmerkend is voor de hele vallei stroomopwaarts van dwarsprofiel negen. Op dwarsprofiel tien is het duidelijk zichtbaar dat er twee wallen zijn langs het hoofdravijn. Op de dwarsprofielen elf, twaalf en dertien zijn de wallen langsheen de hoofdgeul niet meer duidelijk herkenbaar. Zoals te zien in de noordoostelijke flank van dwarsprofiel elf en de zuidwestelijke flank van dwarsprofiel twaalf wordt het brede boogdal nog steeds sterkt doorsneden door zijbeken. De kamlijn is vanaf dwarsprofiel negen hoofdzakelijk puntvormig, alhoewel de noordoostelijke kamlijn van profielen tien en elf nog vlakke topvlakken bezitten. De vormratio van de dwarsprofielen negen tot dertien bedragen respectievelijk 0,211; 0,211; 0,220; 0,239 en 0,220. Opnieuw blijkt uit tabel 10.1 dat een toename in de waarde van de vormratio te wijten is aan het versmallen van de vallei.

Op de dwarsprofielen veertien, vijftien en zestien zijn de wallen die de Coumeladebeek begeleiden opnieuw duidelijk zichtbaar en zijn de kamlijnen in regel puntvormig. De versnijding door zijbeken zoals herhaaldelijk waargenomen op de vorige profielen is hier nog nauwelijks zichtbaar. In dwarsprofiel zestien is er naast de zuidwestelijke wal nog een tweede vervlakkingsniveau te zien. Bij het bekijken van figuur 10.4 is er echter geen vallei op deze plaats waarneembaar. Vanaf dwarsprofiel vijftien begint namelijk de kaar die zoals reeds gesuggereerd in de hellingsgradiëntanalyse een aantal secundaire karen bevat. De vormratio van deze dwarsprofielen is teruggevallen op het niveau van de profielen zes tot tien en bedraagt 0,209, 0,204 en 0,199 voor respectievelijk de dwarsprofielen veertien, vijftien en zestien (tabel 10.1 en grafiek 10.1). Deze afname valt hoofdzakelijk te verklaren door het ondieper worden van de vallei, wat tevens overeenkomt met de afbakening van de primaire kaar in de hellingsgradiëntanalyse.

Vanaf dwarsprofiel zeventien verdwijnt de Coumeladebeek die hier wordt vervangen door een aantal tijdelijke beken die de hoogste zone van de vallei versnijden. Het geheel lijkt nu op een versneden morenecomplex waarbij de zuidwestelijke flank van de vallei rijker is aan afzettingen dan de noordoostelijke flank. Van dwarsprofiel vijftien tot dwarsprofiel twintig blijft de vallei haar diepte behouden en versmalt hierbij nauwelijks waardoor de waarden van de vormratio dan ook nauwelijks afnemen. De afwijkende waarde voor de vormratio van dwarsprofiel 19 wordt veroorzaakt door de Puig dels Tres Vents, de hoge bergtop van 2731 meter gelegen aan de noordoostelijke zijde van de vallei. Zoals te zien in tabel 10.1 bedraagt de vormratio voor de dwarsprofielen zeventien tot twintig respectievelijk 0,189; 0,197; 0,206 en 0,194.

Dwarsprofiel twintig bakent het einde van de kaar aan wat blijkt uit de vormratio van de twee volgende dwarsprofielen eenentwintig en tweeëntwintig die respectievelijk 0,150 en 0,157 bedragen. De twee depressies in dwarsprofiel tweeëntwintig zijn opnieuw de secundaire karen die in de hellingsoriëntatieanalyse naar voren kwamen.

De analyse van het lengteprofiel (figuur 10.6) brengt een merkwaardig feit aan het licht. De hellingsgradiënt van het lengteprofiel van de vallei van de Coumelade verloopt lineair. De afbakening van een kaar, zoals bleek op basis van de hellingsgradiëntanalyse, is onmogelijk op basis van het lengteprofiel. Het lengteprofiel van de vallei vertoont namelijk geen halfparabolische vorm waarbij het dalhoofd L-vormig is en wordt afgebakend door een drempel. Bovenaan in het lengteprofiel is een de depressie zichtbaar die in de hellingsgradiëntanalyse als secundaire kaar beschouwd werd. Indien deze secundaire kaar wordt weggedacht is de zogenaamde kaarmuur enigszins detecteerbaar. De ondulaties die in de onderste zone van het lengteprofiel zichtbaar zijn, worden veroorzaakt door de slingerende beweging van de Coumeladebeek. Hierdoor volgt het lengteprofiel gedeeltelijk de stroomgeul en doorkruist het gedeeltelijk de valleiflanken waardoor schijnbaar depressies en heuvels worden gevormd.

### 10.1.4 Hellingsoriëntatieanalyse

De hellingsoriëntatieanalyse wordt weergegeven op figuur 10.7. Deze figuur geeft de oriëntatie van de hellingen weer en toont aan dat de overgrote meerderheid van de hellingen gericht zijn naar het Zuiden, het Zuidoosten of het Zuidwesten. De vallei van de Coumelade kent hierdoor een hoge insolatie. Tegenwoordig zorgen deze hoge waarden van insolatie voor het vroegtijdig afsmelten van de sneeuw die reeds vanaf begin mei tot de diepe ravijnen en de kaar teruggedrongen is. Tevens zorgt de hoge insolatie voor grote temperatuurfluctuaties tussen dag en nacht zodat het aantal vorst- en dooicyclussen hoog is in de Coumeladevallei (Soutadé, 1969).

In hoofdstuk vier zagen we hoe de oriëntatie van de vallei een belangrijke invloed heeft op de sneeuwaccumulatie. De Tramontane die hoofdzakelijk uit het noordwesten waait, zorgt namelijk voor een gefavoriseerde sneeuwaccumulatie in de valleien aan de lijzijde van de bergkammen. De persistentie van de sneeuw boven de 2500 meter tot half juni en de aanwezigheid van kleine sneeuwnissen in de Coumeladevallei staat hiermee in verband. De patronen van de Laat-Pleistocene luchtcirculatie worden in de Pyreneeën gelijkaardig verondersteld aan de huidige luchtcirculatie (Calvet, 2004). Indien de hellingsoriëntatieanalyse met de hellingsgradiëntanalyse vergeleken wordt blijkt dat alle secundaire karen op hellingen liggen met een oostelijke of zuidoostelijke oriëntatie. Hetzelfde blijkt wanneer buiten de Coumeladevallei gekeken wordt naar de verspreiding van kleine karen. Zo wordt de Pla Guillem in het zuidoosten door drie karen versneden terwijl er geen enkele kaar aanwezig is aan de noordwestelijke zijde.

Uit de hellingsoriëntatieanalyse komt de fluviatiele versnijding van de valleiflanken goed tot uiting. De zijvalleien zorgen op de noordoostelijke valleiflank voor een afwisseling van rode en groene banden die respectievelijk staan voor de dalopwaartse en de dalafwaartse flank van de zijvalleien ten opzichte van de Coumeladevallei. Hetzelfde patroon is zichtbaar in de zuidwestelijke dalflank waar de afwisseling bestaat uit lichtblauwe en gele banden die respectievelijk de dalafwaartse en dalopwaartse valleiflank van de zijbeek vertegenwoordigen.

# 10.1.5 Besluit

De kaartanalyse blijkt erg nuttig te zijn voor de globale morfgrafische en morfometrische beschrijving van het studiegebied. De eerste veronderstellingen gemaakt op basis van het DTM kunnen uitgediept, gecontroleerd en beter beschreven worden. Uit de kaartanalyse kan besloten worden dat de Coumeladevallei boven de 1500 meter sporen bevat van glaciale morfologie. Langs het hoofdravijn zijn dikke wallen aanwezig die tot honderd meter hoog zijn. Zij bakenen het einde af van het vergletsjerde deel van de vallei over een afstand van 6,25 kilometer. Vanaf 1900 meter gaat de V-vorm van de vallei over in een brede boogvorm. Dit zonder de vorming van een duidelijke trog. De slecht afgetekende kaar heeft een lengte van 1,25 kilometer en eindigt op 2000 tot 2100 meter. In de primaire kaar kunnen nog vijf kleinere secundaire karen teruggevonden worden, allen met een oostelijke of zuidoostelijke oriëntatie. De noordoostelijke en zuidwestelijke primaire kamlijnen lopen tot 2600 meter nagenoeg evenwijdig met elkaar. Onder 2300 tot 2400 meter is de primaire kamlijn breed en afgevlakt. Boven 2300 tot 2400 meter wordt de kamlijn puntvormig. De flanken van de Coumeladevallei worden door een groot aantal ravijnen doorsneden. Deze ravijnen wijzen op een aanzienlijke fluviatiele verwerking van de vallei.

De globale blik die de kaartanalyse werpt over de Coumeladevallei is echter onvoldoende om de Pleistocene vergletsjering gedetailleerd te evalueren. Zo kan de genese van de wallen die de Coumeladebeek begeleiden onmogelijk met zekerheid bepaald worden. Andere sporen van glaciale morfologie blijven door de schaal van de kaartopname onzichtbaar. Deze sporen kunnen echter belangrijk zijn voor de evaluatie van de vergletsjering van de Coumeladevallei vooral als wordt bedacht dat een intense fluviatiele verwerking vele sporen kan doen verdwijnen.

Het blijkt duidelijk dat een verdere analyse van zowel luchtfoto's als het terrein noodzakelijk is om een precies beeld over de vergletsjering van de Coumeladevallei te verkrijgen.

# 10.2 Luchtfoto-interpretatie

De luchtfoto's bieden een uitzonderlijke invalshoek op het studiegebied. Alle elementen die zichtbaar zijn gegeven een bepaalde schaal zijn er namelijk op terug te vinden. De identificatie van deze luchtfoto-elementen gebeurt op basis van hun grijswaarde, textuur, grootte, vorm en geassocieerde kenmerken. De beschikbaarheid van een stereoscopisch paar luchtfoto's biedt extra voordelen aangezien ze toelaten het gebied stereoscopisch te bekijken. Dit is voornamelijk interessant in reliëfrijke gebieden aangezien het stereoscopische beeld een gedetailleerde morfografische weergave mogelijk maakt. De reliëfeenheden worden echter overdreven weergegeven waardoor er enigszins een vertekend beeld ontstaan van de amplitude van het reliëf.

Het aanmaken van een geomorfologische kaart op basis van de luchtfoto-interpretatie vormt een belangrijke stap in het geomorfologische onderzoek van het studiegebied. Naast een bevestiging van wat uit de kaartanalyse blijkt, zullen de luchtfoto's nieuwe elementen aanreiken. Dit alles resulteert in een betere voorbereiding op het terreinwerk dat hierdoor beter gepland kan worden. De resultaten van de luchtfoto-interpretatie worden weegegeven op figuur 10.8 en worden hieronder besproken.

Bij het stereoscopisch bekijken van de luchtfoto's is het de morfografie van het studiegebied dat het meeste opvalt. Er wordt dan ook in het eerste deel van dit hoofdstuk een opsomming gegeven van de verschillende luchtfoto-elementen naar afnemend morfografisch belang. Hierna volgt een opsomming van luchtfoto-elementen die niet op basis van morfografische kenmerken geïdentificeerd kunnen worden. Het eerste element dat opvalt op het stereobeeld zijn de kamlijnen. De kamlijnen kunnen naar morfologie ingedeeld worden in twee types. Het eerste type wordt gevormd door brede kamlijnen met een afgeronde vlakke top. Deze brede kamlijnen vertonen een opmerkelijke symmetrie. De dalflanken die gekenmerkt worden door hellingen van 20 tot 40 graden (hellingsgradiëntanalyse) manifesteren zich slechts na honderd meter aan wederzijds de kanten van de kamlijn. De brede kamlijnen stijgen tevens op een regelmatige manier. De enige onderbrekingen worden gevormd door de kegelvormige rotsige opduikingen die enkele meters hoog zijn. Deze opduikingen kunnen zowel als tors of als opduikingen van de rotsondergrond geïnterpreteerd worden. Het verschil tussen beide is de relatie van de rotsige opduiking met de rotsondergrond. Tors bestaan namelijk uit losse blokken die opgestapeld op de ondergrond liggen. Ze vormen dus geen eenheid meer met de rotsondergrond terwijl dit bij de opduikingen van de rotsondergrond wel het geval is (mondelinge mededeling, Heyse, 03/07/2006). Deze afgeronde kamlijnen zijn vaak continu over verschillende kilometers en worden met het toponiem serre of serrat aangeduid (Soutadé, 1980). Het verschil tussen beide ligt hem in het meer massieve karakter van de serres (Soutadé, 1980). Hun ontstaan is te wijten aan hellingsprocessen in een homogene gneissokkel waarin enkel de Baltag micaschisten harde banken vormen (Soutadé, 1980). De erosiegevoeligheid van de gneissen is erg hoog waardoor het regelmatige en symmetrische karakter van de afgeronde kamlijnen bevoordeeld wordt (Soutadé, 1980). In het studiegebied komen de serres voor onder de 2500 meter. Boven de 2000 meter worden ze regelmatig onderbroken door het tweede type kamlijnen: de smalle kamlijnen. Bij de smalle kamlijnen is de waterscheidingskam werkelijk als een echte lijn gematerialiseerd. In het dwarsprofiel zijn deze kamlijnen puntvormig en gaan ze onmiddellijk over in steile dalwanden. In hun lengteprofiel zijn de smalle kamlijnen vaak gekarteld. De smalle kamlijnen kunnen verder opgedeeld worden in twee subtypen. Bij het eerste subtype zijn de hellingen langs beide kanten van de kamlijn regelmatig en even steil als bij de serres. Hun ontstaan kan toegeschreven worden aan hellingsprocessen die het vlakke topvlak van de serres hebben geërodeerd. Het tweede subtype smalle kamlijnen zijn diegene die een glaciale-periglaciale genese hebben. Deze worden gekenmerkt door hellingen die in regel 40 graden zijn of meer (hellingsgradiëntanalyse). Ze vertegenwoordigen de kaarmuur en komen dus enkel voor in de hoogste zone van de Coumeladevallei boven de 2350 meter.

