

Petrologie: Magmatische gesteenten

Petrologie

De petrologie is de richting binnen de geologie die zich bezig houdt met gesteenten, hoe ze zijn gevormd en veranderd gedurende hun bestaan. Er bestaan drie soorten gesteenten:

1. **Magmatische** gesteenten. Deze zijn gevormd uit een smelt.
2. **Metamorfe** gesteenten. Deze zijn omgevormd bij een andere druk en temperatuur dan die waarbij ze eerst waren gevormd.
3. **Sedimentaire** gesteenten. Dit zijn de gelithificeerde erosieproducten van andere soorten gesteenten.

Verskillende soorten gesteenten worden gevormd onder verschillende (tektonische) omstandigheden. Zo zal je bij een mid-oceanische rug basalten vinden, en misschien ook nog wel wat mantelgesteenten. De basalten worden gedurende hun bestaan op de zeebodem bedekt door silica-rijke sedimenten (radiolarieten, cherts). Bij subductiezones zal je een variëteit aan magmatische gesteenten vinden, maar ónder de vulkaanboog worden in de subducerende plaat metamorfe gesteenten gevormd, bij een relatief hoge druk en lage temperatuur. Oftewel, als je bepaalde types gesteenten vindt, kan je daarmee iets zeggen over de omgeving waarin deze waren gevormd, en daarmee iets over de geologische geschiedenis van een gebied; of over de omstandigheden waaronder de organismes leefden (of in elk geval stierven) die je nu als fossiel in een gesteente aantreft.

Magmatische gesteenten: introductie

Het belang van magmatische gesteenten ligt in het feit dat de aardkorst, zowel de oceanische als de continentale korst, haar leven is begonnen als een smelt. We hebben het er al over gehad dat de oceanische korst gevormd wordt bij mid-oceanische ruggen, door het partieel opsmelten van de mantel. De vorming van continentale korst vindt plaats bij subductiezones, alweer door het partieel opsmelten van de mantel. Deze magma's veranderen daarna nog van samenstelling door kristalfractionatie (= het onttrekken van kristallen aan een smelt), waarover we het zometeen gaan hebben.

De gesteenten die we in de mantel vinden zijn nooit helemaal opgesmolten geweest, en zijn dus eigenlijk geen magmatische gesteenten (maar metamorfe gesteenten), maar omdat ze aan de bron liggen van de magmatische gesteenten worden ze in dezelfde les behandeld als magmatische.

Nog even wat terminologie: het woord "**magma**" wordt gebruikt voor een smelt (meestal een silicaatsmelt) met of zonder kristallen en gasbellen; een "**lava**" is een magma dat aan het aardoppervlakte is gekomen.

Er bestaat een grote variëteit aan magmatische gesteenten, van glasachtige obsidianen waarin geen enkel kristal te zien is, tot pegmatieten met kristallen van tientallen centimeters. De gesteenten hebben dus een variabele **textuur** (= het uiterlijk van gesteenten wat betreft de grootte, vorm en schikking van korrels of andere bouwstenen; in het geval van magmatische gesteenten zijn de voornaamste bouwstenen kristallen). Ook de **mineraalinhoud** van magmatische gesteenten is variabel: van olivijn en nefelien tot sandien en kwarts. De mineraalinhoud is voornamelijk een reflectie van de chemische samenstelling van het magma (en in mindere mate van de diepte waarop het magma is gekristalliseerd). De belangrijkste chemische variabele is de hoeveelheid SiO₂ van het magma, dat kan variëren van grofweg 45 gewichts% tot 75%. Magma's die direct uit mantel komen bevatten relatief weinig SiO₂, Na₂O en K₂O, en veel MgO, FeO en CaO. De textuur, en dan met name de kristalgrootte, van magmatische gesteenten is grotendeels afhankelijk van de snelheid waarmee het magma is afgekoeld: snelle afkoeling zorgt voor kleine kristallen, terwijl mineralen bij langzame afkoeling groter kunnen uitgroeien. Wanneer je de kristallen niet met het blote oog waar kunt nemen, noemen we de textuur **afanitisch**. Indien het magma nog net iets sneller is afgekoeld, zodat er helemaal geen kristallen zijn gevormd, maar enkel een glas, dan spreken we over een **hyalijne** textuur. Dit komt vooral bij felsische (=silica-rijke, zie hieronder) smelten voor. **Obsidiaan** is een felsisch hyalijn gesteente. Wanneer er kristallen zichtbaar zijn in een fijnkorreligere (of afanitische, of glasachtige) grondmassa, is de textuur

porfiritisch. Wanneer het gehele gesteente uit macroscopisch zichtbare kristallen bestaat, is de textuur **holokristallijn**.

De snelheid waarmee magma's afkoelen, en dus de grootte van hun kristallen, is afhankelijk van de temperatuur van de omgeving waarin ze terecht komen. Aan het aardoppervlakte is het kouder dan binnen in de aarde (denk aan de geothermale gradiënt), dus **extrusieve** (=vulkanische) gesteenten hebben over het algemeen een kleinere kristalmaat dan **intrusieve** (plutonische) gesteenten. Extrusieve gesteenten zijn hyaliën, afanitisch of porfiritisch, en intrusieve gesteenten meestal holokristallijn. De porfiritische (of porfirische) textuur ontstaat wanneer het magma eerst een periode van langzame afkoeling doormaakt, diep in de aarde. Hierbij worden de grotere kristallen gevormd, die **fenokristen** of eerstelingen worden genoemd. Wanneer het magma (smelt+kristallen) aan het aardoppervlakte komt (b.v. bij een vulkaanuitbarsting) zal de smelt snel afkoelen, en de fijnkorreligere (afanitische of hyaliëne) **grondmassa** of matrix vormen. **Gang-gesteenten** houden qua textuur vaak het midden tussen intrusieve en extrusieve magmatische gesteenten (Fig. 6.1).

