

---

# Geomorfologia de processos

---

PID\_00237709

Ramon J. Batalla  
Damián Vericat

---

Temps mínim de dedicació recomanat: 6 hores

---





# Índex

<b>1. Definició i àmbit d'estudi.....</b>	<b>5</b>
<b>2. Meteorització.....</b>	<b>8</b>
2.1. Meteorització física o mecànica .....	8
2.1.1. Fragmentació per gelada (gelifracció) .....	9
2.1.2. Descompressió .....	9
2.1.3. Expansió tèrmica .....	10
2.1.4. Activitat biològica .....	11
2.1.5. Cristal·lització de les sals a zones litorals (haloclàstia) .....	13
2.2. Meteorització química .....	13
2.2.1. Hidratació .....	14
2.2.2. Hidròlisi .....	14
2.2.3. Dissolució .....	14
2.2.4. Oxidació i reducció .....	15
2.2.5. Carbonatació .....	16
2.3. Factors que controlen la modalitat i eficàcia de la meteorització .....	17
2.3.1. Tipus de material .....	17
2.3.2. L'ambient climàtic .....	17
2.3.3. Estructura geològica .....	18
2.3.4. Topografia .....	18
2.3.5. Hidrosfera .....	18
2.3.6. Biosfera .....	18
2.4. El sòl .....	19
<b>3. L'erosió.....</b>	<b>21</b>
3.1. L'erosió i els seus efectes: degradació i desertificació .....	21
3.2. Factors i agents erosius .....	26
3.2.1. Erosivitat de l'aigua de pluja .....	27
3.2.2. Erosionabilitat del sòl .....	29
3.2.3. Erosivitat de l'escolament .....	31
3.2.4. Erosió eòlica .....	38
3.3. Distribució de l'erosió del sòl .....	39
<b>4. Els processos i les formes fluvials.....</b>	<b>47</b>
4.1. Introducció: el treball geomorfològic dels rius .....	47
4.2. Erosió fluvial .....	48
4.2.1. Força-resistència: fonaments hidràulics .....	50
4.3. Transport fluvial de sediment .....	55
4.4. Sedimentació .....	62
4.5. Evolució i formes fluvials .....	65

---

4.5.1.	Llit d'inundació i meandres .....	67
4.5.2.	Traçat dels corrents d'aigua .....	69
<b>Bibliografia</b> .....		<b>75</b>

## 1. Definició i àmbit d'estudi

La geomorfologia recent es caracteritza per l'èmfasi en l'estudi dels processos actuals i la seva relació amb el modelat del relleu. Mentre que a la geomorfologia clàssica l'aproximació als processos és, en general, descriptiva, a la geomorfologia actual el seu estudi s'ha convertit en el mitjà principal per explicar les formes del relleu, donant lloc al que podríem considerar una nova geomorfologia, la dinàmica o de processos, també anomenada *funcional* (Anhert, 1980).

Si bé la idea d'una geomorfologia dinàmica parteix de Strahler (1952) i es troba present en altres autors de la mateixa època (Dylick, 1957; Tricart i Cailleux, 1955), el desenvolupament exponencial de la mateixa es troba vinculat als treballs de geomorfologia fluvial portats a terme als Estats Units, tant des de la Universitat (Strahler, Wolman, Schumm, Hack, etc.), com des del Servei Geològic (Leopold, Maddock, Langbein, etc.). La descripció estadística dels sistemes fluvials i dels vessants data a terme per Strahler (1954), i l'aparició en la mateixa època dels articles de Leopold i Maddock (1953) sobre geometria hidràulica i de Schumm (1956) sobre l'evolució dels xaragalls, són l'inici d'una sèrie de treballs que van posar els fonaments d'una geomorfologia en la qual les formes del terreny tracten d'explicar-se mitjançant l'examen dels mecanismes que regeixen el seu desenvolupament, i no per la seva significació històrica. Tot això té la seva plasmació en la publicació del manual de Leopold, Wolman i Miller (1964), el qual no només tracta de processos fluvials, sinó que pretén ser també un text de geomorfologia de processos, ja que en el mateix es consideren també els processos de meteorització, o sigui, de preparació del material per a ser erosionat, i els processos als vessants, és a dir, de mobilització del material cap al curs fluvial.

L'estudi a fons dels processos geomorfològics ha fet reviure una de les polèmiques clàssiques en la interpretació del relleu terrestre, és a dir, la que contraposa la concepció catastrofista i la concepció uniformitarista. Plantejada la qüestió en termes actuals, es tracta de resoldre si és més efectiva en el modelat l'acció de processos de magnitud elevada i freqüència baixa, o ho són més els processos de magnitud baixa però de freqüència alta. Els que van replantejar el problema van ser Wolman i Miller (1960) en un treball que s'ha fet clàssic en geomorfologia. La conclusió a què arriben és que, en el modelat, són més importants els processos de magnitud baixa però de freqüència alta, encara que no per això deixen de reconèixer que algunes formes del relleu deuen la seva constitució a processos de gran magnitud però molt esporàdics en el temps, com en el cas de la majoria de ventalls al·luvials. Si bé el debat actual no té ni de bon tros el caràcter de combatiu que va tenir en l'època de Lyell (s. XIX), no és menys cert que molts geomorfòlegs han dedicat la seva atenció a aquest enfocament i, el que és més important, el tenen en compte en els seus treballs

### Nota

El material d'aquest apartat s'ha extret de:

**M. Sala; R. J. Batalla (1996).**  
*Teoría y métodos en geografía física.* Madrid: Síntesis.

d'investigació. La qüestió rau a discernir, en cada cas, la magnitud i freqüència del procés estudiat com a base per a la comprensió de la seva repercussió en el modelat.

Una de les característiques més notables de la geomorfologia moderna és l'adopció de manera gairebé massiva dels mètodes quantitius, que han donat posteriorment lloc a una geomorfologia de base quantitativa i matemàtica (Carson i Kirkby, 1972). Dins d'aquests mètodes i tècniques quantitius, un dels aspectes més importants és l'àmplia incorporació a la investigació de les mesures i els experiments al camp i al laboratori. Cal assenyalar el fet que, en les darreres dècades, ha aparegut una notable quantitat de textos dedicats a tractar tant els pressupostos teòrics de la Geomorfologia dinàmica com l'estudi a fons dels mecanismes i efectes de tots i cadascun dels grans agents geomorfològics, per la qual cosa les fonts per a l'estudi de processos són abundants. En cas de seguir com fins ara el desenvolupament d'aquesta àrea de coneixement, no seria d'estranyar que en un futur, algun dels apartats aconseguís arribar a tenir prou entitat per constituir un tema independent; de fet, ja succeeix així en un àmbit docent, especialment a moltes universitats anglòfones, on es donen cursos que tracten exclusivament d'alguns dels processos, com ara geomorfologia fluvial, la geomorfologia de vessants, etc. Cal tractar tant els pressupostos conceptuals i metodològics com les bases físiques de l'acció dels processos, com ara la resistència del substrat i els tipus de forces físiques que provoquen la seva inestabilitat. Després, separatament, cadascun dels grans processos i formes associades: meteorització, moviments en massa, erosió per escolament, dinàmica fluvial, etc.

Finalment, és interessant assenyalar que les bases teòriques i tècniques de la geomorfologia ambiental procedeixen de la geomorfologia de processos, que ha donat al geomorfòleg una comprensió cada vegada més completa dels mecanismes que regeixen el medi ambient i, per tant, de les seves alteracions. També s'utilitzen conceptes i tècniques de la geomorfologia estructural i climàtica, com ara el reconeixement de roques i les formacions superficials, i la cartografia geomorfològica, així com tècniques avançades en geomàtica (làser terrestre, fotografia automatitzada) i eines de processament de dades i de modelització que permeten d'entendre els processos geomorfològics a escales espacials i temporals impensables fa pocs anys. Els temes més destacats són:

- a) Alteracions a conques fluvials produïdes per canvis en els usos del sòl com la desforestació i la urbanització, així com canvis hidroclimàtics relacionats amb el canvi climàtic.
- b) Processos d'erosió hídrica o eòlica causats per agents naturals i antròpics.
- c) Alteracions de les lleres fluvials i les planes al·luvials, especialment en relació amb obres d'endegament, extraccions de sediments i graves.

**d)** Alteracions en la dinàmica costanera.

## 2. Meteorització

La meteorització és un procés general que experimenten els materials de la litosfera, com a resposta a les condicions de proximitat o contacte amb l'atmosfera, hidrosfera i biosfera. És, per tant, un procés d'adaptació continua de les roques al medi.

La meteorització es produeix quan la roca és fragmentada mecànicament (**meteorització física**) o alterada químicament (**meteorització química**), o ambdues coses a la vegada.

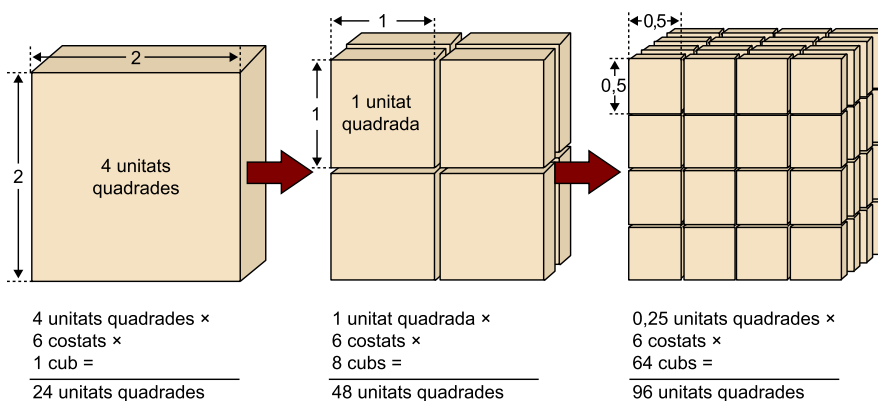
### 2.1. Meteorització física o mecànica

És el primer conjunt de processos de meteorització (com si fos la primera fase del procés). La roca és la mateixa i no canvia de propietats; només es fragmenta o desagrega en fragments cada vegada més petits (figura 1), donant partícules, grànuls i blocs; es deuen sobretot a les tensions produïdes per cinc processos físics sobre la roca:

- la fragmentació per gelada,
- la fragmentació per expansió provocada de la descompressió,
- l'expansió tèrmica,
- l'activitat biològica i
- la cristal·lització de les sals a zones litorals.

Aquesta fragmentació o ruptura de la roca en partícules més petites augmenta, consegüentment, la superfície disponible per la meteorització química (figura 1).

Figura 1. La meteorització química es produeix en aquells trossos de roca que estan exposats als elements externs. La meteorització mecànica trenca la roca en fragments cada vegada més petits, augmentant l'àrea disponible per a l'alteració química



Font: Tarbuck i Lutgens (2005).