Een tweede morfografisch element dat nauw aansluit bij de typologie van de smalle kamlijnen zijn de steilwanden. Steilwanden worden namelijk op andere plaatsen nauwelijks aangetroffen. Dit is voornamelijk het gevolg van de weinig resistente gneissen waarin de Coumeladevallei is gevormd. Naar typologie kunnen de steilwanden opgedeeld worden in hoge en lage steilwanden. De eerste zijn in regel hoger dan tien meter en de tweede lager dan tien meter. Aan de top van de kaarmuren (kamlijnen met een glaciale-periglaciale genese) komen hoofdzakelijk hoge en uitgesproken steilwanden voor. Elders komen steilwanden voor op plaatsen waar ravijnen zich diep in de ondergrond hebben ingesneden of aan de randen van morenes. De steilwanden zijn er echter voornamelijk laag. Op basis van het stereobeeld is een exacte toepassing van de hoge of lage typologische indeling van de steilwanden echter moeilijk. Het bepalen van hoogteverschillen op basis van een stereomicrometer is namelijk niet eenvoudig wanneer metingen in ravijnen of langs zwak uitgesproken steilwanden moet gebeuren. De metingen zijn tevens aan fouten onderhevig waardoor het bepalen van de grens tussen hoge en lage steilwanden moeilijk is.

De vlakke terreinen vormen de derde luchtfoto-elementen die gemakkelijk op het stereobeeld waar te nemen zijn. Deze komen namelijk veelvuldig voor in het studiegebied. Een eerste groep vlakke terreinen zijn diegene die als kaarvloer geïnterpreteerd kunnen worden. Ze komen voor in het hoogste gedeelte van de Coumeladevallei en worden omgeven door een kaarmuur. De kaarvloeren moeten echter enigszins gerelativeerd worden. Ze zijn namelijk meestal beperkt in oppervlakte en hebben vaak nog een behoorlijk grote helling. De best ontwikkelde kaarvloer is diegene die het laagst gelegen is op de zuidwestelijke valleiflank. Net als bij de kaartanalyse kan er een onderscheid gemaakt worden tussen de primaire en de secundaire karen. Hierbij zitten de secundaire karen vervat in de kaarmuur van de primaire kaar. Een tweede groep vlakke terreinen zijn gelokaliseerd op de wallen aan beide kanten van de Coumeladebeek. Deze kunnen beschouwd worden als het topvlak van laterale en terminale morenewallen van een valleigletsjer en zijn dus genetisch gezien

verschillend van de kaarvloeren. Ze zijn net zoals de kaarvloeren niet helemaal vlak maar hebben een lichte dalafwaartse helling.

De vierde waarneembare luchtfoto-elementen zijn de ravijnen. Opmerkelijk hierbij is dat er zeer veel ravijnen voorkomen in het studiegebied. Soutadé (1980) berekende de dichtheid aan ravijnen voor de verschillende massieven van de oostelijke Pyreneeën. Het massief van de Canigou kent algemeen een vrij hoge dichtheid. Het minimum van 8,3 ravijnen per vierkante kilometer wordt bereikt in de vallei van Cady. Maximale dichtheden zijn terug te vinden in de valleien van 'Conques les Vernet' en van de Coumelade. Hier worden waarden van respectievelijk 22,2 en 20 ravijnen per vierkante kilometer waargenomen. Bij het vergelijken van deze waarden met de dichtheid aan ravijnen in de andere massieven van de oostelijke Pyreneeën blijkt de uitzonderlijke hoge dichtheid aan ravijnen in het massief van de Canigou. Voor het Carança-massief liggen de waarden tussen de 2 en de 3,4 ravijnen per vierkante kilometer. In het massief van de Carlit liggen de waarden iets hoger met een minimum van 2 en een maximum van 9,7 ravijnen per vierkante kilometer. In de Madrès zijn de waarden vergelijkbaar met de noordelijke zijde van de Carlit met waarden van 10 ravijnen per vierkante kilometer. De reden van deze uitzonderlijke situatie in het massief van de Canigou is zijn positie als eerste bergfront voor mediterrane depressies (hoofdstuk 4).

De ravijnen kunnen op basis van de luchtfoto-interpretatie ingedeeld worden in twee verschillende types. Het eerste type wordt gevormd door ravijnen die niet ver van de primaire kamlijn in de valleiflanken ontstaan. Ze zijn meestal lineair maar kunnen ook als een waaiervormige ravijnenbundel voorkomen. Wanneer deze ravijnen uitkomen op de vlakke terreinen zijn er twee mogelijkheden. In een eerste geval worden ze dalafwaarts afgebogen en eindigen ze nadien in het hoofdravijn van de Coumelade. In het tweede geval hebben de ravijnen in de bergflanken geen verbinding met het hoofdravijn en eindigen ze bij de overgang tussen de valleiflanken en de vlakke terreinen. Het tweede type ravijnen omvat het hoofdravijn en de zijravijnen die niet in verbinding staan met de ravijnen in de bergflanken. Het ontstaan van de zijravijnen kan in verband gebracht worden met de doodlopende ravijnen in de bergflanken. Het water dat afkomstig is van de bovenliggende ravijnen die niet in verbinding staan met de Coumeladebeek zal zich namelijk opnieuw in geulen concentreren en langs een nieuwe weg in de Coumeladebeek uitmonden. Deze geulen verdiepen zich na enige tijd tot ravijnen die uitlopen in het hoofdravijn van de Coumelade. Het ravijnhoofd zal door middel van terugschreidende erosie achterwaarts verschuiven. De snelheid waarmee dit gebeurt is sterk afhankelijk van het debiet van de waterloop in het ravijn. Een groter debiet zorgt namelijk voor een snellere afvoer van erosiemateriaal. Op de geomorfologische kaart, horend bij de luchtfoto-interpretatie, zou dit kunnen verklaren waarom ravijnen in de bergflanken die zich samenvoegen of die waaiervormig zijn wel in verbinding staan met de Coumeladevallei. Ravijnen die lineair zijn en zich stroomafwaarts niet verenigen met parallelle ravijnen of ravijnen waarvan het stroomgebied klein is, staan hierdoor nog niet in verbinding met de zijravijnen van de Coumeladebeek. Een tweede mogelijke oorzaak is de activiteit van de ravijnen in de bergflanken. Erg actieve ravijnen zullen namelijk dynamischer zijn en zullen

bij extreme regenval als erosiekanaal fungeren. Een neerslaghoeveelheid van 1000 mm op 24 uur zou er toe kunnen leiden dat er een solifluctiestroom op gang komt die de vlakke terreinen uitschuurt en een verbinding met de zijravijnen van het hoofdravijn vormt. Beide hypothesen kunnen echter op basis van luchtfoto's niet verder uitgediept en gecontroleerd worden.

De vijfde morfografische elementen zijn kleine morenewallen die gelegen zijn in de primaire kaar. Ze zijn echter veel minder duidelijk zichtbaar dan de brede morenewallen die tussen de kaar en de 1500 meter gesitueerd zijn. Op figuur 10.8 worden de verschillende kleine morenewallen gegroepeerd tot een kaarmoreneveld. De schaal van de luchtfoto's laat het namelijk niet toe om de exacte rugstructuren die de verschillende kaarmorenes vormen te identificeren. Enkel bij de grootste kaarmoreneveld komen tal van kleine meren voor. Deze vormen donkere vlekken op de luchtfoto's en helpen de rugstructuren te reconstrueren.

De zesde en laatste elementen die op basis van hun morfografie waargenomen kunnen worden zijn de rotshellingen. Ze vormen namelijk onregelmatige oppervlakten in de over het algemeen erg regelmatige valleiflanken. Ze komen voornamelijk voor op de kaarmuren die een onderdeel vormen van de Puig Roja en de Puig del Tres Vents.

Buiten de morfografische elementen kunnen er in het studiegebied elementen waargenomen worden die enkel op basis van grijswaarde, textuur, grootte, vorm en geassocieerde kenmerken onderscheiden kunnen worden. De eerste luchtfoto-elementen die op deze manier zichtbaar zijn vormen lichte nagelvormige vlekken op de luchtfoto's. Ze worden voornamelijk teruggevonden in de bergflanken, aan het bovenloopse verlengde van de ravijnen. Het zijn vermoedelijk afschuivingen van de bovenste bodemlaag waardoor het onderliggende verweringsmateriaal bloot komt te liggen. Deze interpretatie gebeurde echter enkel op basis van de lichte keur en de vorm van de luchtfoto-elementen. Morfografisch kunnen de afschuivingen namelijk niet geïdentificeerd worden omdat het stereoscopische beeld het niet toelaat om zulke kleine hoogteverschillen waar te nemen.

Ten tweede kunnen er in het studiegebied verschillende plantenassociatie onderscheiden worden. Dit gebeurt op basis van hun grijswaarde, textuur en geassocieerde kenmerken. Het laagste gedeelte van de vallei is door bossen bedekt. Deze bossen hebben een bovengrens die ongeveer op 1600 tot 1800 meter gesitueerd is. Boven dit bos komen twee verschillende plantenassociatie door elkaar voor. De eerste plantenassociatie komt enkel voor tussen het bos en ongeveer 2000 meter en vormt er donkere vlekken. De tweede plantenassociatie vormt lichte vlekken op de luchtfoto's en komt voor vanaf de bovengrens van het bos tot in het hoogte gedeelte van de vallei. Naar analogie met de verschillende vegetatieve niveaus die besproken zijn in hoofdstuk zes kan de eerste plantenassociatie geïnterpreteerd worden als zijnde lande. Deze wordt namelijk gekenmerkt door lage heesters en komt voor in het subalpiene niveau. Dit subalpiene niveau wordt tevens gekenmerkt door het voorkomen van verspreide haakdennen wat overeenkomt met de waarnemingen op de luchtfoto's. De tweede plantenassociatie die lichte vlekken vormt op de luchtfoto's wordt waarschijnlijk gevormd door

een grassenvegetatie. De grens tussen het subalpiene en het alpiene niveau ligt hierdoor op het niveau waar de vegetatiebedekking enkel nog uit een grassenvegetatie bestaan en ligt dus op 2000 meter. Deze conclusies zijn echter alleen gebaseerd op de luchtfoto-interpretatie, rekening houdend met de kennis die opgedaan is in het voorafgaande literatuuronderzoek. Een terreincontrole hier dan ook noodzakelijk om foutieve interpretaties te voorkomen.

De begroeiing wordt regelmatig onderbroken door witte of lichtgrijze vlekken met een belangrijke textuur. Een witte kleur op luchtfoto's wordt veroorzaakt door materiaal dat het invallende zonlicht sterk terugkaatst. De witte vlekken worden dus wellicht gevormd door onbegroeide puinhellingen met een grote concentratie aan grote rotsblokken. De lichtgrijze vlekken worden mogelijk gevormd door dezelfde puinhellingen die gedeeltelijk door vegetatie gekoloniseerd zijn.

Uit deze uiteenzetting en uit figuur 10.8 kan men besluiten dat de luchtfoto-interpretatie zeer nuttig is voor het bestuderen van het studiegebied. Ten eerste werd het mogelijk om op glaciaal-geomorfologisch gebied de morenes beter te identificeren en te beschrijven. Ook de karen die gekenmerkt worden door een kaarmuur en een kaarvloer konden duidelijk waargenomen worden. In de tweede plaats kon de hele vallei beter beschreven worden en kwamen tal van nieuwe elementen aan het licht die zowel de actuele als de vroegere geomorfologische dynamiek helpen begrijpen. Hierbij horen tors, niet-glaciale kamlijnen, ravijnen, oppervlakkige afschuivingen, vegetatieve bedekking, rotshellingen en puinhellingen. De vaststelling van zowel de glaciale als niet glaciale elementen blijft echter onzeker.