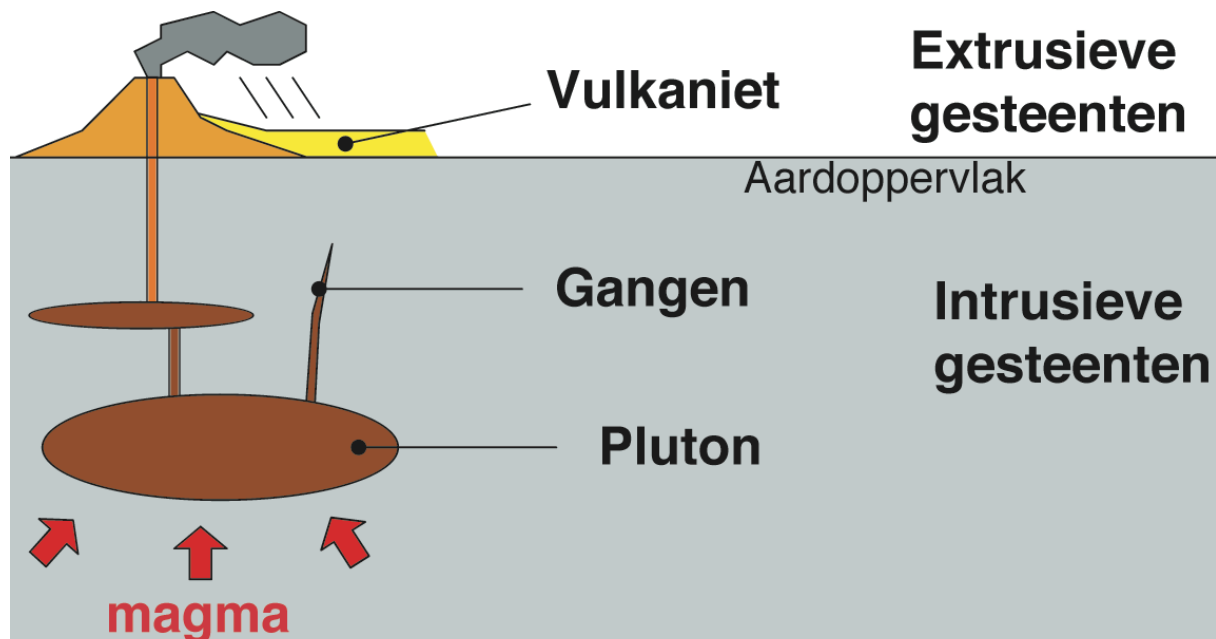


Fig. 6.1: Intrusieve, extrusieve en gang-gesteenten.

Classificatie magmatische gesteenten: algemene benamingen

Om orde te scheppen in de variabiliteit van magmatische gesteenten zijn er verschillende classificaties bedacht. Een zeer algemene manier om magmatische gesteenten aan te duiden is op basis van het SiO₂-gehalte:

SiO ₂ gewichts%	naam	verouderde naam	voorbeeld
>66	felsisch	zuur	graniet (intrusief)
52-66	intermediair	intermediair	andesiet (extrusief)
45-52	mafisch	basisch	basalt (extrusief)
<45	ultramafisch	ultrabasisch	peridotiet (mantel)

In ouderwetse handboeken komt je nog wel de benamingen "zuur" of "basisch" tegen voor felsische en mafische gesteenten. Het woord **mafisch** komt van "Magnesium-Fe" en **felsisch** van "veldspaat-Si" (maar dan in het engels "feldspar" i.p.v. veldspaat). Dat geeft al aan wat voor een samenstelling we kunnen verwachten: in felsische gesteenten vinden we veel silica (kwarts) en veldspaat, terwijl mafische gesteenten juist veel mineralen met ijzer en magnesium zullen bevatten (olivijn, pyroxeen). Ultramafische gesteenten bevatten dus ultra-veel magnesium- en ijzerhoudende mineralen; **intermediaire** gesteenten vallen tussen

mafische en felsische in. **Ultramafische** gesteenten zijn meestal mantelgesteenten; er zijn maar heel weinig ultramafische gesteenten die ooit helemaal opgesmolten waren, vanwege de zeer hoge temperatuur die nodig is om een ultramafische smelt te produceren. Mafische magma's worden gevormd door het partieel opsmelten van de mantel. Intermediaire en felsische magma's worden gevormd doordat mineralen aan mafische magma's onttrokken worden, maar kunnen ook gevormd worden wanneer korstgesteenten (b.v. sedimentaire gesteenten) opsmelten. Eventueel kunnen ultramafische gesteenten ook **cumulaten** zijn: een opeenhoping van de mineralen die aan een mafisch magma onttrokken zijn.

Omdat het moeilijk is om het SiO₂-percentage van gesteenten te zien, worden gesteenten in het veld (of de practicumzaal) ook wel geclassificeerd op grond van hun kleur, oftewel, op grond van het percentage aan donkere bestanddelen. Dit wordt de Colour Index (CI) genoemd. Onder "donkere bestanddelen" verstaat men pyroxeen, amfibool en biotiet (die meestal inderdaad bruin tot zwart van kleur zijn), maar ook olivijn (dat groen is). Kwarts, alkalielddspaat, plagioklaas of muscoviet zijn geen donkere bestanddelen.

colour index (= % donkere mineralen)	naam
0-35	leucocratisch
35-65	mesocratisch
65-90	melanocratisch
90-100	ultramafisch

De twee indelingen zijn aan elkaar gerelateerd: felsische gesteenten zijn over het algemeen leucocratisch; intermediaire gesteenten mesocratisch; mafische gesteenten melanocratisch; en ultramafische gesteenten zijn in beide indelingen gelijk.

Ultramafische gesteenten: de mantel

Om wat specifiekere namen aan gesteenten te geven, kijken we meestal naar de mineraalinhoud. Je moet echter eerst bedenken of je te maken hebt met een ultramafisch gesteente, of met een mafisch-intermediair-felsisch gesteente. Voor ultramafische gesteenten houden we de indeling aan die in fig. 6.2 wordt gegeven.