### 2.1.1. Fragmentació per gelada (gelifracció)

L'agent més important en aquest procés és el **gel-desgel**, és a dir, l'aigua canviant de temperatura. L'important per la fragmentació és aquesta alternança (**cicles repetitius**) de la temperatura de l'aigua. L'aigua penetra en les diàclasis (fractures) de les roques i en gelar-se, com que augmenta de volum, fragmenta les roques i separa els blocs diaclasats. Fins i tot les roques massives poden sofrir aquest procés. Cal tenir present que l'aigua, quan es congela, té la **propietat d'expandir-se** aproximadament fins a un 9 % del seu volum original, ja que les molècules en aquest estat es troben més separades que en estat líquid. En conseqüència, l'aigua, quan es congela, acaba augmentant la mida de les obertures de la roca i creant-ne de noves després de molts cicles de gel-desgel.

A països de clima mediterrani, sobretot a la **muntanya**, aquest procés és gairebé diari, ja que la temperatura és alta durant el dia i baixa durant la nit. Aquests cicles repetitius de glaç i desglaç de l'aigua continguda en els porus i esquerdes (crioclàstia) a ambients periglacials actuals o pretèrits acaba per desenvolupar tarteres (figura 2).

Figura 2. Tartera a territori periglacial fruit de l'activitat de la gelifracció



Font: Geomorfologia 4º ESO.

### 2.1.2. Descompressió

És un tipus de meteorització física molt extensa, en la qual es produeix l'alliberament de lloses concèntriques (també anomenades en anglès *sheeting structures*) d'una gran massa de roca per la descompressió (o una reducció de pressió) que ocorre quan la roca arriba a nivells més propers a la superfície terrestre per l'erosió de la roca suprajacent.

Figura 3. Roca meteoritzada fruit de la descompressió



Font: Alexey Sergeev.

Aquestes estructures foliars es disposen paral·lelament i faciliten l'extracció de la roca a les pedreres, principalment de roques massives com el granit i el marbre, ja que a una roca diaclasada l'expansió seria absorbida entre els blocs.

La meteorització continuada acaba per separar i esqueixar les lloses, creant un dom d'exfoliació (amb fulles que poden arribar de 6 a 15 m de gruix). Aquestes s'acostumen a formar a la part superior d'una gran massa de roca massiva (figura 3).

### 2.1.3. Expansió tèrmica

Aquest és un tipus de procés físic que s'origina per les elevades variacions tèrmiques diàries que es produeixen a alguns ambients, en particular a deserts càlids on les **amplituds tèrmiques** diàries poden arribar a ser molt grans i el sol pot acabar escalfant molt la superfície del sòl. Amb aquesta variabilitat tèrmica, es produeix un cicle d'**expansió/contracció** i a roques formades per materials diferents (en les quals els materials més foscos absorbeixen més radiació), aquests es dilataran més i exerciran una pressió sobre la resta dels materials. Aquesta pressió pot arribar a produir des d'esquerdes a la roca fins a l'expulsió del material més fosc (figura 4). Els efectes d'aquesta activitat poden veure's incrementats quan la roca ha estat debilitada prèviament per una meteorització química.

Figura 4. Roca meteoritzada per l'expansió tèrmica, on la fractura es localitza just on hi ha els materials més foscos (expansió diferencial)



Font: Geomorfologia 4º ESO.

#### **2.1.4. Activitat biològica**

L'activitat dels éssers vius (plantes, animals cavadors i humans) també provoca meteorització, produint esquerdes i alterant les roques. En el cas de les plantes, les arrels penetren dins de les fractures de la roca buscant aigua i nutrients, obrint encara més les esclotxes i trencant la roca a mesura que van creixent (figura 5).

Figura 5. Fractura d'una roca i desplaçament dels seus fragments per l'acció originada pel creixement vegetal



Font: Geomorfologia 4º ESO.

Els animals excavadors, com els talps i els nombrosos invertebrats que viuen al sòl, desplacen material fresc cap a capes més altes on els processos físics i químics actuen amb més efectivitat (figura 6).

Hi ha altres organismes (denominats de descomposició: bacteris, fongs o líquens) que també trobem al sòl, però s'emmarquen dins del grup d'agents responsables de la meteorització química, ja que la seva activitat produeix substàncies de caràcter àcid que tenen altres efectes sobre el sòl. En aquest sentit, la meteorització biològica és produïda principalment pels éssers vius, i pot ser física i/o química.

Figura 6. Material fresc expulsat a la superfície per l'activitat d'un talp



Font: Geomorfología 4º ESO.

### 2.1.5. Cristal·lització de les sals a zones litorals (haloclàstia)

Es tracta d'un tipus de meteorització mecànica produïda per la pressió exercida pel creixement dels cristalls de sals continguts als porus o les clivelles de les roques, característica especialment de zones àrides litorals. En general, l'aigua del mar entra a les fissures de la roca, s'evapora i les sals acaben per precipitar, fet que incrementa l'obertura de les esclatxes (figura 7).

Figura 7. Efectes de l'haloclàstia sobre les roques



Font: Geomorfología 4º ESO.

## 2.2. Meteorització química

Són el conjunt de processos que alteren la **composició química** i les estructures internes de la roca, canviant el tipus de roca. Les transformacions químiques condueixen a la descomposició dels minerals. Els minerals transformats seran més estables si les condicions climàtiques (temperatura i pressió) continuen estables a la superfície de la terra. Els principals agents són l'aigua (com més alta la temperatura, millor) i la temperatura.

Els principals processos responsables de la meteorització química són:

- la hidratació,

- la hidròlisi,
- la dissolució,
- l'oxidació i reducció i
- la carbonatació.

### 2.2.1. Hidratació

És el procés d'absorció d'aigua per part d'argiles expansives, causant un increment del seu volum i un augment de la plasticitat del material (com l'argila mullada), mentre que la pèrdua de molècules d'aigua produeix la contracció i la facturació del material (figura 8).

Figura 8. Argiles que han perdut aigua (deshidratades)



Font: Geomorfología 4º ESO.

### 2.2.2. Hidròlisi

Reacció química en la qual l'aigua actua com a líquid reactiu i reacciona amb segons quins elements de la roca. La conseqüència és la pèrdua de minerals a les roques i la formació d'argiles i sorres (p. ex., el granit passa a sauló). A medis humits, la hidròlisi pot actuar fins a 1 metre de profunditat, i dóna lloc a materials molt plàstics pel contingut en argila però massa dèbils per a la construcció.

### 2.2.3. Dissolució

És la difusió de les molècules d'un cos a un altre, essent el més comú els sòlids (roques) en líquids (dissolvent). Majoritàriament aquest dissolvent és l'aigua, que incorpora molècules de materials com el guix, les sals o la roca calcària (àrees càrstiques), deixant així forats o canaletes (figura 9).

Figura 9. Paisatge càrstic fruit de la dissolució de la roca per aigua de pluja



Font: Heródoto. Blog de Ciencias Sociales y Pensamiento.

#### 2.2.4. Oxidació i reducció

Procés molt comú que s'origina quan minerals rics amb ferro entren en contacte amb l'oxigen, i aquests passen a fèrric ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). L'oxidació produeix tonalitats vermelloses o marrons en els estrats de les roques (figura 10). En canvi, en el procés de reducció, els minerals deixen anar l'oxigen, que passa a ferrós ( $\text{FeO}$ ). La reducció produeix tonalitats de color gris a les roques.

Figura 10. Les parets del Gran Canyó del Colorado, d'un intens color vermellós, es troben sota els efectes de l'oxidació química



Font: Piràmides de Bosnia.

### 2.2.5. Carbonatació

La roca calcària (que conté sobretot carbonat de calci,  $\text{CaCO}_3$ ), quan entra en contacte amb l'aigua enriquida amb diòxid de carboni ( $\text{CO}_2$ , aigua de pluja), produeix una reacció química amb la qual el  $\text{CaCO}_3$  es transforma en bicarbonat de calci  $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$ . El carbonat de calci és insoluble, mentre que el bicarbonat sí que ho és. Per això, en produir-se la reacció, el bicarbonat es traslladarà a un altre lloc, per exemple, mitjançant gotes. Aquesta reacció és reversible, és a dir, el bicarbonat de calci pot tornar a ser insoluble si li extraïem les molècules d'aigua i de  $\text{CO}_2$ .

Mitjançant aquesta reacció reversible, la calcita produeix una sal (bicarbonat càlcic) que és fàcilment transportable per les aigües superficials i subterrànies, originant tota una sèrie de formes del relleu característiques (coves, cavitats, estalactites, etc.; figura 11).

Figura 11. Mostra d'estalactites a les coves de Salnitre de Collbató, Massís de Montserrat, Barcelona



Font: Turismo Escolar.

L'acció conjunta d'aquests fenòmens (**meteorització física i química**) al llarg del temps dóna lloc a canvis notables en la **composició i configuració** de les roques superficials. Aquests canvis afecten els materials segons:

- Evolució cap a estats de més equilibri al sistema atmosfera-hidrosfera-litósfera.
- Transformacions irreversibles, que els fan passar d'estats massius a d'altres clàstics.
- Modificacions de volum, densitat, mida del gra, consolidació, permeabilitat.
- Formació de nous minerals.



- Concentració de minerals menys alterables (quars).
- Moviments de transferència que impliquen nous jaciments.
- Preparació de les roques per a l'erosió i el transport.

En aquest context, la meteorització s'ha de considerar com un conjunt d'accions articulades que donen lloc a materials alterats, alterites, o formacions superficials alterítiques; **partint d'elles, té lloc l'inici i el desenvolupament del sòl.**

### **2.3. Factors que controlen la modalitat i eficàcia de la meteorització**

Els tipus de **material** i l'**ambient climàtic** són els factors determinants que controlen el tipus i la velocitat de la meteorització. L'**estructura geològica**, la **topografia**, la **hidrosfera** i la **biosfera** contribueixen a exagerar o suavitzar els efectes que marquen els factors bàsics.

#### **2.3.1. Tipus de material**

Les característiques químiques de la roca (p. ex., composició, compacitat, etc.), així com les seves característiques físiques (p.ex., diàclasis) influeixen notablement a l'exposició (superfície disponible) del material davant la meteorització química.

Les roques ígnies (p. ex., granit), per la seva composició i textura, es prenen com a referència per establir índexs de durabilitat (estabilitat o resistència) i alterabilitat enfront de la meteorització.

#### **2.3.2. L'ambient climàtic**

El règim pluviomètric (humitat) i termomètric de cada localització (quantitat i qualitat d'aquests meteors) fan que actuï un tipus de meteorització o un altre. Des del punt de vista climàtic, els tipus de meteorització es poden adjudicar, encara que és una simplificació grollera:

- **Regions fredes i muntanya:** física o mecànica (falques de glaç), mínima o inexistent la química (l'aigua està en estat sòlid i no pot actuar químicament).
- **Càlides i humides:** química (molta matèria orgànica que deriva a substàncies químiques actives), mínima la física (arrels).
- **Regions desèrtiques:** meteorització física o mecànica (no hi ha disponibilitat d'aigua per la meteorització química).

- **Regions temperades:** ambdues, canviant molt segons les estacions de l'any.

L'activitat humana pot influir tant en la meteorització mecànica (p. ex., activitats extractives) com química (pluja àcida) en quasi qualsevol ambient.

### 2.3.3. Estructura geològica

Discontinuitats i fissures de la roca que condicionen la facilitat de penetració de l'aigua i la corresponent meteorització física i química.