De luchtfoto-interpretatie opent de weg naar een goed voorbereid terreinwerk. Het geomorfologisch onderzoek kan namelijk niet op een volledige manier gebeuren enkel op basis van de luchtfoto-interpretatie, de kaartanalyse en het literatuuronderzoek. De morfografie en morfometrie van karen of kamlijnen kan echter wel het best beschreven worden aan de hand van de luchtfoto-interpretatie in combinatie met de kaartanalyse. In deze studie beperkt men zich echter niet tot zeer grote geomorfologische verschijnselen. Het is namelijk de bedoeling om een detailstudie uit te voeren die een totaalbeeld van de Coumeladevallei schept. De aandacht gaat hierbij voornamelijk naar de invloed van de Quartaire glaciaties op het landschap.

# 10.3 Terreinwerk

Het terreinwerk is uitgevoerd tussen één en acht mei van het jaar 2006. Tijdens deze periode werd het mogelijk om de bevindingen uit de vorige twee hoofdstukken te controleren en verder uit te bouwen. De uitvoerige verkenning van het studiegebied bracht tevens nieuwe elementen aan het licht. Sommige ervan konden door hun schaal niet op luchtfoto's of op kaarten waargenomen worden zoals bijvoorbeeld de glaciaal-erosieve landschappen op microschaal. Andere elementen werden niet als zodanig herkend. Dit is bijvoorbeeld het geval voor de landafschuivingen.

In dit hoofdstuk worden de verschillende waarnemingen besproken naargelang hun genese. De landschappen met een glaciale oorsprong worden als eerst besproken. Daarna komen de periglaciale landschappen, de nivale landschappen, de fluviatiele landschappen en de massabewegingen. Ten laatste wordt de vegetatie die voorkomt in het studiegebied besproken.

De verschillende GPS-metingen die werden gedaan in het studiegebied worden weergegeven op figuur 10.9. Deze maken het mogelijk om de verschillende waarnemingen in het studiegebied te situeren.

## 10.3.1 Glaciale landschappen

Karen, morenes en erosieve landvormen op microschaal zijn de sporen van glaciale morfologie die tijdens het terreinwerk bestudeerd zijn. Deze worden hieronder uitvoerig besproken. Hierbij gaat de aandacht voornamelijk naar hun morfografie, verspreiding, samenstelling, ed. Voor hun vormingsproces wordt er verwezen naar hoofdstuk negen waar de verschillende glaciale landschappen worden besproken.

#### 10.3.1.1 Karen

De karen die voorkomen in het studiegebied werden reeds uitvoerig besproken in de vorige twee hoofdstukken. Vooral de hellingsgradiëntanalyse en de luchtfoto-interpretatie zijn uiterst geschikt voor de beschrijving van deze glaciaal-erosieve landvormen. Het terreinwerk heeft de identificatie van de primaire en de secundaire karen eveneens mogelijk gemaakt. Zo is op figuur 10.10 de laagst gelegen secundaire kaar in de zuidwestelijke valleiflank waar te nemen. Figuur 10.11 geeft het vlakke terrein weer dat de kaarvloer van de primaire kaar vertegenwoordigt. De sneeuwbedekking boven de 2200 meter maakte het echter onmogelijk om de secundaire karen van dichtbij te bestuderen. Voornamelijk de secundaire karen die hogerop in de vallei gelegen zijn konden daarom niet duidelijk op foto vastgelegd worden.

Het terreinwerk bevestigt wat reeds uit de vorige twee hoofdstukken bleek. Zowel de primaire en secundaire karen zijn slecht afgelijnd. De kaarvloeren bezitten nog een aanzienlijke helling en de kaarmuren bestaan niet uit subverticale dalwanden.

### 10.3.1.2 Morenes

Uit de vorige twee hoofdstukken kan men besluiten dat de morene-afzettingen tussen de 1500 meter en de primaire kaar bestaan uit brede wallen aan beide zijden van de Coumeladebeek. In de kaar verdwijnen deze brede wallen en worden ze vervangen door een complexe verzameling morenewallen die als kaarmoreneveld aangeduid worden. Het terreinwerk bevestigt deze vaststellingen en maakt een betere interpretatie, analyse en afbakening van deze afzettingen mogelijk.

De brede morenewallen tussen de 1500 meter en de primaire kaar vormen voornamelijk overblijfselen van laterale en terminale<sup>18</sup> morenewallen uit het Riss en het Würm (Soutadé, 1980; mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Tijdens de verschillende glaciaties van het Pleistoceen moet er namelijk uit de primaire kaar een kleine gletsjertong van een nauwelijks twee kilometer lang gekomen zijn. De dikte van deze gletsjertong was nauwelijks 50 meter (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Toch gaf deze kleine gletsjertong aanleiding tot enorme hoeveelheden morene-afzettingen aan beide zijden van de Coumelade. Dit kan enerzijds verklaard worden doordat de verschillende Pleistocene gletsjers nagenoeg een identieke dimensie hadden (hoofdstuk 8). De morenes uit de verschillende glaciaties vormen hierdoor een opeenvolging in laageenheden waarbij de morene uit het Riss bedolven ligt onder de morene uit het Würm. Het is echter niet onmogelijk dat er onder de 1500 meter nog sporen terug te vinden zijn van een glaciatie ouder dan het Riss, zoals in de vallei van Valmanya (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Deze werden tijdens het terreinwerk echter niet teruggevonden, waarschijnlijk omdat ze de langdurige erosie sinds hun afzetting niet doorstaan hebben. Hetzelfde geldt voor het morenemateriaal dat mogelijk onder de laterale en terminale morenewallen uit het Riss aanwezig is. Onder de morene uit het Riss kunnen er namelijk nog sporen van oudere glaciaties bewaard zijn gebleven.

De terminale morenecomplexen zijn de meest dalafwaarts gelegen morene-afzettingen. De term morenecomplex wordt hier gehanteerd om de morene-afzettingen aan te duiden die bestaan uit afzettingen van verschillende ouderdom. De terminale morenecomplexen vormden oorspronkelijk een laterofrontale band morenemateriaal die de vorm van het gletsjerfront had. Het transversale gedeelte van deze morenewal is echter volledig verdwenen door de fluviatiele erosie van de Coumelade. De terminale morenecomplexen kunnen onderscheiden worden van de laterale morenecomplexen door het niveauverschil dat er bestaat tussen de twee morenecomplexen (figuur 10.12). Het topvlak van de terminale morenecomplexen ligt namelijk 100 meter lager dan dat van de laterale morenecomplexen. In het terminale morenecomplex kunnen twee verschillende lagen onderscheiden worden. Deze worden weergegeven op figuur 10.13. De overgrote meerderheid van het morenecomplex bestaat uit ongesorteerd materiaal dat dateert uit het Riss (Soutadé, 1980). De dikte van deze laag bedraagt ongeveer 30 meter en heeft een lichtgrijze kleur. Hierboven ligt er een vijf meter

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup> Terminale morene is de morene die de maximale uitbreiding van de gletsjer in de vallei afbakent. De complexe chronologische en genetische terminologie omtrent morene-afzettingen wordt uitvoerig besproken in deel 9.2.

dikke, okerkeurige laag dat eveneens bestaat uit ongesorteerd materiaal. Deze laag is afgezet tijdens het Würm (Soutadé, 1980). Behalve het verschil in kleur verschillen beide lagen ook in korrelgroottesamenstelling van elkaar (figuur 10.14). De morene van het Riss bestaat hoofdzakelijk uit afgeronde rotsblokken variërend van 0,1 tot 3 meter in doorsnede. Het aandeel hiervan bedraagt 60 % (Soutadé, 1980) en zit ingebed in een grindrijke zandige matrix. De morene van het Würm bevat eveneens een grote hoeveelheid afgeronde rotsblokken tot 3 meter doorsnede. De matrix is er echter minder grindrijk en zandlemig (figuur 10.15 en 10.16). Naast afgeronde rotsblokken bevat de morene uit het Würm rotsblokken met afgelijnde hoeken en duidelijke breukvlakken. Dit wijst volgens Soutadé (1980) op het belang van de inmenging van hellingsmateriaal van de nabijgelegen hellingen in de morene van het Würm.

De laterale morenecomplexen zijn gelegen tussen de 1700 en de 2100 meter aan beide zijden van de Coumeladebeek. Ze vormen hoofdzakelijk de overblijfselen van laterale morenewallen die dateren uit de maximale gletsjeruitbreiding tijdens het Riss en het Würm (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Ze bevatten echter ook terugtrekkingsmorene die dateert van de periodes waarin de valleigletsjer verdween en vervangen werd door een kaargletsjer. Deze terugtrekkingsmorene is dus gedeeltelijk samengesteld uit laterale morene en uit eindmorene van tijdens die gletsjerterugtrekkingen. Aangezien er wordt verondersteld dat de gletsjerterugtrekking in het Würm onder invloed van de nabijgelegen Middellandse Zee snel gebeurde (Delmas, 1998), vormt de terugtrekkingsmorene van het Würm slechts een kleine fractie van de laterale morenecomplexen. Hetzelfde kan verondersteld worden voor de gletsjerterugtrekking tijdens het Riss aangezien de twee laatste Pleistocene glaciaties gelijkaardig waren. Deze hypothese bevestigt zich op het terrein aangezien er in de laterale morenecomplexen geen transversale walstructuren te herkennen zijn. Indien men een trage gletsjerterugtrekking veronderstelt die onderbroken werd door stagneringfazen zouden zulke transversale walstructuren wel aanwezig moeten zijn. Het is dan ook wenselijk om de term laterale morenecomplexen te behouden waarbij rekening gehouden wordt met hun complexe samenstelling.

De laterale morenecomplexen vormen brede wallen die vanaf de Pla Partiou geleidelijk aan oplopen met toenemende hoogte (figuur 10.17). Ze vormen hierdoor continue wallen waarvan de dikte constant blijft. Ravijnen vormen de enige onderbrekingen in deze morenewallen. Op de zuidwestelijke valleiflank bevindt zich echter net voor de aanvang van de kaar een lateraal morenecomplex dat een trapniveau hoger ligt dan het lager gelegen laterale morenecomplex (figuur 10.21). Het hoogteverschil tussen beide bedraagt 50 meter. Opmerkelijk is dat er een gelijkaardig lateraal morenecomplex, dat zich met een hoog talud onderscheid van het lager gelegen laterale morenecomplex, niet bestaat op de noordoostelijke valleiflank. Hier blijft het laterale morenecomplex geleidelijk aan oplopen vanaf het niveau van de Pla Partiou tot aan de aanvang van de kaar. Een mogelijke verklaring voor het bestaan van een onderscheiden lateraal morenecomplex op de zuidwestelijke valleiflank is het bestaan van een secundaire kaar iets hoger in diezelfde valleiflank. Deze zorgde er namelijk voor dat de zuidwestelijke

kant van de gletsjertong beter met puin gevoed werd. Waarschijnlijk kon er zich hierdoor een duidelijke, geïndividualiseerde, laterale morenewal ontwikkelen op de zuidwestelijke valleiflank. Zoals te zien op de geomorfologische kaart van de luchtfoto-interpretatie liggen drie van de vijf secundaire karen in de zuidwestelijke valleiflank. De twee andere secundaire karen liggen volledig in het uiteinde van de vallei. De karen van de zuidwestelijke valleiflanken zouden er daarom voor gezorgd kunnen hebben dat de gletsjertong aan zijn zuidwestelijke kant over meer puin beschikte dan de noordoostelijke kant van de gletsjertong. Dit zou verklaren waarom zowel de terminale als de laterale morenecomplexen op de zuidwestelijke valleiflank beter ontwikkeld zijn dan diegene op de noordoostelijke valleiflank.

Naar analogie met de terminale morenecomplexen bestaan de laterale morenecomplexen uit ongesorteerde en ongeconsolideerde afzettingen die dateren uit het Würm en het Riss. De Rissmorene is gelijkaardig aan hetgeen dat teruggevonden wordt in de terminale morene en vormt ook hier de meerderheid van het morenemateriaal. Het morenemateriaal uit het Würm is in de laagst gelegen laterale morenewallen (niveau van Pla Partiou) gelijkaardig aan datgene van de terminale morenecomplexen (figuur 10.18). Hogerop in de vallei verandert deze morene en krijgt ze een grijsbruine kleur. De zandlemige matrix wordt hier vervangen door een grindrijke zandige matrix (figuur 10.19). Het aandeel aan grote rotsblokken met een diameter tot 3 meter is echter gelijk aan dat van de terminale morenecomplexen. Naar schatting vormen ze 60 % van het totale volume van de afzettingen.