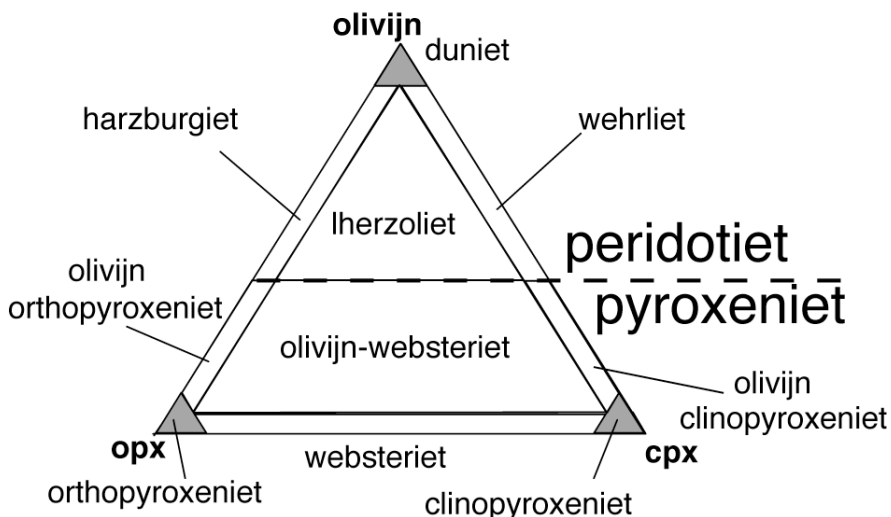


Fig. 6.2: Indeling van de ultramafische gesteenten. Het bovenste deel van het diagram is het belangrijkste, want de meeste mantelgesteenten zijn peridotieten.

De meeste mantelgesteenten bevatten meer dan 50% olivijn en vallen in de bovenste helft van de driehoek; het zijn dus **peridotieten**. Omdat de druk bepaalt welke mineraalfase de aluminium in mantelgesteenten bevat (fig. 5.5), bestaan er plagioklaas-, spinel- en granaat-peridotieten. De stukken mantel die we aan het aardoppervlakte tegenkomen bestaan meestal uit spinel peridotieten. De plekken waar we de mantel aan het aardoppervlak zien zijn 1. mid-oceanische ruggen (maar dan wel onder vele kilometers water); 2. als insluitsels (peridotiet knollen; xenolieten = vreemde gesteenten) in bepaalde basaltische magma's (dit

zijn stukken van de mantel die door het magma mee omhoog zijn gevoerd); 3. in zogenaamde ofioliet-complexen, waar een stuk lithosfeer (dus korst + bovenste deel mantel) door tektonische processen aan het oppervlakte is gekomen.

Wanneer de mantel gedeeltelijk opsmelt, zal de smelt die gevormd wordt niet dezelfde samenstelling hebben als het gehele gesteente. Basalten, die gevormd worden door het partieel opsmelten van de mantel, bevatten meer SiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O en TiO_2 dan mantelgesteenten, maar minder MgO . De mantel die achterblijft na het smelten (de "residuele mantel") is dus verarmd aan alle elementen die preferent de basaltsmelt in zijn gegaan, en aangerijkt aan MgO . Het gevolg is dat de mantel door dit smeltproces armer wordt aan clinopyroxeen ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) en rijker aan olivijn (Mg_2SiO_4). Door het partieel smelten verandert de mantel in samenstelling van een lherzoliet, via een harzburgiet, in een duniet (fig. 6.2).

Vorming primaire magma's (=basalt)

We hebben het tijdens de les over de werking van de aarde er al kort over gehad wat de reden is voor het opsmelten van de mantel. Adiabatiscie decompressie was van belang bij mid-oceanische ruggen, maar ook bij intracontinentale slenken (=continentaal intraplate vulkanisme in figuur 6.3) en gedeeltelijk ook bij oceanische eilanden. Een verhoging van de temperatuur speelt bij oceanische eilanden ook een rol, want hier komt materiaal van zeer diep in de mantel, waar het veel warmer is, snel naar boven toe, en zal dus de temperatuur van de omgevende mantel verhogen. Het toevoegen van water is de reden waarom bij subductiezones de mantel ten dele opsmelt. De hoeveelheid magma die per jaar in deze contrasterende tektonische milieus gevormd wordt is verschillend (Fig. 6.3)

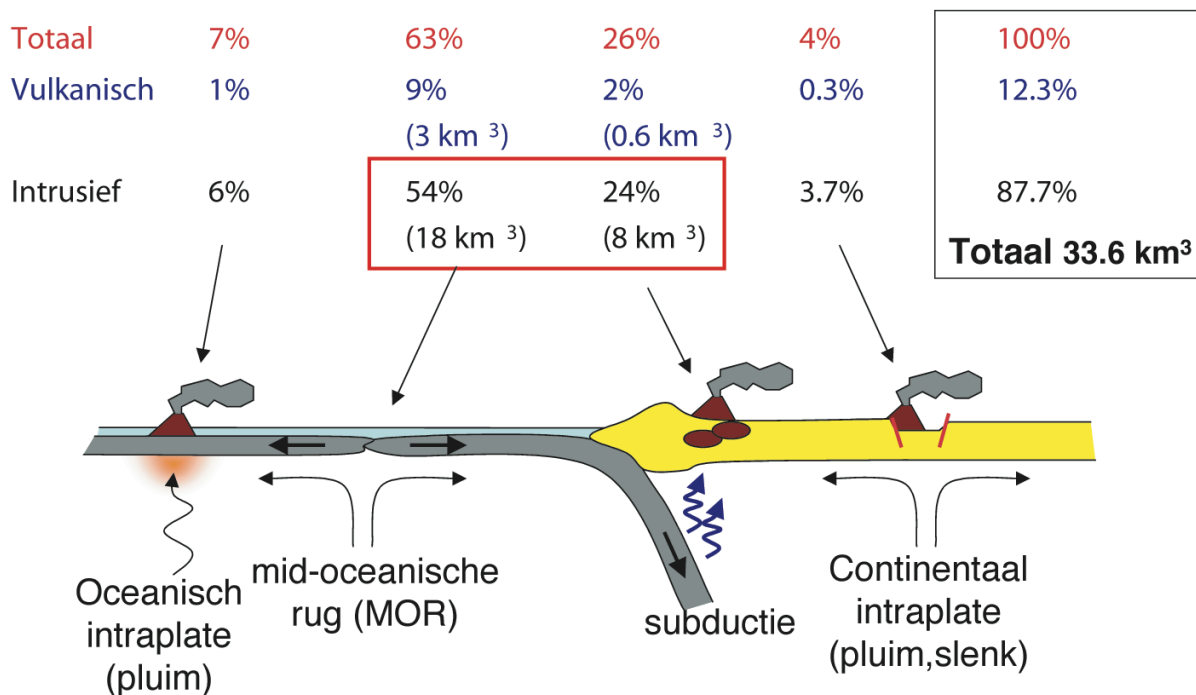


Fig. 6.3: Hoeveelheid geproduceerd magma als functie van tektonische omgeving.