### 2.3.4. Topografia

Controla la meteorització en un àmbit local, depenent de la inclinació del terreny:

- **Terrenys abruptes** afavoreixen la mobilització de materials, amb renovació constant de la capa superficial; dificulten la concentració d'humitat i no afavoreixen la meteorització química.
- **Terrenys plans** afavoreixen la concentració d'aigua i l'alteració profunda de la roca; en canvi, la superfície exposada als agents meteoritzants gairebé no es renova.
- **Pendents mitjans** que són més proclius a la meteorització, amb balanços d'entrada i sortida de materials més elevats.

### 2.3.5. Hidrosfera

Els elements que cal destacar quant a la hidrosfera són:

- **Aigües hipodèrmiques i subterrànies.** Tenen una funció mobilitzadora d'elements químics, molt important per desenvolupar horitzons edàfics.
- **Aigües superficials.** Importants per l'arrossegament dels productes de descomposició i acció contrària a la producció de sòl.

### 2.3.6. Biosfera

És un gran regulador químic i activador mecànic, i actua en els següents casos:

- **Primer cas:** introducció i/o extracció de matèria mineral al sòl, a través de processos d'humificació-mineralització i absorció.

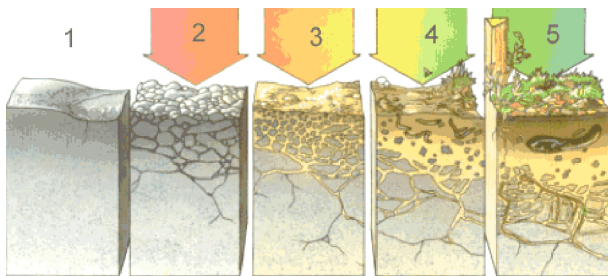
- **Segon cas:** creixement vegetal i activitat de la fauna especialitzada.

Encara que la meteorització contribueix a preparar els materials per altres agents del modelat, **no sol definir les grans formes del relleu**. Tant els relleus diferencials sobre materials durs (cretes), donant lloc a relleus tabulars, com sobre roques cristal·lines (inselbergs, doms, etc.) o relleus càrstics, són conseqüència de fenòmens més complexos en els quals la meteorització ha estat un agent més. Aquestes formes s'han d'analitzar en les formes del relleu, sigui climàtic o litològic. De tota manera, els **processos de meteorització** són importants per al desenvolupament dels vessants, ja que preparen el substrat rocós per a la **formació de sòl** i per a l'**erosió** dels diferents agents del modelat terrestre, tal com es descriu en els apartats posteriors.

## 2.4. El sòl

La meteorització estova i modela la roca mare per l'acció dels processos externs (aigua, vent, gel, etc.). A més a més, a mesura que la roca s'altera, també s'altera la **matèria orgànica** que té al damunt; cada vegada la roca es troba més alterada i més **éssers vius** són capaços de continuar alterant-la física i/ o químicament; la interrelació entre ambdós elements dóna lloc a una capa més superficial anomenada **sòl** (figura 12). El sòl és un cos natural complex i dinàmic en el temps i a l'espai, que sorgeix de la interacció de la biosfera, l'atmosfera i la hidrosfera amb la litosfera. L'àmbit ocupat pel sòl és anomenat **pedosfera**, i la ciència que l'estudia és l'edafologia.

Figura 12. Procés de formació dels sòls



1) Roca mare. 2) Acció mecànica (canvis de temperatura, gel, etc.). 3) Acció química de l'aigua i de les seves sals minerals. 4) Acció dels éssers vius. 5) Acció conjunta de totes les matèries orgàniques i inorgàniques. Font: BIOLULIA

Al final del procés, el **sòl** passa a ser un material natural format per **partícules sòlides** (minerals i orgàniques), **aigua i aire**. El sòl no és estàtic, sinó que evoluciona amb el temps i, tot i que no és un ens viu, es forma gràcies a la vida i alhora n'és suport. Les plantes (bosc, conreus) troben al sòl els nutrients que absorbeixen a través de l'aigua. La unitat de descripció dels sòls és el perfil, que és una successió de capes o horitzons que es fan visibles en practicar un tall vertical al terreny fins a alguns metres de profunditat, des de la superfície (horitzó A) fins a la part superior de la roca mare a partir de la qual s'ha desenvolupat el sòl (horitzó C). Els horitzons estan constituïts per minerals diversos, els quals difereixen segons els materials d'on provenen i es distingeixen per les seves característiques físiques, químiques i mineralògiques. El sòl, juntament amb l'aigua i l'aire, és un dels recursos naturals més indispensables que cal

protegir pel seu **paper entre la vida i el món inanimat** com una interfase fonamental entre diferents parts del sistema Terra (la litosfera, l'atmosfera, la hidrosfera i la biosfera).

### 3. L'erosió

#### 3.1. L'erosió i els seus efectes: degradació i desertificació

«Les fortes inundacions van causar un moviment constant de sòl des de les parts altes, la qual cosa conjuntament amb l'escarpat relleu de la costa, ha provocat que el sòl es dipositi al fons del mar al voltant de la perifèria del país, en lloc de romandre com a al·luvions com fa a altres parts. En altres paraules, s'ha perdut. Tot el ric i delicat sòl ha estat arrencat, deixant un país en la pell i els ossos, pel qual la pluja pot circular lliurement per la seva superfície despullada fins al mar.»

Plató (s. IV aC).

L'erosió hídrica i també l'eòlica són part dels processos de **degradació del sòl**. Aquesta es defineix des d'un punt de vista ambiental com el fenomen que causa una disminució de la capacitat del sòl per desenvolupar una sèrie de funcions, la qual cosa afecta bàsicament la seva estabilitat i productivitat. Aquestes funcions consisteixen en el fet que el sòl és el mitjà per al creixement de les plantes, és el regulador del règim hídric de les unitats hidrològiques i es comporta com a filtre ambiental (Pla i Ovalles, 1993). Aquest enfocament permet ampliar l'espectre de processos de degradació, no només a aquells que els afecten les característiques intrínseques del sòl o el seu ús agrícola, sinó també els que resulten de considerar que el sòl és part d'un territori i d'una realitat socioeconòmica, històrica i cultural. A més de l'erosió **hídrica** (figura 13) i **eòlica**, s'inclouen en el terme *degradació de sòls* els següents processos (FAO, 1980):

- **excés de sals:** salinització i alcalinització,
- **degradació química:** acidificació i toxicitat,
- **degradació física** i
- **degradació biològica.**

L'erosió afecta tant la fertilitat física per **eliminació de sòl** (remoció de partícules fines, agregats i matèria orgànica), com a química per escolament (rentat de nutrients). Aquest procés de degradació generalment no es produeix bruscament, sinó de manera gradual des del seu estat d'equilibri natural o clímax, fins a una fase de deterioració cada vegada més intensa que pot portar a la **desertificació**.

#### Nota

El text d'aquest apartat ha estat elaborat a partir de:

**R. J. Batalla; R. M. Poch** (1999). *Apuntes sobre procesos erosivos*. Lleida: Paperkite (Col·lecció Quaderns DMACS, 26).

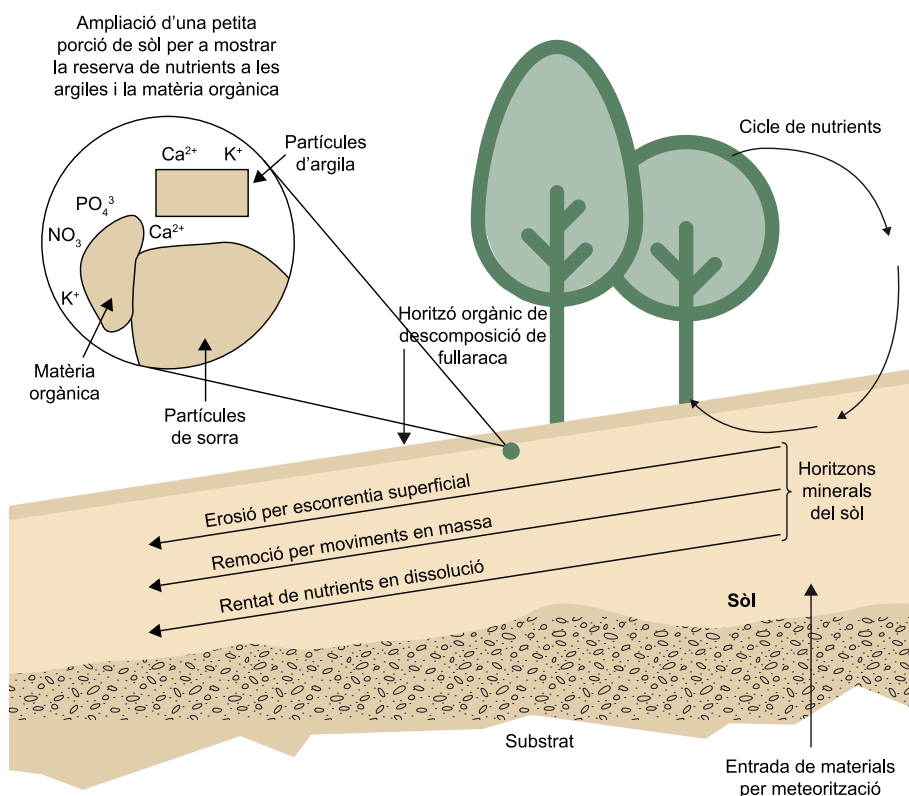
Figura 13. Paisatges fortament erosionats per escolament superficial



Font: Agrotecnia (esquerra); Dreamstime.

Es defineixen a continuació el concepte de **taxa d'erosió** i les seves unitats de mesura. La taxa d'erosió és la quantitat de sòl remogut per l'erosió per unitat de superfície i temps. Normalment s'expressa en Mg/ha/any (Mg = t; tona) en el cas de mesuraments que afecten àrees reduïdes als vessants i en Mg/km<sup>2</sup>/any o t/km<sup>2</sup>/any en el cas de mesuraments o extrapolacions en un àmbit de conca de drenatge. En un sistema ideal en el qual l'erosió no suposa degradació del territori, el sòl que cobreix un vessant roman en un estat aproximat d'equilibri per llargs períodes de temps. Les entrades de material per meteorització dels minerals i mineralització de matèria orgànica estan en equilibri amb els processos d'exportació. Els nutrients en dissolució entren en el cicle d'absorció per part de les plantes o són rentats fins a les lleres per mitjà del flux superficial i subsuperficial. Les partícules sòlides minerals i part de la matèria orgànica són erosionades per l'escolament superficial o per moviments de massa. Es defineix **erosió per aigua o hídrica** com el procés de disgregació i transport de les partícules del sòl per l'**acció de les aigües en moviment**. En aquest estat natural, la profunditat, la disposició dels horitzons i les característiques químiques del sòl arriben a un **equilibri entre les entrades i pèrdues** de material en relació amb els processos hidrològics dominants (figura 14). Aquest equilibri depèn del clima local, de la litologia, de la vegetació i de les condicions topogràfiques i pot mantenir-se per llargs períodes de temps en comparació de l'escala de temps humana. La taxa d'erosió del sòl en aquest estat d'equilibri es denomina **taxa d'erosió geològica normal**, encara que pot fluctuar amb el temps a causa de canvis en les condicions climàtiques. Les taxes d'erosió hídrica actuals a àrees de bosc i pastura densa s'aproximen a les taxes geològiques normals a mitjans humits (taula 1).