De laterale en de terminale morenecomplexen bezitten een vlak topvlak dat afhelt naar de valleiflank waarop ze gelegen zijn. Figuur 10.20 geeft dit weer voor het zuidwestelijke terminale morenecomplex. Deze morfologie verklaart waarom de ravijnen in de bergflanken afbuigen alvorens ze zich met het hoofdravijn van de Coumelade verenigen.

De kaarmorenes zijn gelegen boven de 2100 meter in de hoogste zone van de vallei (figuur 10.21). Ze bestaan hoogstwaarschijnlijk enkel uit materiaal dat dateert uit de laatste fase van het Würm. Het bestaan van kaarmorenes van glaciaties ouder dan het Würm is namelijk erg twijfelachtig aangezien deze onderhevig zijn geweest aan langdurige basale erosie door de gletsjer die aanwezig was in het Würm. Tijdens het veldwerk zijn ook geen sporen gevonden van morenes die gelijkaardig zijn aan de morene uit Riss van de terminale en de laterale morenecomplexen. De term kaarmorenecomplexen wordt hierdoor bewust niet gebruikt.

De verschillende morenewallen waaruit het kaarmoreneveld is opgebouwd zijn op het terrein op basis van hun morfologie duidelijk van elkaar te onderscheiden (figuur 10.22). Allen bezitten ze namelijk een frisse vorm met het bestaan van een centrale rugstructuur. Ze zijn gevormd wanneer de valleigletsjer uit de vallei verdwenen is en vervangen werd door een kaargletsjer. Deze kaargletsjer bestond echter uit verschillende kleine kaargletsjers. Deze konden kleine gletsjertongen onderhouden die zich in de primaire kaar verenigden. Het gevolg hiervan is dat de verschillende morenewallen in de kaar niet allen van dezelfde gletsjer afkomstig zijn. In de vroege fase van de vorming van de kaargletsjer vormden de secundaire gletsjertongen, afkomstig uit de secundaire karen, nog één grote samengestelde kaargletsjer. Deze hebben aanleiding gegeven tot de morenewallen die aan het begin van de primaire kaar

gelegen zijn. In een volgende fase van de afsmelting viel de primaire kaargletsjer uiteen in verschillende secundaire gletsjers. De krachtigste secundaire kaargletsjers die kleine gletsjertongen uit hun secundaire kaar konden onderhouden zorgden voor de afzettingen in het hoogste deel van de kaar. De belangrijke was diegene in de secundaire kaar die het hoogst in de noordwestelijke kaarmuur gelegen is. Andere belangrijke secundaire kaargletsjers zijn diegene gelegen ten westen van de vorige kaar onder de Puig Roja en de laagst gelegen kaar in de zuidwestelijke valleiflank. De reden waarom deze als belangrijkste secundaire kaargletsjers aanzien worden is de vorm en de richting van de morenewallen. Aangezien ze de oorspronkelijke vorm van het gletsjerfront bewaard hebben geven ze namelijk aan door welke gletsjers ze gevormd zijn.

Zoals ook besproken wordt in deel 9.2 vormen duidelijke morenewallen zich voor een stagnerende gletsjer. Ze kunnen eveneens ontstaan voor een licht vooruitschreidende gletsjer. In het eerste geval worden de morenes aangeduid als dumpmorenes en in het tweede geval als stuwmorenes. De verschillende morenewallen die aanwezig zijn in de kaar zijn dus gevormd in kleine stagnering- of aangroeifazen. De verdere specificatie in dump- en stuwmorenes is hier echter niet gebeurt. De sneeuwbedekking boven de 2200 meter was namelijk nog aanzienlijk waardoor de kaarmorenes niet van dichtbij geanalyseerd zijn. Het is daarom niet onmogelijk dat er zich nog meer morenemateriaal bevindt in het bovenste gedeelte van de vallei.

Behalve op basis van hun positie en hun vorm zijn de kaarmorenes ook op basis van hun samenstelling te onderscheiden van de andere morenes. Ze bestaan namelijk uit grindrijke, ongesorteerde, ongeconsolideerde en rotsige afzettingen. In deze kaarmorenes ontbreekt een zandige of zandlemige matrix. In de Franse literatuur wordt dit aangeduid met de term 'moraine rocheux' (Soutadé, 1980). De reden waarom er geen fijn materiaal in de morenes aanwezig is ligt in het ontbreken van een uitgebreid basaal transportvlak onder de kaargletsjers. Dit basaal transportvlak fungeert namelijk als een zone waar rotsfragmenten tot fijner materiaal verpulverd worden (deel 9.1). Hierdoor kan eveneens verklaard worden waarom het fijnste morenemateriaal (zandleem) enkel in de terminale morenecomplexen teruggevonden wordt.

De verschillende morene-afzettingen die teruggevonden worden in het studiegebied zijn zeer poreus. Water sijpelt er gemakkelijk door waardoor de morene-afzettingen erg droog zijn. De ravijnen die afbuigen op de morenes bevatten hierdoor in tegenstelling tot de ravijnen in de bergflanken geen water. Deze afgebogen ravijnen fungeren namelijk enkel in perioden van hevige neerslag als erosiekanalen (zie verder). Het water dat afkomstig is van de bergflanken sijpelt namelijk door de poreuze morenes. Aan de binnenzijde van de morenes kunnen hierdoor op verschillende plaatsen bronniveaus waargenomen worden zoals weergegeven op figuur 10.23. Op andere plaatsen komen de bronniveaus voor aan het ravijnhoofd van zijravijnen van de Coumelade of in schelpvormige insnijdingen die verder in dit hoofdstuk besproken worden.

#### 10.3.1.3 Erosieve landvormen op microschaal

De erosieve landvormen op microschaal zijn een derde groep sporen van glaciale morfologie die te vinden waren in de Coumeladevallei. Hiervan konden drie verschillende landvormen geïdentificeerd worden. De sikkelvormige wrijvingsgroeven zijn de meest voorkomende erosieve landvormen op microschaal. Ze komen voor op grote rotsblokken die een onderdeel vormen van de morenewallen. Figuur 10.24 en 10.25 tonen zulke sikkelvormige groeven die, zoals uitvoerig besproken in hoofdstuk negen, ontstaan door plastische vervorming van de rotsondergrond gevolgd door exaratie. Op figuur 10.25 is bijzonder goed te zien hoe deze sikkelvormige wrijvingsgroeven ontstaan door de exaratie van een rotsfragment volgens twee verschillende breukvlakken. Het eerste breukvlak is lang en is licht geïnclineerd ten opzichte van het oppervlak van de rots. Het tweede breukvlak staat hier loodrecht op en ontstaat wanneer het rotsfragment effectief van de rotsblok wordt geplukt. De dimensie van deze sikkelvormige wrijvingsgroeven varieert van vijf tot tien centimeter diep en van tien tot vijftig centimeter lang.

Chattermarks zijn de tweede erosieve landvormen op microschaal die zijn waargenomen in het studiegebied. Ze ontstaan eveneens door exaratie maar vormen slechts kleine inkepingen zonder de aanwezigheid van duidelijke breukvlakken. Ze zijn ook veel kleiner en komen vaak voor in een reeks opeenvolgende chattermarks. Figuur 10.26 toont de chattermarks die gevonden zijn in de Coumeladevallei. De chattermarks en de wrijvingsgoeven wijzen op het bestaan van een paleogletsjer met een voldoende hoge basale druk. Hun opening wijst stroomafwaarts ten opzichte van de gletsjerbeweging maar aangezien zowel de chattermarks als de wrijvingsgroeven enkel op los morenemateriaal gevonden zijn kunnen ze niet bijdragen aan de precieze reconstructie van de gletsjerbeweging.

Ten derde zijn er in het studiegebied gepolijste oppervlakten waargenomen (figuur 10.27). Ze zijn echter enkel op grote moreneblokken waargenomen. Gletsjerkrassen die er nauw mee geassocieerd worden, werden niet waargenomen in het studiegebied. Dit is te wijten aan de eigenschappen van de gneis waarin de Coumeladevallei is gevormd. De gneis leent zich namelijk niet gemakkelijk tot de vorming van microschalige erosieve landvormen (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006).

## 10.3.2 Periglaciale landschappen

Er werden verschillende sporen van periglaciale landschappen in het studiegebied teruggevonden: vorstverweerde rotsbokken, tors, puinhellingen en gelifluctielobben. Tot deze lijst horen strikt genomen ook nog de karen. Karen ontstaan namelijk door de wisselwerking van glaciale en periglaciale processen (deel 9.1.2.3). Ze worden echter algemeen geclassificeerd onder de glaciale verschijnselen aangezien karen vaak de meest opvallende landschappen vormen die gletsjers nalaten.

Het basisproces voor de vorming van vorstverweerde rotsblokken, tors en puinhellingen is de vorstverwering. Dit proces berust op de fragmentatie van rotsen onder invloed van ijs (Pannekoek & van Straaten, 1982). Het ijs dat zich in de diaklazen of de poriën van de rotsen vormt zal namelijk een druk uitoefenen op het omgevende gesteente. Deze druk ontstaat door de volumetoename van water wanneer dit een vaste toestand aanneemt. Belangrijk bij dit proces is dat de ijsvorming in het gesteente van buitenaf gebeurt (Pannekoek & van Straten, 1982). Hierdoor geraakt bevroren water namelijk in het gesteente gevangen waardoor het gesteente barst.

Eén enkele vorst- en dooicyclus volstaat echter niet voor de vorming van bovenvernoemde periglaciale landschappen (Pannekoek & van Straaten, 1982). De effectieve fragmentatie van rotsen zal namelijk enkel plaatsvinden in een klimaat waarin een periode voorkomt die gekenmerkt wordt door een groot aantal vorst- en dooicyclussen. In het massief van de Canigou komen actieve periglaciale verschijnselen enkel voor boven de 2500 meter (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). De meeste periglaciale landschappen die terug te vinden zijn in de Coumeladevallei zijn dus niet meer actief. Ze dateren namelijk uit het vroege Tardiglaciaal, wanneer er nog koude en droge omstandigheden heersten in de oostelijke Pyreneeën (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006).

Vorstverweerde rotsblokken komen op alle niveaus voor in het studiegebied. Op figuur 10.28 zijn hiervan twee voorbeelden te zien. Op de bovenste foto is een vorstverweerde rotsblok te zien die afkomstig is van de bovenliggende helling. De onderste foto geeft een vorstverweerde rotsblok weer die een onderdeel uitmaakt van het zuidwestelijke terminale morenecomplex.

Bij de interpretatie van de luchtfoto's werd de verspreiding van tors in het studiegebied reeds aangehaald. De vraag bleef toen echter bestaan of de rotsige opduikingen op het stereobeeld wel echte tors waren. Ze konden namelijk ook geïnterpreteerd worden als opduikingen van de ondergrond. Het terreinwerk heeft het mogelijk gemaakt om de verschillende tors in het studiegebied te identificeren en ze te onderscheiden van de rotsige opduikingen. Figuur 10.29 geeft een voorbeeld van een goed ontwikkelde tor in het studiegebied. De verschillende rotsblokken waaruit de tor is opgebouwd liggen namelijk duidelijk los op elkaar gestapeld en vormen een kleine heuvel.

Puinhellingen komen veelvuldig voor in het studiegebied. In de hoogste zone van de vallei vormen ze zelfs een continue bedekking van de primaire en secundaire kaarmuren. Ze worden enkel onderbroken door de dagzomende rotsondergrond onder de vorm van rotshellingen. De grote meerderheid van de puinhellingen zijn niet meer actief. Dit is af te leiden uit hun kolonisatie door vegetatie. Op figuur 10.30 is bijvoorbeeld te zien hoe puinhellingen gelegen in de zuidwestelijke valleiflank ter hoogte van het terminale morenecomplex door de lande gekoloniseerd worden. In de kaarmuur worden de puinhellingen niet door lande maar door korstmossen gekoloniseerd (figuur 10.32). De kolonisatie van de puinhellingen gebeurt echter zeer moeizaam (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Het zou daarom verkeerd zijn om puinhellingen die nog niet door vegetatie gekoloniseerd zijn als actief te beschouwen. De enige plaats waar actieve puinhellingen namelijk kunnen voorkomen is boven de 2500 meter. Deze zone was echter

door sneeuwbedekking ontoegankelijk tijdens het terreinwerk waardoor de actieve puinhellingen niet geïdentificeerd konden worden.

In het studiegebied kunnen de puinhellingen opgedeeld worden in twee categorieën. De eerste categorie omvat de puinhellingen die opgebouwd zijn uit grote rotsblokken. De diameter van deze rotsblokken varieert hierbij van een halve meter tot verschillende meters. De verschillende puinhellingen die waar te nemen zijn op figuur 10.30 vormen voorbeelden van zulke puinhellingen. Op figuur 10.31 is een puinheuvel te zien die bestaat uit grote rotsblokken. De ligging van deze puinheuvel op het noordoostelijke, laterale morenecomplex is hierbij merkwaardig. Waarschijnlijk is deze puinheuvel ontstaan door de concentratie van afgegleden puinhellingen uit de bovenliggende bergflank. De tweede categorie puinhellingen zijn diegene die bestaan uit kleine rotsblokken. De maximale diameter van de rotsblokken bedraagt hierbij één meter (figuur 10.32). In de Franse terminologie worden deze puinhellingen als *caplisses* aangeduid (Soutadé, 1980). Deze caplisses vormen de meest voorkomende puinhellingen en nemen aan belang toe met toenemende hoogte.