In figuur 6.3 valt op dat verreweg het meeste magma wordt geproduceerd bij mid-oceanische ruggen en subductiezones; en dat het meeste magma nooit het oppervlakte van de aarde bereikt, maar in of onder de korst blijft steken als intrusieve gesteenten.

Basaltische smelt wordt gevormd door het partieel opsmelten van de mantel. De hoeveelheid smelt die uit een bepaald stuk mantel gevormd kan worden wordt bepaald door de temperatuur, druk en de aanwezigheid van volatiele bestanddelen zoals water of kooldioxide.

Het opsmeltingspercentage van de mantel beïnvloedt de samenstelling van de gevormde smelt.

Voordat er genoeg magma is om een vulkanische uitbarsting te krijgen, moet de smelt zich eerst ergens verzamelen. Dit gebeurt vaak in relatief ondiepe **magma-kamers** in de korst. Daar zal het magma langzaam afkoelen, en zullen zich kristallen beginnen te vormen. Hier kan het dan ook **kristalfractionatie** ondergaan, waarbij het evolueert van een basaltisch naar een intermediair magma (zie hieronder). Eventueel kan het op deze plek ook stukken korstgesteente "**assimileren**" (opsmelten en oplossen), waardoor de samenstelling van het magma ook verandert naar een meer intermediair-felsische samenstelling; dit proces wordt **korstcontaminatie** genoemd. Het basaltisch magma kan echter ook zonder verdere modificatie aan het aardoppervlak komen; dan spreken we over een "**primaair magma**".

Je kunt je voorstellen dat er een grote diversiteit aan magma's kan ontstaan door processen als fractionele kristallisatie en korst contaminatie, maar zelfs primaire magma's vertonen onderlinge verschillen, die voor een groot deel afhankelijk zijn van de tektonische omgeving waarin ze gevormd worden. De tektonische omgeving (mid-oceanische rug, oceanisch eiland, subductie zone) bepaalt namelijk de wijze waarop de mantel smelt, de diepte, en zelfs de samenstelling van de mantel (met water er bij voor subductiezones, diepe mantel voor oceanische eilanden, ondiepe mantel bij mid-oceanische ruggen).

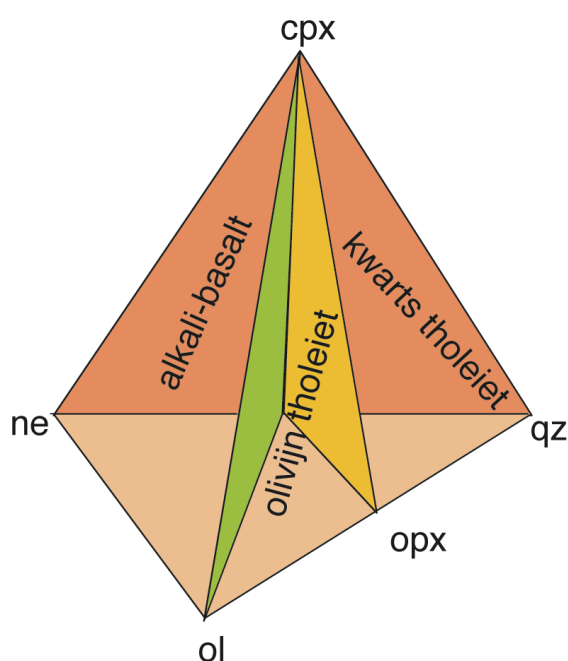


Fig. 6.4: Het basalttetraëder, waarin basalten worden geclassificeerd op grond van de mineralen die gevormd zouden worden indien het magma geheel uit zou kristalliseren (=normatieve mineralen). ne= nefelien; ol=olivijn; opx=orthopyroxeen; qz=kwarts; cpx=clinopyroxeen. Alkali-basalten zijn sterk silica-onderverzadigd, olivijn tholeieten zijn (minder sterk) silica-onderverzadigd, en kwarts tholeieten zijn silica-oververzadigd. Als een kwarts tholeiet dus helemaal zou uitkristalliseren, zou deze (in deze vereenvoudigde representatie) bestaan uit clinopyroxeen, plagioklaas (punt tussen ne en qz), orthopyroxeen en kwarts.

Primaire magma's zijn altijd basaltisch van samenstelling (de definitie daarvan komen we zometeen tegen), en kunnen ingedeeld worden op basis van hun graad van **silica-verzadiging**. Hierbij moet je je voorstellen welke mineralen gevormd zouden worden indien het magma helemaal uit zou kristalliseren (en dus een holokristallijn gesteente zou vormen). Deze (imaginaire) mineralen die uit het magma gevormd zouden worden, heten "**normatieve mineralen**". Sommige magma's bevatten dan "**silica-onderverzadigde**" mineralen. Dit zijn mineralen die met kwarts (of met een SiO₂-rijke smelt) zouden reageren tot mineralen met meer silica, zogenaamde "silica-verzadigde" mineralen. Silica-onderverzadigde mineralen zijn olivijn en de veldspathoïden (nefelien, leuciet, sodaliet). Olivijn reageert met kwarts tot orthopyroxeen, en de veldspathoïden (of veldspaatvervangers, of foïden) reageren met kwarts tot plagioklaas of alkaliveldspaat. Pyroxenen en veldspaten zijn dus silica-verzadigde mineralen. Silica-oververzadigde magma's zullen een SiO₂-polymorf (al naar gelang de temperatuur cristobaliet, tridymiet of kwarts) vormen wanneer ze helemaal uitkristalliseren. De silica-verzadigingsgraad van basaltische magma's is afhankelijk van de diepte waarop de mantel is opgesmolten, het percentage van opsmelting, en de aanwezigheid van water of CO₂. Opsmelting van de mantel bij hoge druk, tot een gering percentage, en in de