Figura 14. En el seu estat natural, el sòl aconsegueix un equilibri entre l'entrada i la sortida de materials



Font: Dunne i Leopold (1978).

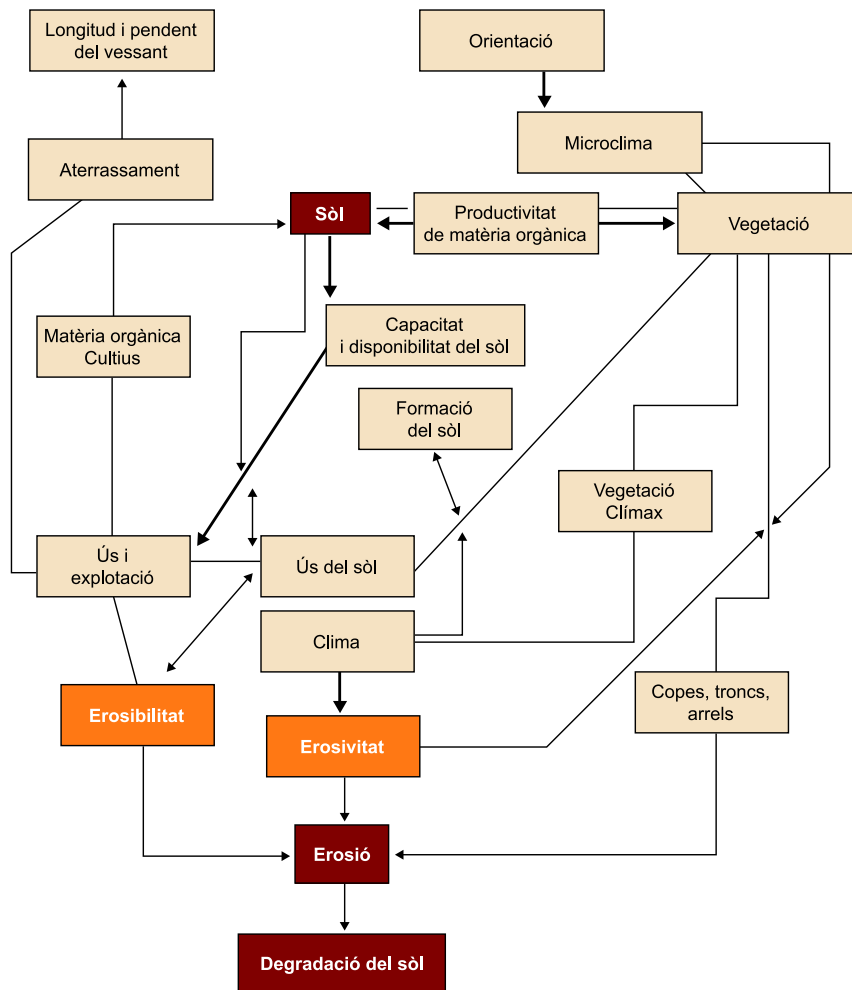
En una revisió sobre l'erosió en condicions naturals, Young (1969) cita valors com 0,0045 Mg/ha/any per a àrees de relleu moderat i 0,45 Mg/ha/any per a relleus escarpats. En canvi, per a terres agrícoles aquestes xifres varien entre 45 i 450 Mg/ha/any. Les activitats antròpiques al territori tendeixen a incrementar les taxes d'erosió als vessants, encara que sovint s'adopten mesures per a la correcció dels desajustaments. Això es deu a una menor cobertura vegetal i a una menor estabilitat estructural. Aquests processos es denominen **erosió accelerada de sòls** i són particularment intensos, encara que no exclusius, a regions on predomina el flux d'escolament superficial o «hortonià» (figura 14). En el fenomen de l'erosió de sòls no només és important la taxa, sinó el procés que les genera i la seva extensió (figura 15).

Taula 1. Ordres de magnitud de pèrdues de sòls a partir de parcel·les experimentals

Ús del sòl	Pèrdua de sòl (Mg/ha/año)
Forestal	0,0045 - 0,8
Agrícola, praderies cultivades	0,02 - 4,0
Agrícola, cultius	2,20 - 70,0

Font: Dunne y Leopold (1978).

Figura 15. Interrelacions entre els factors que afecten la degradació del sòl per erosió



Font: Elaborat a partir de Morgan i uns altres (1990).

El sòl **no és un recurs renovable** a escala humana. Per això, l'estratègia d'ús és la conservació, i no tant la rehabilitació o restauració, excepte en casos puntuals en els quals es puguin portar a terme grans inversions (mineria, obres públiques, etc.). És necessari, així mateix, introduir el concepte d'*erosió tolerable*, que molts autors (Hudson, 1971; Morgan, 1979) defineixen en funció de la velocitat de formació del sòl –s'utilitza sovint un valor mitjà de 12,5 Mg/ha/any–, encara que és un concepte molt teòric i difícil de generalitzar. Hi ha valors d'«erosió tolerable» en funció de la profunditat del sòl i de si el material parental és edafitzable o no.

**Edafitzable**

Material, generalment roca, susceptible de generar material edàfic que pugui convertir-se en sòl.

Es poden distingir els efectes de l'erosió de sòl que inclou les pèrdues de matèria orgànica, partícules individuals de sorra, llims i argiles amb nutrients associats en forma iònica i agregats, de clar significat edafològic, dels efectes de l'erosió a escala de conca que inclourien els anteriors a més de processos d'erosió severa, de clara significació geomorfològica. Tots dos processos tenen com a conseqüència formes erosives diverses, encara que l'erosió hídrica de sòls es relaciona més freqüentment amb fenòmens d'**escolament difús i concentrat**, la qual cosa dóna lloc a **reguerons i xaragalls**; mentre que l'erosió de terres sol produir formes més extenses i desenvolupades, com ara **barrancs**,



per un escolament concentrat més intens, i **moviments de massa** per inestabilitat de vessants. L'activació dels processos erosius té moltes causes, gairebé sempre relacionades amb **usos del sòl** (taula 2).

De manera sintètica, els **efectes** que l'erosió provoca són:

- Sobre el sòl (*on-site*): pèrdua de materials fins, dipòsit de materials, pèrdua de nutrients, disminució de la capacitat de retenció d'aigua.
- Sobre els cultius: dipòsit de materials, impacte de materials.
- Aigües a baix (*off-site*): aterrament d'embassaments, aterrament de canals, danys a infraestructures, tempestes de pols, pluges de fang, etc.

L'erosió de sòls també té efectes positius, com per exemple la fertilització de terres a deltes i planes d'inundació. En les figures 14 i 15 es presenten de manera esquemàtica les interrelacions entre els diferents factors que intervenen en els processos erosius.

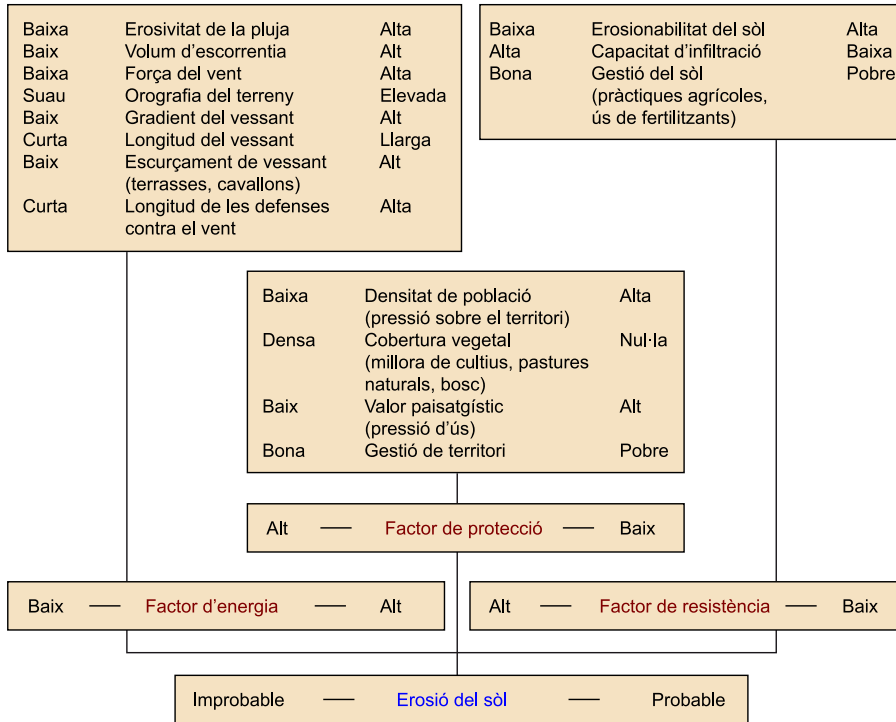
Taula 2. Principals causes de l'erosió accelerada de sòls

Pràctiques agràries	Agricultura intensiva Monocultiu Posada en risc Sobrepasturatge	Rompuda Tràfic de maquinària Conreu inadequat Desforestació
Causes naturals	Fluctuacions climàtiques Inundacions	Sismicitat Incendis
Activitat industrial	Mineria	
Causes socioeconòmiques	Pressió demogràfica Tinència de la terra	Urbanització Turisme incontrolat

El concepte de **desertificació** va ser introduït l'any 1949 per Aubréville i s'aplica a la degradació del medi a zones àrides i semiàrides, si bé a partir dels anys cinquanta es va aplicar a la degradació ecològica a qualsevol mitjà, fins i tot a ambients temperats. Va aconseguir la seva màxima difusió arran de la Conferència de Nairobi el 1977, on la desertificació va ser definida com a disminució o destrucció del potencial biològic del territori –és a dir, la producció vegetal i animal per a usos múltiples–, que pot portar en últim terme a condicions semblants a les de desert. No es refereix de manera explícita a ambients àrids, si bé les condicions semblants a les del desert són evidentment la falta d'aigua o de possibilitats del mitjà per emmagatzemar-la. En ser el sòl el component de l'ecosistema amb més capacitat de reserva d'humitat i d'on la vegetació l'absorbeix, és lògic que la degradació del sòl, entre altres agents per erosió, sigui un dels processos principals de desertificació. Es pot definir la desertificació de forma més concreta com la **degradació de sòls** en superar els

seus límits de tolerància, generalment per la intervenció antròpica (Porta i altres, 1994), i aconsellen limitar el seu ús per a la degradació del terreny que té lloc a les zones marginals dels deserts climàtics.

Figura 16. Esquema de les interrelacions entre els factors que afecten la degradació del sòl per erosió



Font: Elaborat a partir de Morgan i altres (1990).