Gelifluctielobben ontstaan door de afwisseling van vorst en dooi (Pannekoek & van Straaten, 1982). Tijdens de winter bevriest de bodem van bovenaf. Onder invloed van de toenemende temperatuur in de lente zal de bevroren bodem van bovenaf ontdooien. In de beginfase van de ontdooiing rust de bovenliggende ontdooide laag op een bevroren ondergrond. Het vrijgekomen water kan hierdoor niet meer weg waardoor de ontdooide laag papperig wordt (Pannekoek & van Straaten, 1982). Op hellingen is deze laag onstabiel waardoor ze van de helling begint te vloeien. In het studiegebied is het resultaat hiervan waar te nemen vanaf een hoogte van 2200 meter. De verschillende gelifluctielobben zijn hier in de zwakhellende primaire kaarvloer gevormd. Als gevolg hiervan krijgt de kaarvloer een trapvormige helling (figuur 10.33).

### 10.3.3 Nivale landschappen

Bij de nivale landschappen horen de oppervlakkige afschuivingen en de sneeuwvlekken. De oppervlakkige afschuivingen zijn nagelvormige afschuivingen van de bodem- en vegetatielaag die tot 30 centimeter diep zijn (figuur 10.34). Hun lengte varieert van tien tot honderden meters. Figuur 10.35 toont een zeer grote oppervlakkige afschuiving aan de zuidelijke kant van een chalade. De oppervlakkige afschuivingen ontstaan ten gevolge van een sneeuwlawine waarbij de bovenste bodemlaag in de lawine wordt meegesleurd<sup>19</sup>. Ze komen voornamelijk voor boven de 2000 meter waar de sneeuwbedekking tijdens de winter dik genoeg is om zulke grondlawines mogelijk maken. Deze grondlawines ontstaan in de valleiflanken die steiler zijn dan 20 graden. Aan de randen van chalades wordt het voorkomen van de lawines bevoordeeld door de hellingsknik tussen de ravijnen en de valleiflanken. De meeste oppervlakkige afschuivingen komen hierdoor voor aan de rand van ravijnen.

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> Sneeuwlawines waarbij de bovenste bodemlaag wordt meegesleurd worden ook grondlawines genoemd (Pannekoek & van Straaten, 1982)

Eeuwige sneeuwvlekken komen boven de 2500 meter voor in de twee hoogst gelegen secundaire karen van de Coumeladevallei. Deze sneeuwvlekken zijn vrij klein met een diameter van gemiddeld 20 meter. Ze kunnen eventueel actief zijn als nis. Dit kon echter niet achterhaald worden aangezien de hoogste zone van de Coumeladevallei tijdens het terreinwerk niet bereikt kon worden.

### 10.3.4 Massabewegingen en fluviatiele landschappen

### 10.3.4.1 Massabewegingen

Massabewegingen vormen de belangrijkste manier waarop de erosie van de morenes plaatsvindt. Hierbij horen debris flow's<sup>20</sup>, landafschuivingen (Eng. landslide) en slumpings. Deze massabewegingen ontstaan onder invloed van de gravitatie (Benn & Evans, 1998). Ze ontstaan voornamelijk na hevige regenval of na het snel afsmelten van de sneeuw waardoor er waterverzadigde afzettingen worden gevormd (Benn & Evans, 1998). De steile hellingen waarin ze ontstaan worden hierdoor onstabiel en zijn dus bijzonder gevoelig voor het voorkomen van massabewegingen (Benn & Evans, 1998). Figuur 10.36 geeft de verschillende massabewegingen weer in een blokdiagram.

Een debris flow bestaat uit een niche, een kanaal en een puinwaaier (mondelinge mededeling, Heyse, 03/07/2006). In de niche neemt er een afglijding van ongeconsolideerd, waterverzadigd materiaal plaats. Dit materiaal baant zich een weg naar beneden langsheen het kanaal. Waar het sediment weer tot stilstand komt wordt de puinwaaier gevormd. De originele gelaagdheid van de afzettingen waarin ze zijn ontstaan wordt in de puinwaaier niet bewaard. De puinwaaiers bestaan namelijk uit omgewoeld materiaal dat vloeistructuren vertoont. Debris flow's komen in het studiegebied geregeld voor in de morenewallen. De meeste zijn echter slecht afgelijnd omdat ze op onbegroeide morenehellingen voorkomen. Figuur 10.37 toont een goed afgelijnde debris flow in een begroeide helling van een morenewal. Op de figuur zijn de niche met een diameter van vier meter en het kanaal van de debris flow duidelijk zichtbaar. Onderaan de figuur kan ook het begin van de puinwaaier waargenomen worden.

Landafschuivingen zijn massabewegingen waarbij de interne structuur van de sedimenten niet of nauwelijks verstoord wordt (Benn & Evans, 1998). Er vindt enkel een rotationele afschuiving plaats langsheen een schuifvlak (figuur 10.35). In het studiegebied konden er ter hoogte van de terminale morenecomplexen twee landafschuivingen geïdentificeerd worden. De mega- landafschuiving die te zien is figuur op 10.38 is ontstaan na de hevige regenval in de periode van 17 tot 20 oktober 1940 (Soutadé, 1980). Het topvlak van de landafschuiving ligt hierbij 15 meter lager dan het topvlak van de morene waarin het gevormd is. Een mega-landafschuiving wordt in de regio met de term 'esllaviassada' aangeduid (Soutadé, 1980). Ze vormen de meest spectaculaire vormen van paraglaciale erosie. De tweede landafschuiving

<sup>&</sup>lt;sup>20</sup> De term debris flow kan vertaald worden door puinstroom.

die tijdens het veldwerk is waargenomen is minder omvangrijk. De landafschuiving is waarschijnlijk ouder aangezien het topvlak van de landafschuiving en het schuifvlak sterker begroeid zijn met lande en verspreide bomen (figuur 10.40). Op figuur 10.39 is de landafschuiving te zien die zich in het morenemateriaal heeft gevormd op de noordoostelijke valleiflank. Uit deze figuur blijkt de grote afstand van 50 meter waarover de landafschuiving naar beneden is geschoven. Het gaat hem hierbij voornamelijk om een landafschuiving zonder dat er echt een rotatie heeft plaatsgevonden. Verder is er op deze figuur nog een kleinere landafschuiving en een afschuiving van een bodem- en vegetatielaag te zien.

Slumpings zijn afglijdingen in steile hellingen die bestaan uit losse sedimenten (figuur 10.36). Ze komen voor in morenemateriaal en geven aanleiding tot het ontstaan van insnijdingen die in schelpvormig zijn met een hellingsafwaarts gelegen scharnier. In de Franse literatuur worden zulke ravijnen aangeduid met de term 'incisions en coup de gouge' (Soutadé, 1980). De grootste schelpvormige insnijdingen die voorkomen de vallei van de Coumelade hebben een diepte van 25 meter en zijn 30 meter breed. Figuur 10.41 geeft een voorbeeld van een grote schelpvormige insnijding in het zuidwestelijke terminale morenecomplex. De flanken van deze schelpvormige insnijding bezitten een helling van 60 graden en zijn uiterst onstabiel. In deze steile flanken komen slumpings voor die tot twintig meter lang zijn. Ze zorgen voor een snelle terugschrijding van de flanken waardoor de top van de flanken scherp begrensd is. Aan het bovenste uiteinde van deze flanken komt vaak een overhellende bodem- en vegetatielaag voor (figuren 10.13, 10.14 en 10.15). Op talrijke plaatsen is zelfs te zien hoe deze overhellende bodem- en vegetatielaag afscheurt wanneer deze over meer dan 50 centimeter overhelt (figuur 10.42).

De schelpvormige insnijdingen bezitten een basis die ongeveer tien meter hoger ligt dan het niveau van de Coumeladebeek. De basis van deze schelpvormige insnijding wordt afgezoomd door een glacis van tien meter lang die wordt gevormd door de puinwaaiers van de verschillend slumpings. Het uiteinde van het glacis wordt hierbij aangesneden door de Coumelade. Slumpings zijn echter niet de enige ontstaanswijze van de schelpvormige insnijding (Soutadé, 1980). Ravijninsnijdingen die plaatsvinden tijdens hevige regenval vormen een tweede vormingsproces van de schelpvormige insnijding. Over de werking hiervan wordt hieronder verder in detail getreden bij het bespreken van de ravijnen.

### 10.3.4.2 Chalades

*Chalade* is het Catalaans equivalent voor ravijn (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). Deze term wordt echter ook gebruikt in de Franse literatuur om de ravijnen aan te duiden in de bergflanken zoals diegene die voorkomen in de Coumeladevallei (Soutadé, 1980). De reden hiervoor is de uitzonderlijke dimensie en erosiekracht van deze chalades (Soutadé, 1980). De dimensie van de chalades in de Coumeladevallei varieert van vijf tot vijftien meter diep en tien tot dertig meter breed. Het dwarsprofiel in de bergflanken is hierbij boog- tot U-vormig en hun lengte bedraagt ongeveer 250 meter. De lengte is nagenoeg constant aangezien de chalades steeds nabij de primaire kamlijn in de valleiflanken ontstaan.

De meeste chalades verdwijnen wanneer ze in contact komen met de vlakke morenecomplexen (figuur 10.43). Sommige worden er echter dalafwaarts door afgebogen en staan in verbinding met de schelpvormige insnijdingen aan de basis van de morenecomplexen (figuur 10.44). In de morene wordt het dwarsprofiel van de chalades V-vormig (figuur 10.45).

Chalades vertegenwoordigen niet de constante erosiesnelheid van de valleiflanken (Soutadé, 1980). Het zijn namelijk ravijnen die meestal niet of nauwelijks actief zijn. Hun activiteit is afhankelijk van perioden waarin extreme neerslag voorkomt (Soutadé, 1980). Zoals besproken in hoofdstuk vier wordt de regio elk jaar geteisterd door zware herfstregens die afkomstig zijn van mediterrane depressies. De jaarlijkse variabiliteit resulteert in herfstregens die ongeveer elke tien jaar aanleiding geven tot belangrijke overstromingen in de laag gelegen gebieden van de valleien (Soutadé, 1980). Heel af en toe nemen de herfstregens echter rampzalige proporties aan. In oktober van 1940 werd bijvoorbeeld in de pluviometer van de Coumeladevallei in 24 uur tijd één meter neerslag geregistreerd. De chalades transformeren zich dan tot erosiekanalen waarbij ze voor een ware ontmanteling van de valleiflanken zorgen (Soutadé, 1980). In de chalades komen hierbij solifluctiestromen voor die op de vlakke morenewallen aanleiding geven tot chalades waarvan de randen opgehoogd zijn (figuur 46) (mondelinge mededeling, Heyse, 03/07/2006). De overstromingen maken dan in de lager gelegen delen van de valleien plaats voor modderstromen en massabewegingen waardoor het geomorfologische gebeuren in een hogere versnelling plaatsvindt (Soutadé, 1980). Het is ook tijdens deze perioden van extreme regenval dat er een verbinding ontstaat tussen chalades en schelpvormige insnijdingen die nog niet rechtstreeks met elkaar in verbinding staan (Soutadé, 1980). Aan hun topvlak krijgen de morenecomplexen hierdoor een golvend oppervlakte waarbij de concaviteiten de verbinding vormen tussen de chalades en de schelpvormige insnijdingen (figuur 10.47). Deze schelpvormige insnijdingen fungeren dan ook als erosiekanalen die bijdragen aan de opbouw van het lange glacis aan hun basis (Soutadé, 1980).

Het ontstaan van chalades wordt in verband gebracht met een combinatie van verschillende factoren (figuur 10.48) (Soutadé, 1980 en 1993). Ten eerste ontstaan ze enkel in valleiflanken die over een dikke verweringslaag beschikken. In de Coumeladevallei is deze voorwaarde voldaan aangezien de dikte van de verweringslaag tien meter aan de top en twintig meter aan de basis van de valleiflanken bedraagt (Soutadé, 1980). Ten tweede ontstaan ze onder puinhellingen. Deze zorgen ervoor dat het regenwater tijdens perioden met extreme neerslag goed kan infiltreren in de dikke verweringslaag. De derde voorwaarde voor hun ontstaan is de aanwezigheid van een laag harde gesteenten in de verweringslaag. Wanneer gesteenten iets lager in de valleiflank dan de puinhellingen voorkomen vormen ze een barrière voor het doorsijpelden water in de verweringslaag. Ter hoogte van de laag van harde gesteenten neemt de hydrostatische druk toe waardoor de verweringslaag er wordt weggerukt. De twee laatste voorwaarden zijn in de Coumeladevallei eveneens voldaan. Op alle niveaus zijn de hellingen namelijk bedekt door puinhellingen die een overblijfsel vormen

van de periglaciale geomorfologie tijdens het Tardiglaciaal. De lagen van harde gesteenten worden gevormd door de leptinyten die resistente lagen vormen in de gneis (Soutadé, 1980).