aanwezigheid van CO₂ in plaats van water leidt tot silica-onderverzadigde magma's. Hoge percentages smelt, lage druk en de aanwezigheid van water leidt tot de vorming van silica-oververzadigde magma's. Magma's uit subductiezones (ondiep smelten, water aanwezig) zijn meestal silica-oververzadigd, bij mid-oceanische ruggen zijn de basalten meestal ietsje minder silica-oververzadigd; en bij oceanische eilanden en "intraplate" vulkanisme (b.v. Eifel, Massif Central: slenken en mantelpluimen onder continent) zijn veel van de basaltische magma's silica-onderverzadigd.

Basaltische magma's kunnen ingedeeld worden in het zogenaamde **basalttetraëder** (fig. 6.4), waarbij alkali-basalten sterk onderverzadigd zijn, olivijn tholeieten nog steeds onderverzadigd zijn, maar minder sterk, terwijl kwarts tholeieten silica-oververzadigd zijn. Silica-verzadigde basalten liggen precies in het vlak tussen cpx en opx (en komen dus niet zo vaak voor).

Vorming intermediaire-felsische magma's: kristalfractionatie

Wanneer primaire magma's afkoelen, komen ze onder hun **liquidus** temperatuur terecht, en zullen zich kristallen beginnen te vormen. Het eerste mineraal dat in een basaltische smelt vormt is meestal forsterietrijke olivijn, plus chroomrijke spinel. Olivijn bevat beduidend meer MgO en iets minder SiO₂ dan het magma waaruit het kristalliseert. Wanneer de olivijn dus gescheiden raakt van het magma waarin het vormde, zal het magma armer zijn geworden aan MgO en rijker aan SiO₂ ten opzichte van zijn beginsamenstelling. Dit is het proces van kristalfractionatie of fractionele kristallisatie. Een ander mineraal dat vrij vroeg in de fractionatie-sequentie uit basalten begint te kristalliseren, is diopsiedrijke clinopyroxeen, en vaak ook anorthietrijke plagioklaas. Wanneer deze kristallen aan het magma onttrokken worden, wordt deze armer aan CaO. Men denkt dat deze kristallen van de smelt gescheiden worden doordat ze naar de bodem van de magmakamer zinken (volgens de wet van Stokes: de kristallen hebben een groter soortelijk gewicht dan de silicaatsmelt), en daar cumuleren vormen.

De eerste persoon die opmerkte dat mineralen in een bepaalde volgorde uit een silicaatsmelt kristalliseerden heette Bowen, vandaar dat deze fractionatievolgorde "Bowens reactie reeks" wordt genoemd (Fig. 6.5). De reeks die Bowen herkende was die voor kwarts tholeieten (fig. 6.4) – andere types basalten volgen een iets andere fractionatie volgorde, maar het idee in zijn algemeenheid houdt nog steeds stand (sinds 18zoveel).

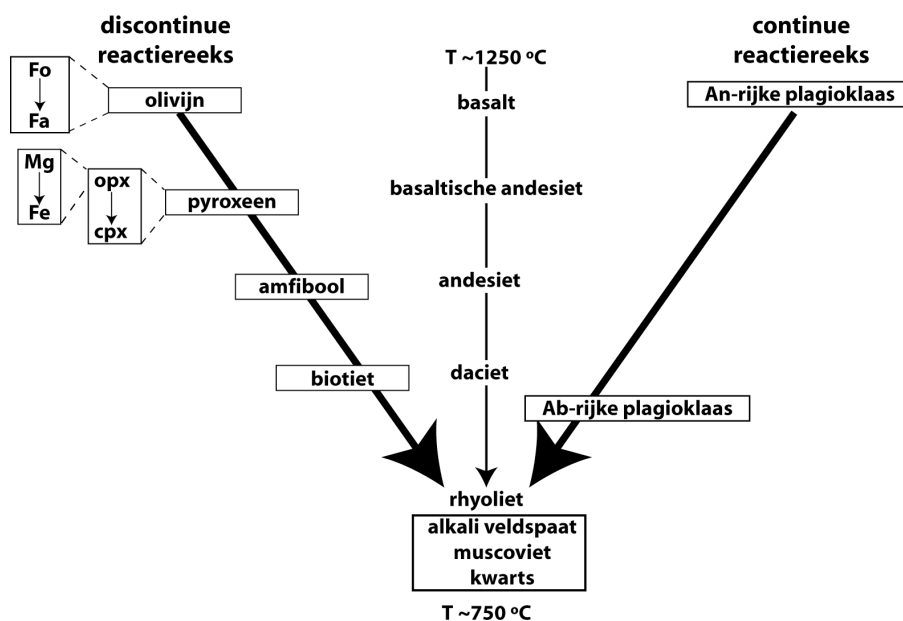


Fig. 6.5:
Bowens
reactie reeks.