### 3.2. Factors i agents erosius

L'erosió hídrica del sòl inclou dos successos seqüencials importants: la **disgregació** i **arrencada** de les partícules i el consegüent transport. Els dos principals agents d'aquest treball són l'impacte de les **gotes d'aigua** i l'**escolament superficial**. El potencial de l'aigua de pluja i de l'escolament com a agents erosius es coneix amb el nom d'erosivitat. La naturalesa del fenomen d'erosió (arrencada i moviment) de sòl depèn de la relació entre l'erosivitat i l'erosionabilitat del material del sòl. Gran part de la recerca sobre erosió de sòls s'ha centrat en la cerca de relacions que determinin aquestes forces com a via de predicció de la probabilitat d'erosió de sòls i les actuacions per reduir la seva pèrdua (taula 3). Fins al 90 % de l'inici de l'erosió de terres fèrtils agrícoles es deu a l'impacte de les gotes de pluja (Cooke i Doornkamp, 1978).

Taula 3. Factors actius (erosius) i passius (erosionables) en erosió de sòls

Erosivitat <i>sensu lato</i>	Erosionabilitat del territori <i>sensu lato</i>
Pluja – Impacte gotes: erosivitat <i>sensu stricto</i>	Sòl – Erosió <i>sensu stricto</i>
Escorrentia	Cobertura vegetal
Vent	Topografia

Erosivitat <i>sensu lato</i>	Erosionabilitat del territori <i>sensu lato</i>
	Pràctiques de conservació

### 3.2.1. Erosivitat de l'aigua de pluja

Les principals propietats de l'aigua de pluja que afecten la seva erosivitat són la grandària de la gota i la seva distribució, la direcció, la intensitat de pluja i la velocitat terminal de caiguda. A partir d'aquestes variables, l'energia cinètica de l'aigua de pluja [ $E_c = 0,5 \times m \times v^2$ ] i el seu moment [ $m \times v$ ], on  $m$  és massa i  $v$  velocitat, poden ser determinats. Una part d'aquesta energia, encara que molt petita (0,2 % segons Pearce, 1976), mobilitza el sòl i és el procés més gran d'inici d'erosió del sòl tant en la seva forma geològica com accelerada, sobretot a àrees subjectes a **escolament superficial hortoniana**. La grandària mitjana de les gotes s'incrementa amb la intensitat de pluja, seguint, per a pluja d'intensitat baixa i moderada, la següent relació:

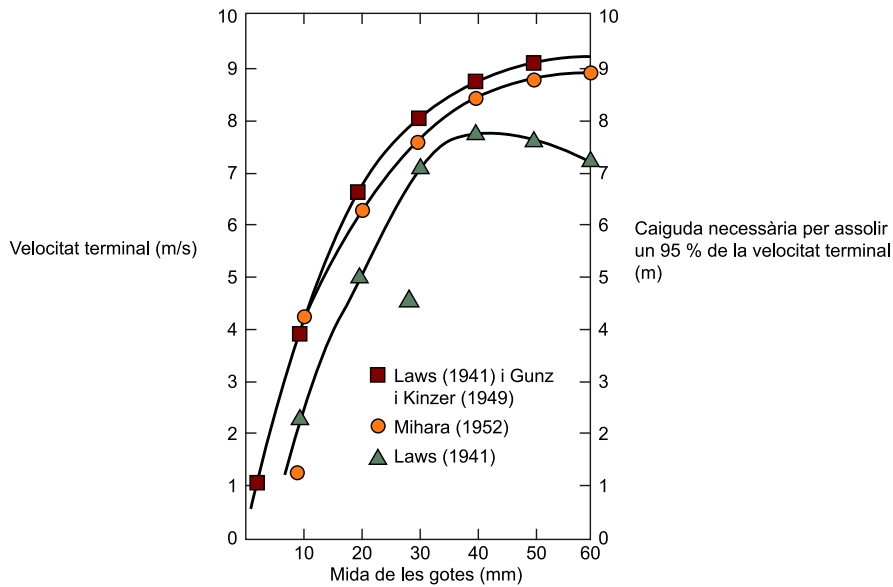
$$D_{50} = aI^b$$

On:

- $D_{50}$  és la grandària mitjana de les gotes (mm),
- $I$  és la intensitat (mm/h) i
- $a$  i  $b$  són constants, 1,25 i 0,18, segons Laws i Parsons (1943).

Per a pluges d'alta intensitat, la grandària de les partícules disminueix sensiblement, i la seva grandària màxima se situa entre 5-6 mil·límetres (Hudson, 1971). La velocitat terminal de les gotes de pluja també depèn de la seva grandària. Una gota en caiguda lliure s'accelera per la gravetat fins que la força gravitacional s'igualava amb la resistència per fricció de l'aire, fet que determina la seva velocitat terminal, en funció del diàmetre, quan arriba al sòl. Les relacions entre grandària de gota, velocitat terminal i distància necessària per arribar al 95 % de la velocitat terminal en condicions de laboratori es mostren en la figura 17.

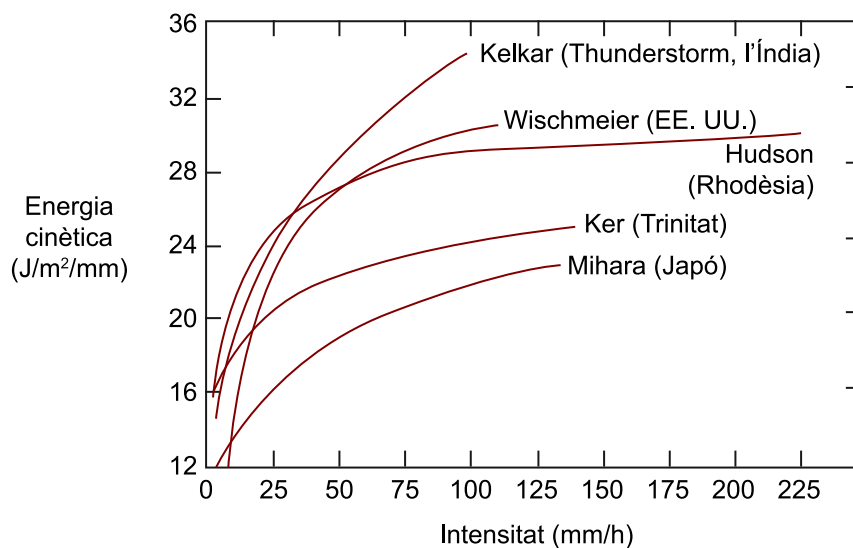
Figura 17. Relació entre grandària de gota, velocitat terminal i caiguda



Font: Smith i Wischmeier (1962).

La majoria de les gotes, quan arriben al sòl, ho fan a la seva velocitat terminal. Les turbulències de l'aire i el vent afecten aquest paràmetre en condicions de pluja natural. El mesurament al camp de la grandària de les gotes de pluja es fa mitjançant un disdròmetre. La intensitat es registra amb un pluviògraf. A partir de la grandària (massa) i la velocitat terminal de les gotes, es calculen experimentalment el moment i l'energia cinètica sumant els valors de les gotes individuals. De manera senzilla, la intensitat de pluja es pot relacionar directament amb l'energia cinètica, la qual cosa ha estat objecte de nombrosos treballs experimentals (figura 18). L'energia cinètica varia de tempesta en tempesta i, per tant, per obtenir una mitjana anual significativa cal basar-se en la freqüència i durada de les tempestes i en la seva intensitat. Per comptabilitzar l'energia cinètica d'una tempesta, s'analitza el gràfic d'un pluviògraf de registre automàtic dividint la pluja en petits períodes de temps d'intensitat uniforme. Un cop coneguda la intensitat de la pluja, s'obté l'energia cinètica de la pluja en cada període de temps per a aquesta intensitat, mitjançant alguna de les fórmules usualment utilitzades i aquella, multiplicada per la pluja registrada, dóna l'energia cinètica per a aquest període de temps. La suma dels valors d'energia cinètica de tots els períodes dóna l'energia cinètica total de la tempesta.

Figura 18. Relació entre energia cinètica per mm de pluja i intensitat de pluja



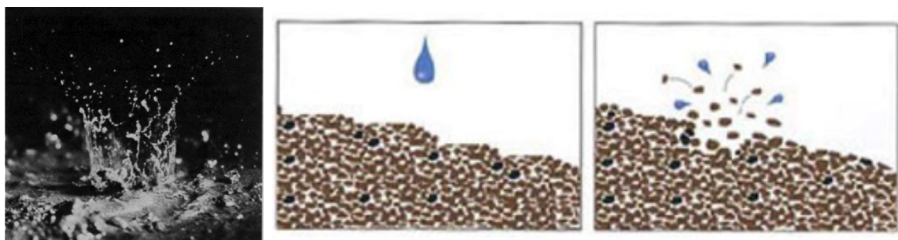
Font: Hudson (1971).

Per ser vàlid com un índex d'erosió potencial, l'índex d'erosivitat pluvial ha d'estar correlacionat significativament amb la pèrdua de sòl. Wischmeier i Smith (1958) van comprovar que la pèrdua de sòl està relacionada amb un índex compost per l'energia cinètica (E) i la màxima intensitat de pluja en 30 minuts (I30). Per contrarestar la probabilitat de sobreestimar les pèrdues de sòl per pluges d'alta intensitat utilitzant l'índex EI30, es recomana utilitzar un valor màxim de  $28 \text{ J/m}^2/\text{mm}$  per E en totes les pluges superiors a  $76 \text{ mm/h}$ , i un valor màxim de  $63 \text{ mm/h}$  per al terme I30 (Wischmeier i Smith, 1958).

### 3.2.2. Erosionabilitat del sòl

A més de conèixer les característiques de la pluja, cal examinar les característiques del sòl i l'efecte de la vegetació i la topografia detalladament per entendre de manera global les pèrdues de sòl. L'erosionabilitat del sòl depèn de diverses propietats, especialment aquelles que afecten l'arrencada i transportabilitat per impacte de pluja i escolament superficial, aquelles que afecten l'estabilitat estructural del sòl (aglomerats de partícules) i aquelles que influencien la capacitat d'infiltració. L'estabilitat és un aspecte d'una gran importància pràctica. Alguns agregats es trenquen molt ràpidament a causa de l'impacte de la pluja, la humitat o les pràctiques agrícoles. Uns altres, en canvi, resisteixen la disgregació afavorint el seu manteniment fàcilment. Els agregats rics en matèria orgànica són més estables que els pobres en aquest component. L'erosió del sòl és un procés amb dues fases consistents en el **despreniment** de partícules individuals del sòl i el seu transport per agents erosius, com l'aigua i el vent. La severitat de l'erosió depèn de la quantitat de material desagregat i després i de la capacitat dels agents erosius per transportar-lo. L'esquitxada (*splash, salpicadura*) és l'agent més important per al despreniment (figura 19). Un exemple de l'eficiència relativa dels processos d'erosió hídrica es pot observar en la taula 4, obtinguda aplicant aquests valors en els càlculs de l'energia cinètica i valors típics per a les velocitats.

Figura 19. Fotografia en alta velocitat de l'impacte d'una gota de pluja sobre la superfície del sòl (esquerra) i esquema del *splash*, esquitxada o *salpicadura* (dreta)



Font: USDA - Soil Conservation Service a Dunne i Leopold (1978) (esquerra); Plant & Soil Sciences eLibrary (dreta).