### 10.3.5 Vegetatie

Zoals reeds besproken in hoofdstuk zes kan de vegetatie die in het gebergte voorkomt opgedeeld worden in verschillende plantenassociaties. Elke plantenassociatie komt hierbij voor in een bepaald hoogte-interval. De laagste plantenassociatie die waarneembaar is in het studiegebied zijn de beuken- en berkenbossen van het hooggebergte niveau. De bovengrens van dit niveau is gelegen tussen 1700 en 1800 meter en is afhankelijk van de oriëntatie van de valleiflanken. Op figuur 10.49 is er te zien hoe de beuken- en berkenbossen hoger reiken op de hellingen die naar het zuiden georiënteerd zijn. Op de hellingen die naar het westen georiënteerd zijn maakt het hooggebergte niveau plaats voor het volgende subalpiene niveau. Dit subalpiene niveau wordt gekenmerkt door het voorkomen van een landevegetatie en verspreide haakdennen. Tot de 2000 meter wordt deze lande hoofdzakelijk gekenmerkt door het voorkomen van rododendron (Ericaceae Rhododendron) en brem (Fabaceae cytisus). Beide zijn lage heesters van maximaal één meter hoog waarvan de bladeren donkergroen en lederachtig zijn (figuur 10.40 en 10.50). Dit verklaart waarom ze als donkere vlekken op de luchtfoto's waarneembaar zijn. Op het topvlak van de laterale en terminale morenecomplexen maakt deze lande ten gevolge van de begrazing plaats voor weiland.

Boven de 2000 meter verandert de samenstelling van de lande. De grote heesters verdwijnen er en worden vervangen door veel kleinere planten die een vegetatietapijt vormen (figuur 10.51). Deze hoge lande is voornamelijk samengesteld uit een kleine rododendronsoort (figuur 10.52) en jeneverbes (Cupressaceae Juniperus communis) (figuur 10.53) (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). In deze hoge lande is het voorkomen van haakdennen zeer zeldzaam. Indien ze toch aanwezig zijn bereiken ze zelden een hoogte groter dan een halve meter. Naar de bovengrens van het subalpiene niveau toe draagt de lande de sporen van een kouder wordend klimaat. De bedekking wordt discontinu en concentreert zich langs kleine hellingen met een zuidelijke of zuidoostelijke oriëntatie (figuur 10.23). Het niveau waar de subalpiene lande plaatsmaakt voor alpine alpenweide kon door de hinderlijke sneeuwbedekking niet vastgelegd worden. Op basis van literatuuronderzoek kan echter verondersteld worden dat het alpiene niveau zich vanaf 2600 meter manifesteert (hoofdstuk 6).

Deel 4

Besluit en bibliografie

# Hoofdstuk 11

# Besluit

Het besluit is opgebouwd uit drie delen. Het eerste deel bestaat enerzijds uit een evaluatie van de gevolgde methode en anderzijds uit een onderlinge toetsing van de de verschillende invalshoeken waarmee het studiegebied benaderd werd, om zo te komen tot een synthetiserende geomorfologische kartering. Aan de hand van deze kartering wordt in het tweede deel van het besluit de impact van de Quartaire glaciaties op het studiegebied besproken. In het laatste deel wordt bekeken hoe de besluiten die van toepassing zijn voor de vergletsjering van de Coumeladevallei geëxtrapoleerd kunnen worden naar de rest van het massief van de Canigou.

# 11.1 Evaluatie van de methode

Het studiegebied is geanalyseerd in vier opeenvolgende stappen: literatuuronderzoek, kaartanalyse, luchtfoto-interpretatie en terreinwerk. Het literatuuronderzoek behandelt in deel één van deze scriptie algemene aspecten zoals geologie, klimaat, hydrografie en vegetatie. Hierbij gaat de aandacht niet uitsluitend naar het massief van de Canigou maar wordt tevens de hele Pyreneese keten behandeld. Dit maakt het mogelijk om de vaststellingen beter in hun context te begrijpen. Deze scriptie heeft echter als doel uitspraken te doen over de impact van de Quartaire glaciaties op het massief van de Canigou. Voor het klimaat en de vegetatie wordt hiervoor zowel aandacht besteed aan de huidige als aan de Laat-Pleistocene toestand.

In deel twee van deze scriptie behandelt het literatuuronderzoek aspecten die rechtstreeks aanleunen bij glaciaties. Zo wordt in hoofdstukken zeven en acht de impact en de chronologie van de Pleistocene Pyreneese vergletsjering toegelicht. Vervolgens volgt een bespreking van de verschillende sporen die gletsjers in valleien kunnen achterlaten. Een goede kennis hieromtrent resulteert in een betere identificatie van de glaciale landschappen.

Het is duidelijk dat het literatuuronderzoek noodzakelijk is om een goede interpretatie van het verdere onderzoek mogelijk te maken. Het literatuuronderzoek dient dus zo grondig mogelijk uitgevoerd te worden. Veel documenten zijn echter moeilijk toegankelijk. In de
eerste plaats is dit toe te schrijven aan de verspreiding van documenten over verschillende bibliotheken in binnen- en buitenland. In de tweede plaats speelt de kostprijs mee van documenten die niet in bibliotheken terug te vinden zijn.

Deel drie van deze scriptie behandelt de volgende drie stappen in het geomorfologisch onderzoek: kaartanalyse, luchtfoto-interpretatie en terreinwerk. De kaartanalyse vormt hierbij de eerste stap. De weergave van de hoogtelijnen met een hoogte-interval van tien meter maakt het mogelijk om de globale morfografie en morfometrie van het studiegebied te bepalen. Dit gebeurt aan de hand van verschillende analyses die uitgaan van een hoogtemodel: een hellingsgradiëntanalyse, een hellingsoriëntatieanalyse en een analyse van dwars- en lengteprofielen doorheen de vallei. Tijdens deze analyses worden voornamelijk de globale vorm en afmetingen van de vallei, de karen en de kamlijnen bepaald. Morenewallen en ravijnen kunnen ook enigszins op basis van deze analyses geïdentificeerd worden.

De kaartanalyse bevat tevens een hydrografische analyse. Deze analyse gaat niet uit van het hoogtemodel maar wordt rechtstreeks op basis van de topografische kaart aangemaakt. De reden waarom enkel de hydrografie rechtstreeks van de topografische kaart wordt afgeleid is de slechte kwaliteit van de weergave van de andere kaartelementen. Deze zijn namelijk te vaag ingetekend of worden niet in de kaartlegende opgenomen.

De kaartanalyse vormt dus een belangrijke verkennende analyse van het studiegebied. De kwaliteit van deze analyse is afhankelijk van de kwaliteit van de kaart. De schaal van de kaart, de weergave van de hoogtelijnen en het aantal opgenomen karteringselementen zijn hierbij zeer belangrijk. De Franse topografische kaarten geven met hun schaal van 1 : 25.000 het terrein goed weer. De kaartanalyse kan dus kwaliteitsvol gebeuren in de Franse Pyreneeën. Een gelijkaardige kaartanalyse zou veel moeilijker zijn in de Spaanse Pyreneeën. Het grootste deel hiervan werd namelijk slechts op een schaal van 1 : 50.000 gekarteerd waardoor de graad van detail afneemt.

Na de kaartanalyse volgt er een interpretatie van de luchtfoto's. Net zoals kaarten laten luchtfoto's ook toe het gebied vanuit een verticaal perspectief te bestuderen. Ze bieden echter het voordeel een niet geïnterpreteerd en een niet gegeneraliseerd beeld te geven van het terrein. Belangrijk bij deze luchtfoto-interpretatie is de beschikbaarheid van een stereoscopisch paar luchtfoto's. Deze laten namelijk toe het studiegebied in een driedimensioneel beeld te analyseren.

Aan de hand van het stereobeeld kunnen de eerste bevindingen van de kaartanalyse verder uitgewerkt worden. Zo kunnen kamlijnen gespecificeerd worden door het voorkomen van tors en van steilwanden. Ravijnen, karen en morenes kunnen ook beter geïdentificeerd en afgebakend worden op het stereobeeld. Op de luchtfoto's komen echter ook een aantal nieuwe elementen aan bod: oppervlakkige afschuivingen, rotshellingen, puinhellingen en vegetatieve bedekking.

De luchtfoto-interpretatie is net als de kaartanalyse geschikt voor een globale morfografische en morfometrische analyse van het studiegebied. De hogere graad van detail en de betere weergave van het terrein zorgen er echter voor dat de luchtfoto-interpretatie een vrij nauwkeurige kartering van het studiegebied mogelijk maakt. Deze kartering wordt weergegeven op figuur 10.8. Het is echter niet aangewezen om op basis van deze kaart de precieze impact van de Quartaire glaciaties op het studiegebied te bepalen. Vele elementen zijn namelijk door hun kleine weergave op de luchtfoto's niet zichtbaar of worden niet als zodanig herkend.

De kwaliteit van de luchtfoto-interpretatie is voornamelijk afhankelijk van de schaal van de luchtfoto's. Hoe groter de schaal, hoe nauwkeuriger het terrein geanalyseerd kan worden. De schaal van de gebruikte luchtfoto's is bij benadering 1 : 27.500. Deze schaal biedt een goed zicht op het studiegebied maar is niet optimaal voor een gedetailleerde analyse van het terrein. Door de uiterst hoge kostprijs van een gebiedsdekkende stereoscopische opname van het studiegebied op een grotere schaal, was het niet mogelijk voor meer grootschalige luchtfoto's te opteren. Een toekomstige oplossing voor deze financiële beperking wordt gegeven door de internetsite http://www.geoportail.fr. Vanaf de zomer van 2006 wordt hier het hele Franse territorium op luchtfoto weergegeven. De interactieve schaal maakt het mogelijk om het Franse territorium tot op een schaal van 1 : 3100 te bekijken. Vanaf de herfst van 2006 zouden zelfs driedimensionale visualisaties van de luchtfoto's mogelijk worden.

Het terreinwerk is de laatste stap in het geomorfologisch onderzoek. De wijze waarop het studiegebied tijdens dit terreinwerk benaderd wordt, verschilt fundamenteel van de kaartanalyse en de luchtfoto-interpretatie. Er wordt nu geobserveerd vanuit een horizontaal perspectief in plaats dit te doen vanuit een verkleind verticaal perspectief. Het resultaat hiervan is dat de elementen die in de vorige twee analyses niet groter zijn dan een speldenknop nu tientallen meters groot zijn. Tevens worden laageenheden in de morenes herkend waardoor deze voor een chronologische interpretatie vatbaar zijn.

De uitvoering van het terreinwerk bestaat uit twee delen. In het eerste deel worden de voorgaande observaties gecontroleerd en verder uitgebouwd. Op deze manier worden de twijfels en de onzekerheden die bestaan in de luchtfoto-interpretatie en in de kaartanalyse weggewerkt. Zo kunnen oppervlakkige afschuivingen, tors, puinhellingen, lande en morenewallen met zekerheid geïdentificeerd worden. Ten tweede vindt er tijdens het terreinwerk een algemene verkenning van het studiegebied plaats. Hierdoor komen voornamelijk elementen aan bod die onzichtbaar bleven tijdens de vorige twee analyses: glaciaal-erosieve landvormen op microschaal, landafglijdingen, debris flow's, slumpings, gelifluctielobben en vorstverweerde rotsblokken.

Het terreinwerk maakt in de eerste plaats een gedetailleerde morfografische en morfometrische analyse van het studiegebied mogelijk. In de tweede plaats kunnen verschillende afzettingen in het studiegebied geïdentificeerd worden en kan er voor sommige van deze afzettingen een chronologie opgesteld worden. Hierdoor wordt aan het eind van het geomorfologisch onderzoek een precies beeld verkregen van de impact van de Quartaire glaciaties op het studiegebied. Dit beeld wordt door de fotografische opnames tijdens het terreinwerk versterkt. Foto's nemen de lezers van deze scriptie mee op het terrein waardoor het mogelijk wordt om zich een realistisch beeld te vormen van de inhoud van deze scriptie.