Binnen Bowens reactie reeks zijn er een continue en een discontinue reactiereeks te onderscheiden. Plagioklaas is het eerste felsische (lichtgekleurde) mineraal dat in een basalt begint uit te kristalliseren. De plagioklaas die uit een basalt kristalliseert is rijk aan anorthietcomponent (dus veel CaO), terwijl de plagioklaas die uit intermediaire of felsische magma's kristalliseert albietrijker is. In mafische tot en met felsische magma's blijft

plagioklaas dus uitkristalliseren, maar de samenstelling van de plagioklaas verandert wel. Dit is wat bedoeld wordt met een continue reactiereeks. De mafische mineralen vormen een discontinue reeks, waarbij één mineraal wordt opgevolgd door een ander mineraal wanneer het magma felsischer wordt. In basalten vindt men enkel olivijn, vervolgens wordt olivijn afgewisseld door pyroxeen, pyroxeen door amfibool, enzovoorts. Dit moet je niet al te letterlijk nemen: er bestaat ook overlap tussen de stabiliteitsbereiken van de mafische mineralen, dus olivijn en clinopyroxeen kunnen bijvoorbeeld gelijktijdig uitkristalliseren. Binnen deze discontinue reactiereeks vinden eigenlijk ook nog continue reactiereeksjes plaats, want de allereerste olivijn die uitkristalliseert bevat meer forsteriet (Mg-olivijn), terwijl latere olivijnen fayalietrijker zijn.

Als gevolg van de door Bowen beschreven fractionele kristallisatie worden uit basalten basaltische andesieten gevormd, vervolgens andesieten, dacieten, rhyodacieten en rhyolieten; en dit brengt ons tot de naamgeving van magmatische gesteenten.

Classificatie magmatische gesteenten

Net als de ultramafische gesteenten worden de (andere) magmatische gesteenten ook geclassificeerd op de basis van de mineralen die aanwezig zijn. Dit gaat het makkelijkst voor de intrusieve gesteenten, want die zijn holokristallijn, en dus kan je alle mineralen met het blote oog waarnemen. Met extrusieve (vulkanische) gesteenten is dit een stuk lastiger, want dan kan je enkel de fenokristen zien, terwijl een deel van de mineralen nog in een fijnkorrelige grondmassa of glas "verstopt" zitten. Voor de classificatie van vulkanische gesteenten wordt daarom soms gebruik gemaakt van een puur chemische classificatie op basis van SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ gehalte – daar heb je weinig aan als je in het veld staat (of in jullie geval: in de practicumzaal zit), omdat je het SiO_2 -gehalte niet visueel kan waarnemen.

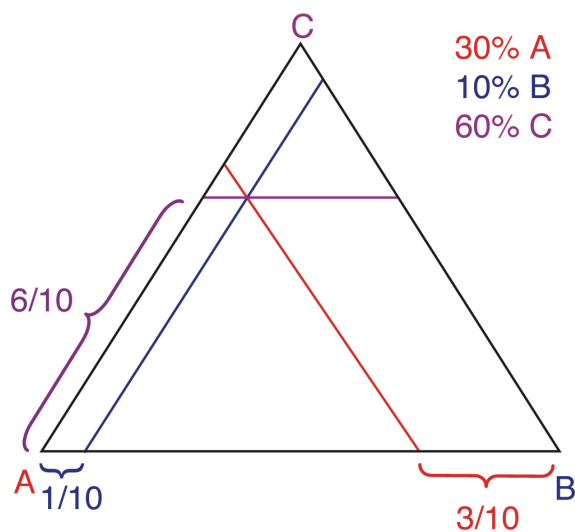


Fig. 6.6: Wijze waarop je een samenstelling in een driehoeksdiaagram moet plotten.

Eén van de indelingen van magmatische gesteenten maakt enkel gebruik van de felsische (lichtgekleurde) mineralen: plagioklaas (P), kwarts (Q), alkaliveldspaat (A) en de foïden (of veldspathoïden; F). Kwarts en foïden kunnen niet naast elkaar voorkomen, zodat de indeling dus eigenlijk geschiedt op basis van relatieve hoeveelheden kwarts, plagioklaas en alkaliveldspaat, of relatieve hoeveelheden foïden, plagioklaas en alkaliveldspaat. Dit gebeurt in een driehoeksdiaagram. Om iets te kunnen plotten in deze diagrammen moet je dus eerst de som van de QAPF mineralen op 100% zetten, en dan bepalen hoeveel procent van de drie mineralen er in je gesteente aanwezig zijn. Hoe je iets in een driehoeksdiaagram plot, zie je in figuur 6.6.