Després d'establir la naturalesa de l'impacte de les gotes d'aigua de pluja, el següent pas és determinar les relacions entre la pluja i la desagregació, arrencada i transport de les partícules de sòl. L'impacte provoca la dispersió dels agregats del sòl (figures 19 i 20) i les petites partícules són esquitxades a diversos decímetres de distància. Aquest procés, repetit milers de milions de vegades durant una tempesta, prepara el transport de partícules vessant a baix.

Taula 4. Eficiència de les diferents formes de erosió hídrica

Forma	Quantitat precipitada <sup>1</sup> (mm)	Velocitat <sup>2</sup> (m/s)	Energia cinètica <sup>3</sup> (J/m <sup>2</sup> /mm)	Energia per a l'erosió <sup>4</sup> (J/m <sup>2</sup> /mm)	Sediments transportats <sup>5</sup> (g/cm)
Gotes de pluja	$R$	9	$40,5 R$	$0,081 R$	20
Flux laminar	$0,5 R$	0,01	$2,5 \times 10^{-5} R$	$7,5 \times 10^{-7} R$	400
Flux a reguerons	$0,5 R$	$4^2$	$4 R$	$0,12 R$	19.000

1) Considera la quantitat precipitada,  $R$ , de la qual el 50 % contribueix a l'escorrentia. 2) Estimada fent servir l'equació de Manning per a velocitat de flux a reguerons plens, de 0,3 metres d'amplada i 0,2 metres de profunditat, amb pendent d'11° i considerant un coeficient de rugositat de 0,02. 3) Calculada segons la fórmula  $E_c = 0,5 \times m \times v^2$ . 4) Considera que el 0,2 % de l'energia cinètica de les gotes i el 3 % de l'energia cinètica de l'escorrentia s'empra en l'erosió. 5) Quantitats totals mesurades a sòl sorrenc, amb pendent d'11° durant 900 dies. La major part de l'energia de les gotes contribueix més al desprendiment que al transport. Font: Morgan (1997).

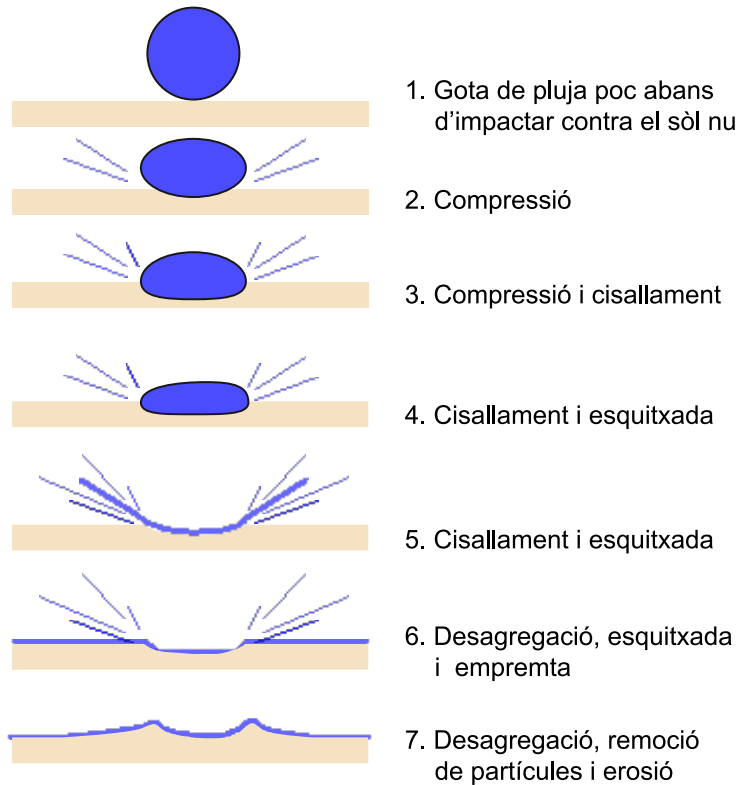
A una superfície en pendent, són llançades més partícules vessant a baix que vessant a dalt, per la qual cosa hi ha un desplaçament net de material pendent a baix. El transport per esquitxada, per unitat d'amplària ( $Tr$ ), pot expressar-se per la relació:

$$Tr \propto I^k S^f$$

On  $I$  és la intensitat de pluja (mm/h),  $S$  és el pendent expressat en m/m o com el  $\sin$  de l'angle de pendent, i generalment  $k$  i  $f$  s'aproximen a 1 (Meyer i Wischmeier, 1969; Savat, 1981), encara que hi ha alguna evidència per suggerir que  $f$  disminueix en els pendents més escarpats (Moeyersons i De Ploey, 1976). L'estudi d'energia cinètica necessària per desprendre un quilogram de sediments del sòl per impacte de les gotes de pluja demostra que l'energia mínima es requereix per a partícules de 0,125 mm i que les partícules entre 0,063 i 0,250 mm, que són les de llim, són més vulnerables al desprendiment. Les partícules més grans són resistents al desprendiment pel seu pes, i les argil·lenques són resistents a causa que l'energia de les gotes de pluja ha de trencar l'adherència o els enllaços químics que lliguen els minerals que formen les

partícules d'argila. Això significa que els sòls amb alts percentatges de partícules dins del rang més vulnerable, per exemple franc llimosos, francs, sorrenca fins i franc sorrenca, són els més erosionables.

Figura 20. Mecanisme d'impacte i esquitxada



Font: López Bermúdez (1993).

La remoció selectiva de les partícules del sòl per la pluja pot causar variacions en la textura del sòl pendent a baix. L'erosió selectiva pot afectar tant els agregats del sòl com les partícules elementals. És fonamental indicar, en aquest sentit, que aquest tipus de conclusions són vàlides sobretot per a sòls nus, i que la formació de crostes superficials (situació típica a medis semiàrids), d'una banda, disminueix considerablement l'erosibilitat del sòl per esquitxada encara que, d'altra, redueix la seva capacitat d'infiltració.

### 3.2.3. Erosivitat de l'escolament

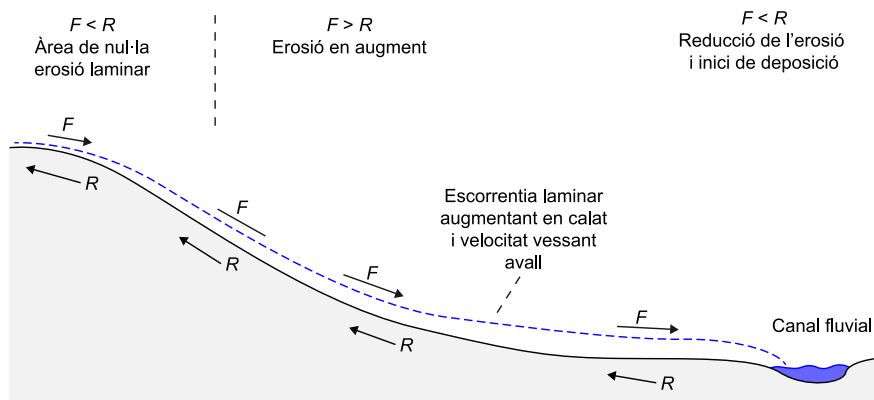
L'escolament laminar i l'escolament concentrat en els reguerons el converteixen en el més poderós agent erosiu, encara que les gotes de pluja siguin potencialment més erosives que el flux superficial. No obstant això, la major part de l'energia de les gotes de pluja s'utilitza en el desprendiment de partícules i, per això, l'energia disponible per al transport és menor que la del flux superficial. La formació d'**escolament superficial** per excés de precipitació sobre la capacitat d'infiltració produeix una acumulació d'aigua a la superfície del sòl i el seu moviment vessant a baix. L'efectivitat del flux superficial com a agent erosiu depèn de la seva extensió espacial i de la seva distribució sobre el vessant. Horton (1945) descriu un flux superficial que cobreix 2/3 o més dels

#### Vegeu també

El tema de l'erosivitat de l'escolament s'ha tractat en el mòdul «Hidrologia» d'aquesta assignatura.

vessants a una conca durant la punta d'una tempesta. Essent la intensitat de la pluja més gran que la capacitat d'infiltració del sòl, es produeix un flux que es distribueix sobre el terreny (figures 21 i 22).

Figura 21. Magnituds relatives de les forces erosives del flux laminar ( $F$ ) i de resistència del sòl ( $R$ ) sobre l'erosió

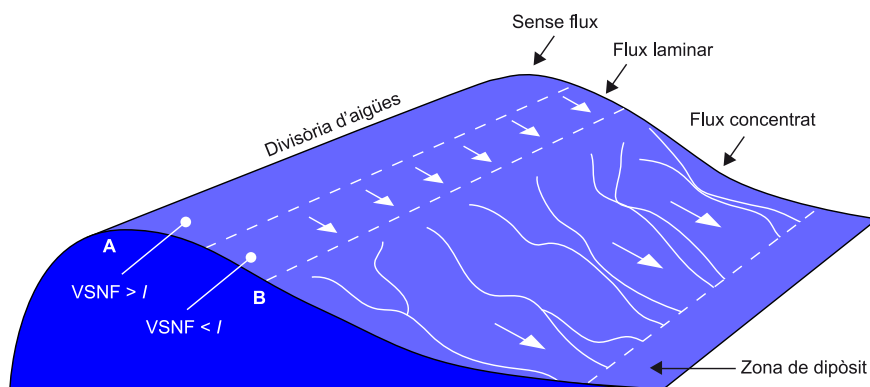


Font: Dunne i Leopold (1978).

La **part més alta** del vessant forma un cinturó amb erosió només per esquitxada. A una distància crítica del cim, s'ha acumulat suficient aigua a la superfície perquè comenci el flux. El calat i la profunditat de la làmina d'aigua van augmentant, fins que la força aplicada sobre el sòl per l'aigua és suficient per vèncer la resistència del sòl a l'erosió. **L'erosivitat del flux depèn del producte del seu calat i el pendent del vessant.** Aquesta dinàmica s'expressa de manera idealitzada en la figura 22. Movent-se pendent a baix, la profunditat del flux augmenta amb la distància al cim fins que, a una distància crítica, el flux es concentra a unes poques i més profundes lleres, que ocupen progressivament menor proporció de terreny al vessant. S'ha qüestionat que el flux superficial tingui lloc a tota la secció del vessant, especialment a zones amb bona cobertura vegetal on el flux hortonian és poc freqüent i sol cobrir només entre el **10 i el 30 % de l'àrea de la conca de drenatge** més propera a les fonts dels corrents (Kirkby, 1969). Sota aquestes condicions, l'erosió causada pel fenomen està més estretament relacionada amb la saturació del sòl i amb la superació de la capacitat de retenció d'humitat del sòl que amb la capacitat d'infiltració (Dunne i Black, 1970).



Figura 22. Tipus d'escolament superficial: es produeix escolament quan la velocitat d'infiltració de l'aigua al sòl ( $V_{INF}$ ) és inferior a la intensitat de la pluja ( $I$ )



Font: Porta i altres (1994).