Uit de voorgaande uiteenzetting blijkt dat het literatuuronderzoek, de kaartanalyse, de luchtfoto-interpretatie en het terreinwerk complementaire invalshoeken vormen van het geomorfologisch onderzoek. Ze versterken elkaar en vullen elkaar aan. Zo komen morenes in de verschillende invalshoeken aan bod waarbij telkens nieuwe kenmerken aan het licht komen. De verschillende invalshoeken van het geomorfologisch onderzoek worden ook aan elkaar getoetst. Zo zijn in de luchtfoto-interpretatie puinhellingen en tors geïdentificeerd waarvan het bestaan wordt weerlegd tijdens het terreinwerk. Sommige tors die tijdens de luchtfoto-interpretatie naar voor kwamen zijn namelijk in werkelijkheid rotsopduikingen. Puinhellingen blijken op dezelfde manier in werkelijkheid oppervlakkige afschuivingen te zijn. De combinatie tussen de verschillende invalshoeken maakt het tevens mogelijk om bepaalde veronderstellingen beter te onderbouwen. Uit de literatuur blijkt namelijk dat actieve periglaciale verschijnselen enkel boven de 2500 meter voorkomen. Boven de 2500 meter kunnen op de luchtfoto's puinhellingen herkend worden die op basis van textuur en grijswaarde afwijken van de puinhellingen onder de 2500 meter. Op het terrein konden de hooggelegen puinhellingen door de sneeuwbedekking niet bereikt worden maar was het wel mogelijk om de kenmerken van de lager gelegen niet-actieve puinhellingen vast te leggen. Door het samenleggen van deze verschillende vaststellingen werd het mogelijk om de afwijkende puinhellingen boven de 2500 als actief te interpreteren.

De verschillende invalshoeken zijn samengevoegd om een synthetische geomorfologische kartering te maken van het studiegebied. Deze wordt voorgesteld op figuur 11.1 en wordt besproken in het volgende deel. De legende van deze geomorfologische kaart is op een speciale manier opgebouwd. Het belangrijkste kenmerk van deze legende is dat de kleur van de elementen bepalend is voor hun genese. Op deze manier wordt het belang van glaciale morfologie in één oogopslag uit de kaart afgeleid. De glaciale elementen worden namelijk allemaal door een rode kleur voorgesteld. De verschillende andere kleuren op de kaart zijn eveneens gekoppeld aan een bepaalde genese. Zo kan het relatieve belang van glaciale landschappen in de vallei van de Coumelade bepaald worden en kan er een snelle evaluatie gebeuren van de Pleistocene vergletsjering van het studiegebied.

### 11.2 Sporen van glaciale morfologie in het studiegebied

De Coumeladevallei begint op 2400 meter als een brede en ondiepe vallei met een boogvormig dwarsprofiel. Onder de 1800 meter evolueert het dwarsprofiel naar een V-vorm. Dit kondigt het begin aan van een vallei die onder de 1400 meter kloofvormig wordt. De zuidwestelijke en noordoostelijke primaire kamlijnen lopen vanaf 2000 meter nagenoeg evenwijdig met elkaar. De grote meerderheid van deze primaire kamlijnen zijn serres of serrats. Dit zijn brede kamlijnen waarbij de steile valleiflanken zich pas vanaf 100 meter aan beide kanten van de kamlijnen manifesteren. De kamlijnen met een glaciale-periglaciale genese zijn enkel in de primaire kaar terug te vinden. Deze primaire kaar is slecht afgelijnd. De helling van de kaarvloer loopt op tot 20 graden, een subverticale kaarmuur ontbreekt en er is geen drempel aanwezig die de primaire kaar dalafwaarts afbakent. In de kaarmuur van de primaire kaar zijn vijf secundaire karen aanwezig. Deze hebben allen een oostelijke, zuidoostelijke of zuidelijke oriëntatie. De reden hiervoor is de dominerende Tramontane die uit het noorden tot het noordwesten waait. Deze wind favoriseert namelijk sneeuwaccumulatie aan de lijzijde van de gebergtekammen. De meeste van deze secundaire karen zijn eveneens slecht afgelijnd. Enkel de laagst gelegen secundaire kaar op de zuidwestelijke valleiflank en de secundaire kaar gelegen in het dalhoofd zijn goed ontwikkelde karen.

In de primaire kaar zijn veel kleine morenewallen waar te nemen. Deze kaarmorenes bestaan uit rotsig materiaal en bevatten tevens veel grind. De kaarmorenes werden gevormd na de terugtrekking van de gletsjertong uit de vallei en vormen dus de jongste moreneafzettingen in het gebied. Naar analogie met het massief van de Carlit zijn ze ontstaan voor 16.500 jaar BP. Door de milde invloed van de Middellandse Zee is de gletsjerterugtrekking in de Coumeladevallei waarschijnlijk veel vroeger te situeren.

De sporen van glaciale morfologie dalafwaarts van de primaire kaar worden gevormd door de terminale en laterale morenecomplexen aan beide zijden van de Coumeladebeek. De term morenecomplex wordt gebruikt omdat de morenes uit materiaal bestaan van verschillende ouderdom. In de oostelijke Pyreneeën kunnen namelijk de afzettingen uit het Riss en uit het Würm duidelijk van elkaar onderscheiden worden in de morenecomplexen. Beide glaciaties hebben bovendien een zelfde gletsjeruitbreiding gekend. Hierdoor zijn de laterale en terminale morenecomplexen opgebouwd uit laterale en terminale morene uit het Würm en het Riss. De laterale en terminale morenecomplexen van de zuidwestelijke valleiflank zijn omvangrijker dan deze op de noordoostelijke valleiflank. Dit heeft te maken met de hogere toevoer van puin door de aanwezigheid van drie secundaire karen in de zuidwestelijke valleiflank.

De terminale morenecomplexen zijn terug te vinden tussen 1500 en 1700 meter. Ze dateren van de maximale gletsjeruitbreiding tijdens het Riss en het Würm. De morene uit het Riss vormt een sedimentenpakket van 30 meter. Deze is te onderscheiden van de bovenliggende morene uit het Würm door de lichtgrijze kleur, het hogere gehalte aan afgeronde rotsblokken en de zeer grindrijke, zandige matrix van de morene. De morene uit het Würm is voornamelijk te onderscheiden door de okerkleur en grindrijke, zandlemige matrix waarin de afgeronde rotsblokken zitten. De ouderdom van deze afzettingen is naar analogie met de rest van de Pyreneese keten ouder dan 40.000 jaar BP.

De morenecomplexen die te vinden zijn tussen 1700 en 2100 meter hoogte vormen voornamelijk overblijfselen van laterale morenewallen van tijdens de maximale gletsjeruitbreidingen tijdens het Riss en het Würm. In deze laterale morenecomplexen is er eveneens een onderscheid te maken tussen de morene uit het Riss en deze uit het Würm. De laterale morene uit het Riss is gelijkaardig aan die van de terminale morenecomplexen. De

morene uit het Würm is in de lage laterale morenecomplexen ook gelijkaardig aan die van de terminale morenecomplexen. Hogerop wordt de zandlemige matrix echter vervangen door een zandige matrix en krijgt de morene een grijsbruine kleur. De laterale morenecomplexen bestaan echter niet uitsluitend uit de overblijfselen van laterale morenes van tijdens de maximale gletsjeruitbreiding uit het Riss en het Würm. Ze bevatten namelijk ook morenes van tijdens de gletsjerterugtrekkingen. Aangezien er geen walstructuren in de laterale morenecomplexen waar te nemen zijn wordt verondersteld dat de bijdrage van terugtrekkingsmorenes in het totale sedimentenpakket beperkt is.

Andere sporen van glaciale morfologie zijn zeldzaam in het studiegebied. Naast de karen en de morenes zijn enkel glaciaal-erosieve landschappen op microschaal waar te nemen. Deze omvatten de chattermarks, de wrijvingsgroeven en de gepolijste oppervlakken. De reden waarom andere microsporen niet aanwezig zijn in het studiegebied is de slechte bewaring van deze sporen in de erosiegevoelige gneissen.

Uit het voorgaande kan men besluiten dat de Pleistocene vergletsjering van de Coumeladevallei vrij beperkt is gebleven. Deze kon namelijk de geomorfologie van de vallei niet fundamenteel veranderen. In de verschillende secundaire karen waren er kleine kaargletsjers aanwezig. De ijstongen uit deze kaargletsjers verzamelden zich in de primaire kaar. Uit deze primaire kaar kwam een gletsjertong van twee kilometer lang en van ongeveer 50 meter dik. Deze gletsjertong was overladen met puin en gaf hierdoor aanleiding tot brede morenewallen. Toch overtuigen deze morenewallen niet van een krachtige gletsjer. Het fijnste materiaal waaruit ze bestaan is namelijk zandleem. De impact van de Quartaire glaciaties beperkt zich dus tot een boetsering van de preglaciale topografie. Hierbij is voornamelijk de bodem van de vallei getroffen door glaciale processen. De rest van de vallei draagt de sporen van verschillende processen die na de Quartaire glaciaties plaatsgevonden hebben.

Na het verdwijnen van de Coumeladegletsjer uit de vallei heerste er op het eind van het Pleistoceen en in het begin van het Tardiglaciaal nog een koud en droog klimaat. De hellingen van de vallei zijn nog steeds bezaaid met de sporen van dit klimaat. Er zijn namelijk overal puinhellingen terug te vinden die niet meer actief zijn. De primaire kamlijn is eveneens bezaaid met tors. De huidige periglaciale processen kunnen gesitueerd worden boven de 2500 meter. Daar zijn nog actieve puinhellingen terug te vinden en daar zijn zelfs eeuwige sneeuwvlekken gelegen die mogelijk actief zijn als nis.

De actuele geomorfologie volstrekt zich voornamelijk in schokgolven. Deze schokgolven worden in gang gezet door extreme neerslag. In oktober 1940 viel er in de Coumeladevallei bijvoorbeeld 1000 mm neerslag uit de lucht in amper 24 uur tijd. Tijdens zulke perioden vindt het geomorfologische gebeuren in een hogere versnelling plaats. Chalades transformeren zich tot erosiekanalen die enorme hoeveelheden hellingsmateriaal met zich mee sleuren. De laterale en terminale morenecomplexen worden door de waterverzadiging enorm onstabiel en zijn onderhevig aan massabewegingen zoals slumpings, debris flow's en landverglijdingen.

De invloed van de sneeuwbedekking tijdens de winter uit zich via oppervlakkige afschuivingen van de vegetatielaag. Deze oppervlakkige afschuivingen ontstaan door lawines en zijn voornamelijk te vinden aan het bovenloopse uiteinde van chalades.

De voorgaande vaststellingen stemmen overeen met wat etymologisch wordt verstaan onder een 'Coumelade'. Coumelades zijn namelijk slecht afgelijnde 'Coumes' die het dalhoofd vormen van een vallei (Soutadé, 1980). Een Coume is hierbij een oude kaar die dalafwaarts wijd open staat (Soutadé, 1980). In deze Coumes zijn de dalwanden beladen met puin en is de kaarvloer rijk aan morenemateriaal. Letterlijk kan een Coumelade vertaald worden als een kaarvallei (Soutadé, 1980).

Wellicht is de Coumeladevallei dus voornamelijk een overblijfsel van een Neogene vervlakking (mondelinge mededeling, Calvet, 09/05/2006). De brede boogvorm en de vlakke serres getuigen hiervan. Onder de 1400 meter verandert de boogvormige vallei naar een vallei die kloofvormige is. Het is dus alsof de terugschreidende erosie van de Coumeladebeek het bovenste deel van de vallei nog niet heeft bereikt.

# 11.3 De Coumeladevallei als maatstaf voor het massief van de Canigou

In dit deel wordt achterhaald hoe het besluit dat van toepassing is voor de Coumeladevallei geëxtrapoleerd kan worden naar de rest van het massief van de Canigou. Onder invloed van de mediterrane depressies is de Pleistocene vergletsjering van het massief van de Canigou symmetrisch geweest. Overal bereikten de gletsjertongen een hoogte van 1600 tot 1500 meter. De enige uitzondering hierop was de Lentillagletsjer die tot op 1350 meter in de vallei kon doordringen en daarmee de grootste gletsjer was van het massief van de Canigou. De verschillende gletsjers van het massief van de Canigou waren dus gelijkaardig. De impact van de Coumeladegletsjer op het landschap kan dus als standaard gebruikt worden voor het hele massief van de Canigou.

Overal in het massief van de Canigou kunnen er dus gelijkaardige sporen van glaciale morfologie verwacht worden. Indien op kaarten en luchtfoto's wordt gekeken kunnen er inderdaad in de verschillende valleien gelijkaardige sporen waargenomen worden. Dit blijkt ook uit de onuitgegeven scriptie van Diet (2003-2004) die een algemeen geomorfologisch beeld geeft over het massief van de Canigou. Tijdens het terreinwerk van Diet is de vallei van Lentilla uitvoerig gefotografeerd. Door het vergelijken van deze foto's met diegene uit de Coumeladevallei kan men stellen dat de vergletsjering er niet fundamenteel verschillend was.