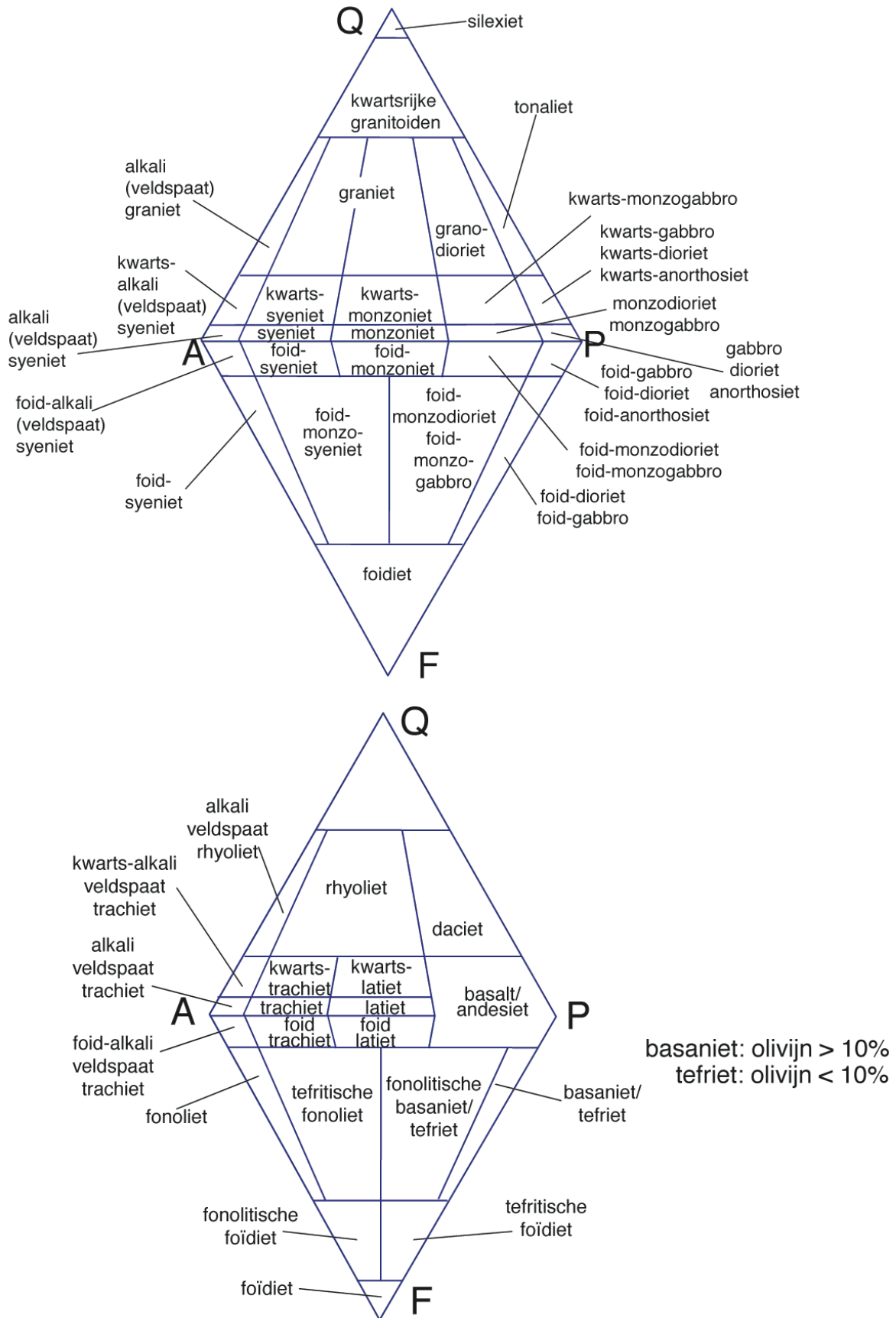


Fig. 6.7: QAPF diagrammen voor intrusieve (boven) en extrusieve (onder) gesteenten.

Het uiteindelijke diagram waarin je de samenstelling plot heet het QAPF diagram, ook wel Streckeisen diagram genoemd, naar de "uitvinder" hiervan (fig. 6.7). Hiervan hoeven jullie zeker niet alle namen te kennen. Van de intrusieve gesteenten moet je weten waar **gabbro**,

dioriet, tonaliet, granodioriet en graniet zo ongeveer zitten; van de extrusiva de equivalenten: **basalt, andesiet, daciet, rhyoliet**. Hiervan zijn gabbro en basalt mafische gesteenten; dioriet, tonaliet, andesiet en daciet zijn intermediair; granodioriet, graniet en rhyoliet zijn felsisch. Wat je verder nog moet weten is dat de namen vanuit de onderste driehoeken met "foïd" er in stamnamen zijn. Je kijkt dan welke foïde aanwezig is, en vervangt dan "foïd" door hetzij nefelien, leuciet, noseaan, sodaliet of hauyn. Een gesteente met de naam foïdriet bestaat dus niet, een nefeliniet bestaat wel.

Er is een correlatie tussen de hoeveelheid felsische mineralen, waarop de QAPF classificatie is gebaseerd, en de soort mafische (ferromagnesische) mineralen die er gewoonlijk in een magmatische gesteenten aanwezig zijn (Fig. 6.8). Dit is vooral een handig hulpmiddel bij extrusieve gesteenten. Hiervan kan je namelijk zelden goed bepalen wat de verhoudingen van de lichtgekleurde bestanddelen zijn. Als je echter kan herkennen welke donkere mineralen aanwezig zijn, krijg je al een goed idee of je met een mafisch of intermediair gesteente te maken hebt. Olivijn komt enkel in (ultra)mafische gesteenten voor (peridotiet, basalt, gabbro), amfibool is typisch voor intermediaire gesteenten, en biotiet voor intermediaire tot felsische gesteenten. Als er geen donkere mineralen aanwezig zijn, is het gesteente zeker felsisch. Natuurlijk kan je bij extrusiva ook weer op de kleur (colour index) van het gesteente als geheel letten: basalten zijn donker van kleur, rhyolieten licht.

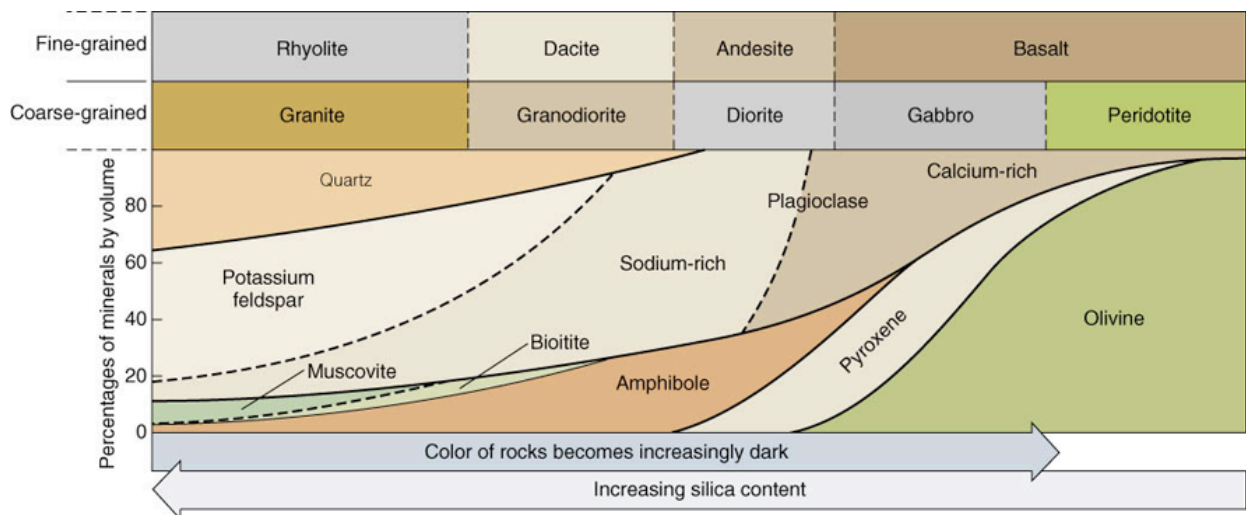


Fig. 6.8: Correlatie tussen lichte en donkere mineralen, als functie van het type gesteente.