Com que la major part de les observacions confirmen la relació entre la potència del flux superficial amb les zones semiàrides o amb les terres conreades amb escassa cobertura vegetal, podria semblar que la vegetació és el factor crític. Existeix algun tipus de continu que va des de zones ben vegetades, on és rar que es produeixi flux superficial, essent principalment per saturació, a sòls nus on és freqüent que aquell ocorri. Quan les taxes d'escolament són relativament altes sobre la major part del vessant, el flux superficial o, més estrictament, l'acció combinada del flux superficial amb l'impacte de les gotes de pluja com a erosió entre reguerons pot ser el procés erosiu dominant sobre les parts més altes i mitjanes del vessant, amb dipòsit de materials com col·luvions a la base. Això sembla cert per a moltes zones agrícoles amb sòls no coherents. El factor principal que controla el despreniment i arrencada de les partícules pel flux és la seva velocitat. A causa de la resistència pròpia del sòl, la velocitat ha d'aconseguir un valor llindar en funció del diàmetre de partícula abans que s'iniciï l'erosió (Hjüsltrom, 1935).

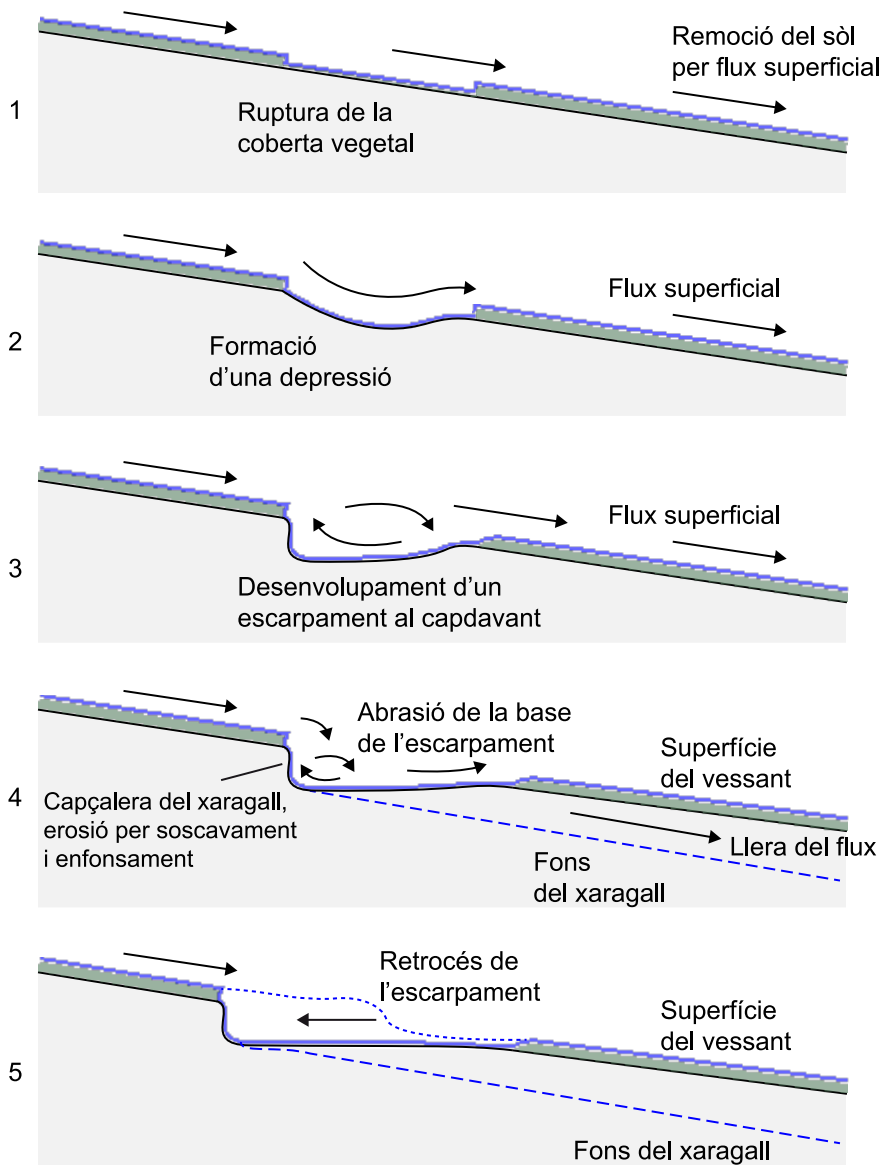
Els reguerons s'inicien a una distància crítica vessant a baix, on el flux laminar es converteix en **escolament concentrat**. A més del flux principal pendent a baix, es desenvolupen lleres de fluxos secundaris amb un component lateral. On aquests convergeixen, l'augment de la descàrrega intensifica el moviment de les partícules i s'obren petits canals o rases per abrasió (petits canals o micro-reguerons) (figures 23 i 24). L'inici dels reguerons s'ha relacionat amb la superació d'una velocitat crítica de l'escorrentia. Aquests reguerons poden evolucionar fins a convertir-se en un fenomen més del paisatge (figures 23 i 24).

Figura 23. Formació de reguerons en sòls nus



Font: [https://www.flickr.com/photos/banco\\_imagenes\\_geologicas/5170209182](https://www.flickr.com/photos/banco_imagenes_geologicas/5170209182).

Figura 24. Etapes del desenvolupament d'un regueró i/o xaragall a un vessant



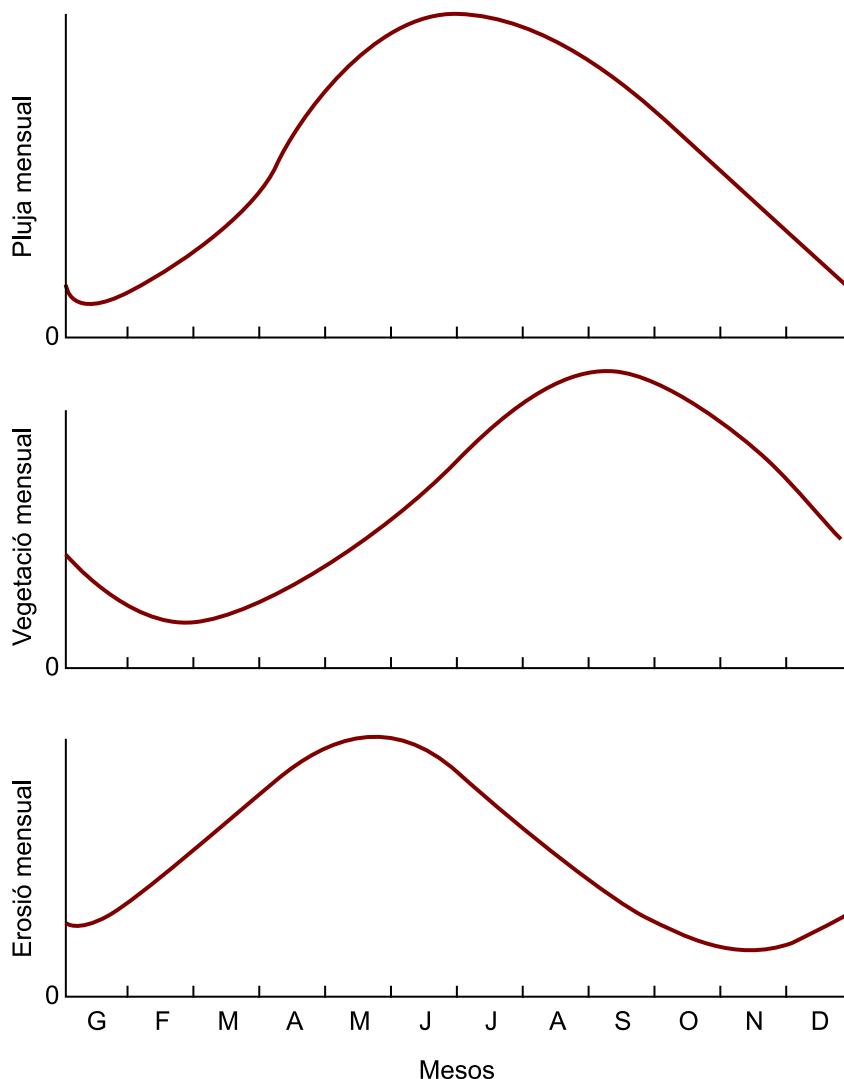
Font: Leopold i altres (1964).

Govers (1985) va comprovar que a superfícies planes de pendent suau, on tota la velocitat tallant és exercida sobre les partícules del sòl, la càrrega de sediments al flux augmenta més ràpidament amb la velocitat tallant una vegada que se supera un valor crític de 3 a 3,5 cm/s, aproximadament. Tots els estudis anteriors consideren els reguerons com un fenomen de superfície format per l'aigua que supera la capacitat d'infiltració i pansa al flux superficial. Altres observacions suggereixen que això no sempre és necessari. Es poden desenvolupar reguerons a partir d'una surgència sobtada d'aigua a la superfície, prop del final del pendent, on es produeix un petit tall i ràpidament s'estén remuntant pendent a dalt com un canal. Aquestes surgències poden estar ben relacionades amb la **saturació del flux** superficial. Una vegada que s'han format els reguerons, la seva migració pendent a dalt té lloc per la reculada de les capçaleres sobre els pendents cap a la part alta del vessant (figura 24). La velocitat de reculada està controlada per la cohesió del terreny, l'altura i l'angle de pendent de la capçalera, i el cabal i velocitat del flux. A camps de cultiu,

les operacions de sembra poden esborrar els reguerons cada any, minimitzant el seu significat. Si, per contra, els reguerons arriben a un estat de permanència amb una profunditat superior als 30 centímetres i, especialment, si no són esborrats estacionalment per les pràctiques agrícoles ni migren d'un costat a un altre del vessant, s'arriba a un estat de forma incisiva estable denominada **xaragall**. L'erosió per xaragall produeix incisions des de pocs decímetres de profunditat i amplària fins a dimensions mètriques i fins a quilomètriques. Cal destacar que la quantitat de sòl exportat pel xaragall és normalment menor en comparació amb el sòl erosionat per esquitxada i erosió laminar i per reguerons (>90 % del total de sòl erosionat), encara que el procés pot crear grans danys a parcel·les determinades de terreny.

La **cobertura vegetal** és potser el **principal agent protector del sòl** contra l'erosió, ja que prevé la superfície de l'impacte de la pluja, redueix la quantitat d'aigua disponible per a l'escolament superficial i la seva velocitat i afavoreix la capacitat d'infiltració. Per tant, en general, la vegetació tendeix a reduir tant l'erosió com l'escolament. Una bona cobertura vegetal absorbeix virtualment tota l'energia cinètica de l'aigua de pluja, i és aquí on rau el paper crític i dominant de la vegetació en la reducció de l'erosió del sòl. En general, com més gran és la densitat de vegetació, més baixa és la taxa d'erosió, amb l'excepció d'alguns moviments en massa. Aquest factor, que és controlat pel clima i l'ús del sòl, domina els efectes de tots els altres controls com l'energia de la pluja i el pendent del vessant. Àrees amb fortes tempestes d'alt potencial erosiu poden presentar molt baixes taxes d'erosió a causa de la **cobertura forestal natural**. Només quan aquestes àrees es talen per a plantacions i cultius, les taxes d'erosió poden augmentar notablement. Els efectes beneficiosos de la vegetació no es redueixen només a les plantes vives; els residus dels cultius (per exemple, cereals o blat de moro) proporcionen protecció al sòl de les gotes de pluja i quan es descomponen milloren l'agregació de partícules al sòl. No obstant això, la protecció que ofereix la vegetació canvia al llarg de l'any, sobretot si es tracta de cultius i, a vegades, una cobertura més gran pot no coincidir amb l'estació de pluges més intenses (figura 25). Cal també destacar la influència de la **topografia** en l'erosió hídrica. La variable topogràfica inclou el pendent, la longitud i la rugositat del vessant. Generalment, es pot afirmar que, en igualtat de condicions dels altres factors, **les pèrdues de sòl varien de manera exponencial amb el percentatge i la longitud del pendent**.