In de gelijkaardige, vergletsjerde valleien kunnen echter wel kleine verschillen waargenomen in de precieze impact van de gletsjers op het landschap. Zo is in het dalhoofd van de vallei ten oosten van de Coumeladevallei een zeer goed ontwikkelde kaar waar te nemen. Deze vallei die naar het oostzuidoosten gericht is bevat echter geen secundaire karen. Een belangrijk spoor van glaciale morfologie dat ontbreekt in de Coumeladevallei is een rotsgletsjer. Rotsgletsjers zijn echter niet vreemd voor het massief van de Canigou. Ze

worden echter net zoals in het naburige Carança-massief enkel op hellingen waargenomen die ten noorden van de kamlijnen liggen. Tijdens de luchtfoto-interpretatie is aan de noordkant van de Puig Roja een kleine rotsgletsjer waargenomen (figuur 11.2). Deze moet echter ook als onactief geïnterpreteerd worden. Dit is af te leiden uit de sterke begroeiing van de rotsgletsjer.

## Hoofdstuk 12

# Bibliografie

### Literatuur

ANDRIEU, V., HUBSCHMAN, J., JALUT, G., HERAIL, G., 1988. Chronologie de la déglaciation des Pyrénées Françaises, Dynamiques de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire. Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire, 33-34, 2-3, pp. 55-67.

AUTRAN, A., LAUMONIER, B., 2001. Un chevauchement hercynien majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement du Puigmal. Earth and Planetary Sciences, 332, pp. 585-594.

BEAUJEU-GARNIER, J., 1953. Le reliëf de la France par la carte et le croquis. Centre de Documentation Universitaire, Rijsel, pp. 203-225.

BENN, D. I., EVANS, D. J. A., 1998. Glaciers and glaciations. Arnold, Londen, 734 pp.

BENNETT, M. R., 2001. The morphology, structural evolution and significance of push moraines. Earth-Science Reviews, 53, pp. 197-236.

BENNETT, M. R., GLASSER, N. F., 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for paleoglaciology. Progress in Physical Geography, 28, 1, pp. 43-75.

BIROT, P., 1937. Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Baillère et fils, Parijs, 311 pp.

BOULTON, G. S., EYLES, N., 1978. Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. In: SCHLÜCHTER, C. (ed.), Moraines and varves. Balkema, Rotterdam, pp. 11-23.

BOUSQUET, J-C, 1997. Géologie du Languedoc – Roussillon. Les Presses du Languedoc, Montpellier. 142 pp.

CALVET, 1996. Morphogenèse d'une montagne Méditerranéenne, les Pyrénées orientales. Document du BRGM nº 255, éd. BRGM, Thèse de Doctorat d'Etat soutenue en 1994, Parijs, pp. 693-1190.

CALVET, M., 1999. Rythmes et vitesses d'évolution morphogénétique dans un orogène alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Z. Geomorph. N.F., 118, pp. 91-105.

CALVET, M., 2001. Le Quaternaire des Pyrénées orientales dans son cadre géomorphologique. Gids van de AFEQ-excursie van 24 tot 26 mei 2001, Université de Perpignan, Médi-Terra, UMR 5590, Perpignan, 239 pp.

CALVET, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: EHLERS, J., GIBBARD, P. L. (eds.), Quaternary glaciations – extent and chronology. Part I: Europe. Elsevier, Londen, pp. 119-128.

CHOUKROUNE, P., 1992. Tectonic evolution of the Pyrenees. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 20, pp. 143-158.

DE DAPPER, M. 2005. Syllabus van het opleidingsonderdeel geomorfologie van de topen en de subtropen, Vakgroep geografie, Universiteit Gent.

DE GRAAF, L. W. S., DE JONG, M. G. G., RUPKE, J., VERHOFSTAD, J., 1987. A geomorphological mapping system at scale 1:10.000 for mountainous areas. Z. Geomorph. N. F., 31, 2, pp. 229-242.

DEFFONTAINES, P., 1975. La Méditerranée Catalane. Presses Universitaires de France, Parijs, 126 pp.

DELMAS, M., 1998. Le massif du Carlit, étapes de la déglaciation et dynamiques holocènes. Mémoire de DEA (inédit), Université de Provence, 144 pp.

DELMAS, M., 2005. La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles. Quaternaire, 16, pp. 45-55.

DENDALETCHE, C., 1997. Guide du naturalisme dans les Pyrénées. Delachaux et Niestlé, Parijs, 335 pp.

DIET, T. 2003-2004. Bijdrage aan de geomorfologie van het massief van de Canigou, onuitgegeven scriptie, 70 pp.

DUPIAS, G., 1985. Carte de la végétation de la France au 200 000<sup>e</sup>, végétation des Pyrénées, notice détaillée de la partie Pyrénéenne des feuilles 69 Bayonne – 70 Tarbes – 71 Toulouse – 72 Carcassonne – 76 Luz – 77 Foix – 78 Perpignan. Centre National de la Recherche Scientifique, Parijs, 209 pp.

DURAND DELGA, M., et al., 1980. Itinéraires géologiques: Aquitaine, Languedoc, Pyrénées. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 167 pp.

FERRAS, R., PICHERAL, H., VIELZEUF, B., 1979. Atlas et géographie du Languedoc et du Roussillon. Flammarion, pp. 225-235.

FLORINETH, D., SCHLÜCHTER, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. Quaternary Research, 54, pp. 295-308.

FOUCAULT, A., RAOULT, J.-F., 1980. Dictionnaire de géologie. Masson, Parijs, 335 pp.

GARCÍA-RUIZ, J. M., GÓMEZ-VILLAR, A., ORTIGOSA, L., MARTÍ-BONO, C., 2000. Morphometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees. Geografiska Annaler, 82A, 4, pp. 433-442.

GIBSON, R. L., 1989. The relationship between deformation and metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: a case study. Geologie en Mijnbouw, 68, pp. 345-356.

HUBSCHMAN, J., 1984. Glaciaire ancien et glaciaire récent: analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. Revue Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest, 1, pp. 313-332.

JAFFREZO, M. (ed.), 1977. Guides géologiques régionaux: Pyrénées orientales, Corbières. Masson, Parijs, pp. 9-38.

JALUT, G., 1971. Analyse pollinique de sédiments des Pyrénées orientales. Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire, 27, pp. 91-120.

JALUT, G., 1977. Végétation et climat des Pyrénées Méditerranéennes depuis quinze mille ans. Thèse de Doctorat de science soutenue en 1974, Univ. P. Sabatier, Archives d'Ecologie Préhistorique éd., Toulouse, 141 pp. JALUT, G., ESTEBAN AMAT, A., BONNET, L., GAUQUELIN, T., FONTUGNE, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 160, pp. 255-290.

JAMES, L. A., 2003. Glacial erosion and geomorphology in the northwest Sierra Nevada, CA. Geomorphology, 55, pp. 283-303.

JOHN, B. S., SUGDEN, D. E., 1982. Glaciers and landscape: a geomorfological approach. Edward Arnold, Londen, 376 pp.

MARTINEZ DE PISON, E., SERRANO, E., AGUDO, C., ARENILLAS, M., CANTARINO, I., GARCIA, F., MARTINEZ, R., NAVARRO, J, PEDRERO, A., 1998. Rock glaciers in the Pyrenees, Spain and France. In: International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0 National Snow and Ice Data Centre http://nsidc.org/data/docs/fgdc/ggd285\_rockglac\_pyrenees/

MAUREL, O., et al., 2002. Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). C.R. Geoscience, 334, pp. 941-948.

MERCER, J.H., 1975. Glaciers of the Pyrenees. In: FIELD, W. O. (ed.), Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, pp. 141-155.

MUNRO-STASIUK, M. J., FISHER, T. G., NITZSCHE, C. R., 2005. The origin of the western Lake Erie grooves, Ohio: implications for reconstructing the subglacial hydrology of the Great Lakes sector of the Laurentide Ice Scheet. Quaternary Science Revieuws, 24, pp. 2392-2409.

NOEL, M., 1996. L'homme et la forêt en Languedoc-Roussillon (histoire et économie des espaces boisés). Presses Universitaires de Perpignan, Perpignan, 264 pp.

PANNEKOEK, A. J., VAN STRAATEN, L. M. J. U. (eds.), 1982. Algemene geologie. Wolters-Noordhoff, Groningen, 598 pp.

ROBERTS, N., 1998. The Holocene, an environmental history. Blackwell, Oxford, pp. 55-86.

ROETHLISBERGER, F., SCHNEEBELI, W., 1978. Genesis of lateral moraine complexes, demonstrated by fossil soils and trunks; indicators for postglacial climatic fluctuations. In: SCHLÜCHTER, C. (ed.), Moraines and varves. Balkema, Rotterdam, pp. 387-417.

SERET, G, 1978. La genèse des drumlins. Proceedings of a INQUA symposium on genesis and lithology of Quaternary deposits, pp. 198-196.

SERRAT, D., 1978. Rock glacier moronic deposits in the eastern Pyrenees. Universiteit van Barcelona, Barcelona, pp. 93-99.

SERRAT, D., VENTURA, J., 1988. Satellite image atlas of glaciers of the world, glaciers of Europe. Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. Professional paper 1386-E, U.S. Geological Survey, Denver, pp. 47-61.

SOLIVA, J., SALEL, J. F., BRUNEL, M., 1989. Shear deformation and emplacement of gneissic Canigou thrust nappe (Eastern Pyrenees). Geologie en Mijnbouw, 68, pp. 357-366.

SOUTADÉ, G., 1969. Un milieu subalpin de glyptogenèse. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 40, pp. 353-370.

SOUTADÉ, G., 1972. Les banquettes gazonnées des sources du Tech (Pyrénées orientales, France) et leur enseignement paléogéomorphologique. Z. Geomorph. N. F., 16, pp.139-159.

SOUTADÉ, G., 1980. Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales. ALBI, Bordeaux, 452 pp.

SOUTADÉ, G., 1993. Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées orientales. Conseil général, Direction des Archives départementales, Perpignan, pp. 19-31.

SUGDEN, D. E., GLASSER, N. F., CLAPPERTON, C. M., 1992. Evolution of large roches moutonées. Geografiska Annaler, 74A, pp. 253-264.

TAILLEFER, F., 1969. Les glaciations des Pyrénées. Actes du huitième Congrès international de l'INQUA, supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, pp. 19-32.

TRENHAILE, A. S., 1975. The morphology of a drumlin field. Annals of the Association of American Geographers, 65, 2, pp. 297-312.

VERNEMMEN, C., 2001. Regionale klimatologie, middelbreedtes en poolgebieden. Academia Press, Gent, pp. 317-354.

VIERS, G., 1961. Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées orientales) et ses enseignements. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 32, 1, pp. 5-33. VIERS, G., 1966. La glaciation Quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France). Pirineos, 81-82, pp. 87-94.

VIGNEAU, J-P., 1971. Précipitations d'automne et perturbations méditerranéennes dans les Pyrénées orientales. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, 42, 1, pp. 8-25.

WALLEN, C. C. (ed.), 1970. Climates of Northern and Western Europe. Elsevier, Londen, 253 pp.

### Internet

CONSEIL GÉNÉRAL PYRÉNÉES ORIENTALES (a), http://www.cg66.fr/decouverte/nature/ canigou /histoire/ regards.html, 27/12/2005.

CONSEIL GÉNÉRAL PYRÉNÉES ORIENTALES (b), http://www.cg66.fr/envioronnement/ eau/index/ html. 19/04/2006.

CONSEIL GÉNÉRAL PYRÉNÉES ORIENTALES (c), http://www.cg66.fr/envioronnement/index/ html. 21/04/2006.

MÉTÉO FRANCE (a), http://www.meteofrance.com/FR/glossaire/designation/1082\_curieux\_ view.jsp. 06/04/2006.

MÉTÉO FRANCE (b), http://www.meteo.fr/temps/france/nivose/ss\_panneaux\_niv66.html. 06/04/2006.

MINISTERE DE L'ÉDUCATION NATIONALE, DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE, DIRECTION DE LA TECHNOLOGIE, http://www.educnet.education.fr/meteo/ ocea\_atm/mistral/ html/ mis4. htm. 3/04/2006.

MOLINIA, B. F., 2006. Glossary of glacier terminology: a glossary providing the vocabulary necessary to understand the modern glacier environment. U.S. Geological Survey, http://pubs.usgs.gov/of/2004/1216/c/c.html. 10/03/2006.

NATURA 2000, http://environnement.gouv.fr/regions/departements/ DEPFR815. html. 08/04/2006.

### Kaarten en luchtfoto's

Carte détaillée géologique de la France, 1925 (eerste druk). Prades, Dépôt de la Guerre (France), opname in 1864 en herziening in 1935, schaal : 1 : 80.000.

Topografische kaart 2349 ET, 2003. Massif du Canigou. Institut Géographique National (France), opname in 1964 en 1965 en herziening in 2003, schaal 1 : 25.000.

Zwart-wit luchtfoto's nrs. 675 en 676, 2000. Missie FD 66. Institut Géographique National (France), schaal approximatief 1 : 30.000.