Benoemen magmatische gesteenten

Hoe ga je in de praktijk te werk om een naam te plakken op een magmatisch gesteente? Ten eerste kijk je naar de textuur: is het gesteente holokristallijn, of porfiritisch? Als het holokristallijn is, zal je met een intrusief gesteente te maken hebben; porfiritische gesteenten zijn extrusief. Dat bepaalt dus al uit welke groepen van gesteentenamen je kan kiezen.

Vervolgens kijk je naar de mineraalinhoud. Als het gesteente holokristallijn is, en voor meer dan 90% uit donkere mineralen bestaat (olivijn, pyroxeen, amfibool), dan mag je het QAPF diagram niet gebruiken. Het is dan vermoedelijk een mantelgesteente (of een cumulaat). Met meer dan 50% olivijn is het dan een peridotiet.

Als het gesteente minder dan 90% donkere mineralen bevat, moet je proberen te ontdekken wat de identiteit van de mineralen is. Daarom heb je de eerste twee practica naar mineralen gekeken. Om te beginnen kan je al kijken naar de algemene kleur van het gesteente om te zien of je met een felsisch, intermediair of mafisch gesteenten te maken hebt. Belangrijk is ook om te zien of er kwarts aanwezig is (helder, glasglans, geen splijting, conchoïdale breuk). Dan heb je altijd met een intermediair-felsische gesteente te maken (daciet-rhyoliet voor extrusiva, tonaliet-granodioriet-graniet voor intrusiva). Om te onderscheiden tussen tonaliet, granodioriet en graniet moet je schatten hoeveel plagioklaas en alkali-veldspaat aanwezig is. Als je geluk hebt is alkali-veldspaat enigzins rood van kleur, en plagioklaas eerder groen. Alkali-veldspaat bevat ook vaak enkelvoudige tweelingen, plagioklaas niet. Als

het je niet lukt om dit onderscheid te maken, dan kan je nog naar de hoeveelheid donkergekleurde mineralen kijken. Een graniet heeft er minder dan een granodioriet. De hoeveelheid donkere mineralen is ook de beste manier om een daciet van een rhyoliet te onderscheiden. Met wat geluk kan je ook de identiteit van de donkere mineralen achterhalen: amfibool is eerder kenmerkend voor een daciet, biotiet voor een rhyoliet (maar dit hangt ook af van de hoeveelheid kalium in het gesteente, dat niet direct gerelateerd is aan het SiO₂-gehalte).

Als het gesteente geen kwarts bevat, is het een mafisch tot intermediair gesteente; óf een kwarts-onderverzadigd gesteente. Deze laatste herken je (hopelijk) aan de aanwezigheid van foïden; hiervan is leuciet het makkelijkst te herkennen in handstuk (bolletjes). Hoe meer donkere mineralen, des te mafischer het gesteente. Als je olivijn kunt herkennen, is het mafisch: een basalt (extrusief) of gabbro (intrusief). Gabbro's bevatten echter niet veel olivijn, maar eerder pyroxeen als mafisch mineraal. Als het donkere mineraal geïdentificeerd kan worden als amfibool (verschil in doorsnede en splijtingsrichting vergeleken met pyroxeen, plus een hogere glans op splijtingsvlakken), dan is het gesteente eerder intermediair: dioriet-tonaliet als intrusief, andesiet als extrusief. Andesieten zijn vaak ook opvallend rijk aan plagioklaas als fenokrist.

Speciale namen

Naast deze QAPF-gebaseerde indeling zijn er nog wat speciale namen voor magmatische gesteenten. Gesteenten die hyaliën zijn (dus voor 100% uit glas bestaan) worden **obsidiaan** genoemd. Een massief stuk obsidiaan ziet er zwart uit, maar als je naar dünnere randjes kijkt, kan je zien dat het eigenlijk vrij licht van kleur is. Obsidiaan heeft altijd een felsische samenstelling, vergelijkbaar met een rhyoliet.

Er bestaan ook gangen van felsische gesteenten die zeer weinig donkere bestanddelen bevatten. Als deze gangen fijnkorrelig zijn, dan worden ze **apliet** genoemd; hebben ze juist zeer grote kristallen, dan zijn het **pegmatieten**. Naast kwarts en alkaliveldspaat bevatten deze meestal muscoviet, soms ook biotiet of Mn-rijke granaat. Toermalijn komt ook relatief vaak voor (meestal donkere staafjes, met lengtestreping, en hopelijk een drievoudige symmetrie herkenbaar). Het is lastig om in handstuk een duidelijke scheidslijn te leggen tussen graniet, apliet en pegmatiet, omdat je in de practicumzaal niet meer kan zien of het ganggesteenten zijn. Pegmatieten worden gevormd uit een zeer waterrijke smelt met een lage temperatuur en lage viscositeit; men denkt dat aplieten vormen wanneer een dusdanig smelt zijn water kwijtraakt (bijvoorbeeld door drukverlaging).

Als een vulkaan uitbarst en er materiaal naar buiten wordt geslingerd dat veel gasbellen bevat, dan spreken we over **puimsteen** (indien het licht van kleur is, en het magma dus een felsische samenstelling had) of **scoria** (wanneer het rood of zwart van kleur is, en het magma een mafische samenstelling had). Puimsteen heeft een zeer lage dichtheid, en kan op water blijven drijven. Scoria daarentegen zinkt wanneer je het in het water gooit.

Tenslotte hebben we nog een **tuf**, een gesteente dat ook gevormd wordt tijdens een explosieve vulkaanuitbarsting. Hier zullen we het volgende les nog verder over hebben, maar het bestaat uit een mengsel van vulkanische as, kristallen en gesteentefragmenten. Het is dus zeer heterogeen, en kan zowel vulkanische fragmenten bevatten, als andere soorten gesteenten (bijvoorbeeld sedimenten), die tijdens de uitbarsting meegevoerd zijn.