Figura 25. Cicles d'estacions de pluja, cobertura vegetal i erosió en un clima subhúmit



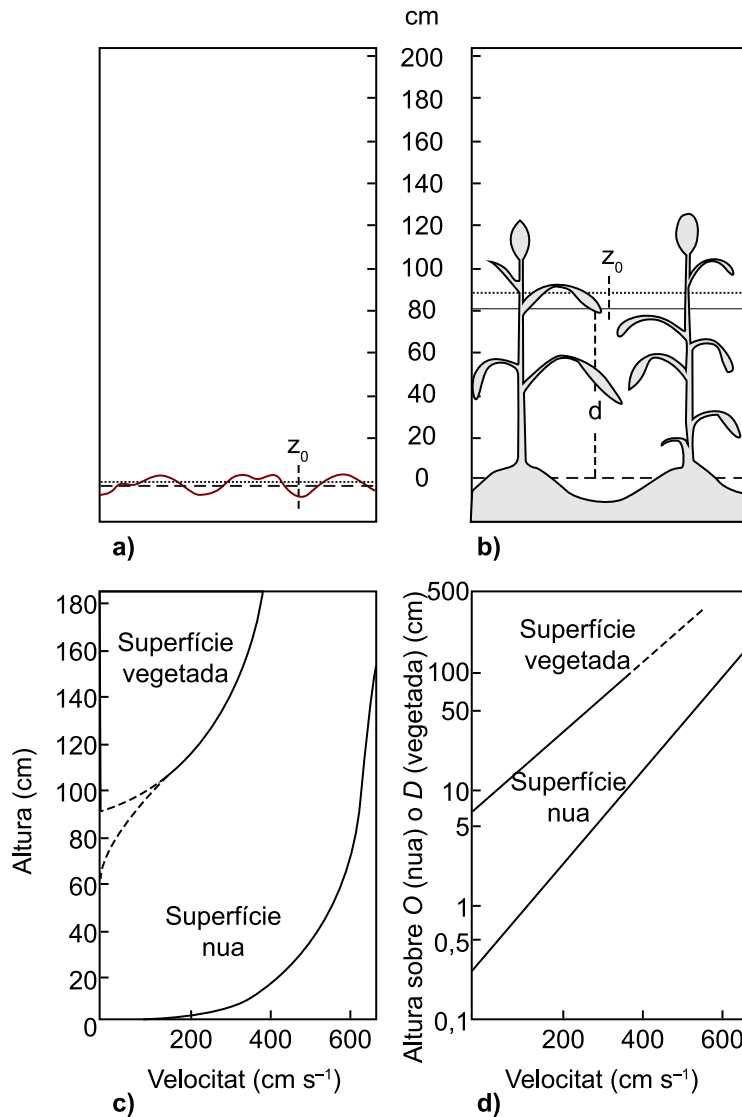
Font: Kirkby (1980).

Com a últim aspecte d'apartat d'erosió hídrica, s'esmenta el paper del moviment lateral de l'aigua pendent a baix dins del sòl, conegut com a **flux subsuperficial** o intern. Quan aquest es produeix com un **flux concentrat a túnels o conductes subsuperficials**, són ben coneguts els seus efectes erosius per enfonsament dels túnels i formació de xaragalls. És menys coneguda la capacitat erosiva de l'aigua en moviment a través dels espais porosos del sòl, encara que s'ha suggerit que les partícules fines (entre 4 i 8  $\mu\text{m}$  de diàmetre) poden ser eluïdes per aquest procés (Swan, 1970). D'igual importància que la càrrega de sediments és la concentració mineral del flux subsuperficial, que pot ser el doble que l'oposada en el flux superficial. Nutrients essencials per a la vegetació ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ), i també especialment els aportats amb els fertilitzants (P, N), poden ser rentats empobrint, en conseqüència, el sòl i reduint la seva resistència a l'erosió. El material dissolt en el flux subsuperficial pot representar entre el 15 i el 23 % del sediment total transportat (Leigh, 1982).

### 3.2.4. Erosió eòlica

L'acció eòlica és un factor molt important en el procés d'erosió de sòls, aconseguint en diverses parts del món valors del mateix ordre de magnitud que l'erosió hídrica. El factor principal en l'erosió eòlica és la **velocitat de l'aire** en moviment. A causa de la rugositat del terreny, les pedres, la vegetació i altres obstacles, la velocitat del vent és mínima prop de la superfície del sòl. Es pot definir un pla amb velocitat del vent nul·la a una altura ( $z_0$ ) sobre la superfície aerodinàmica mitjana. Per sobre de  $z_0$ , la velocitat de tall augmenta exponencialment amb l'altura (figura 26). L'erosió eòlica empobreix el sòl i també enterra el sòl i les collites als terrenys circumdants. Encara que, com ja s'ha vist, la grandària de les partícules més erosionables varia entre 0,1 i 0,15 mm, les partícules entre 0,05 i 0,5 mm són generalment remogudes pel vent en forma selectiva. Chepil (1945) va comprovar que les àrees de deposició del vent estan enriquides amb partícules de grandària variable entre 0,3 i 0,42 mm. La **resistència** a l'erosió eòlica augmenta ràpidament quan predominen les partícules elementals i els agregats més grans d'1 mm. Si l'erosió diferencial porta a un cuirassament de la superfície de manera que més del 60 % del material superficial és d'aquesta grandària, el sòl és gairebé totalment resistent a l'erosió eòlica.

Figura 26. Velocitat del vent a les proximitats de la superfície del sòl



Font: Trohin i altres (1980).

### 3.3. Distribució de l'erosió del sòl

Des que la terra existeix, l'erosió del sòl per l'aigua i el vent ha estat un fenomen natural constant, part del cicle geològic. Les conseqüències de l'erosió del sòl es manifesten tant al lloc on es produeix com fora del mateix. Els efectes *in situ* són particularment importants a les terres d'ús agrícola, on la redistribució i pèrdua del sòl, la degradació de la seva estructura i l'arrossegament de matèria orgànica i de nutrients porten a la pèrdua de gruix del perfil cultural i al descens de la **fertilitat**. L'erosió redueix també la humitat disponible al sòl, accentuant les condicions de l'aridesa. L'efecte resultant és una **pèrdua de productivitat** que, en principi, limita les espècies que poden conrear-se i obliga a un augment dels fertilitzants que cal aplicar per mantenir els rendiments de les collites i la producció d'aliments i, finalment, porta a la devaluació i abandó de la terra (taula 5). Dudal (1981) estima que la taxa actual de degradació de sòl a tot el món a causa de l'erosió i altres factors porta a una pèrdua de productivitat irreversible de 6 milions d'hectàrees cada any. Aquesta xifra s'elevava ja a 20 milions d'hectàrees segons el Programa ambiental de les

Nacions Unides del 1991. Els problemes plantejats per l'erosió, conseqüència de la sedimentació aigües a baix o a sotavent, redueixen la capacitat de transport de rius i séquies, augmenten el risc d'inundacions, enceguen els canals de reg i disminueixen la vida útil dels pantans. Els sediments són, també, un contaminant per la seva pròpia composició i pels elements químics que poden portar absorbits.

Taula 5. Extensió de terra afectada per erosió hídrica i eòlica de sòls

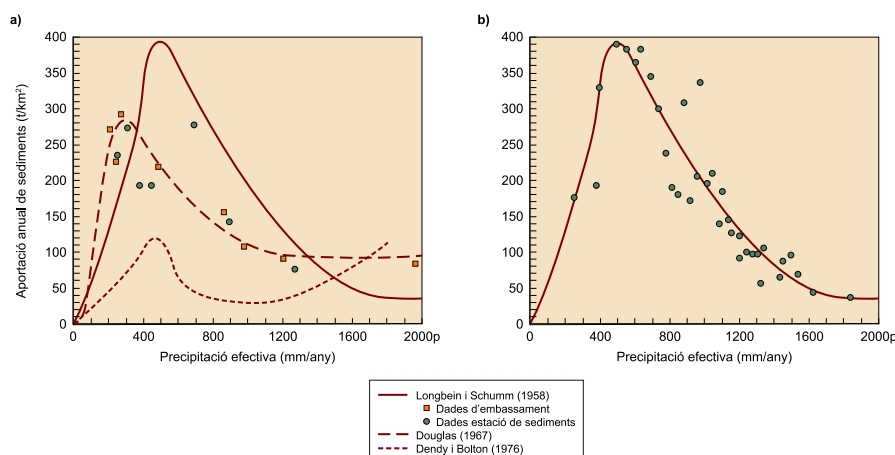
Regió	Superfície afectada per l'erosió (10 <sup>6</sup> ha)	
	Hídrica	Eòlica
Àfrica	227	186
Àsia	441	222
Amèrica del Sud	123	42
Amèrica Central	46	5
Amèrica del Nord	60	35
Europa	114	42
Oceania	83	16
Total	1.094	548

Font: Oldeman (1991).

La pèrdua de sòl té també efectes positius. El sòl que s'erosiona, si és de bona qualitat, augmenta la fertilitat del lloc on es diposita. La civilització egípcia, per exemple, es va desenvolupar a les riberes del ric Nil, gràcies a la fertilitat de les seves terres, a les quals les inundacions periòdiques del riu aportaven nutrients i materials fins erosionats a les parts altes de la conca. **A escala mundial**, les recerques que relacionen les pèrdues de sòl amb el clima mostren que l'**erosió hídrica** aconsegueix el valor màxim a zones de precipitació efectiva mitjana anual de 300 mm (figura 27).



Figura 27. Relacions entre producció de sediments i precipitació mitjana anual efectiva



Font: Langbein i Schumm (1958), Douglas (1967) i Dendy i Bolton (1976), extret de Hooke (2000).

Amb precipitacions totals inferiors a 300 mm, l'erosió augmenta en incrementar-se la precipitació (Langbein i Schumm, 1958). No obstant això, en augmentar aquesta també ho fa la **cobertura vegetal** i s'obté millor protecció de la superfície del sòl. Amb precipitacions totals superiors a 300 mm, l'efecte de protecció contraresta els efectes erosius de les pluges creixents i les pèrdues de sòl disminueixen encara que augmentin les precipitacions. No obstant això, hi ha evidències (Douglas, 1967) que demostren que les pèrdues de sòl poden augmentar de nou en fer-ho les precipitacions, per l'increment de l'escolament (figura 27). Aquest extrem depèn, en últim terme, de l'existència o no de cobertura vegetal. La informació disponible sobre càrrega de sediments als rius ha augmentat notablement durant els últims 30 anys (taula 6). Encara que les dades reflecteixen solament el material portat en suspensió, per les dificultats tècniques que plantegen les mesures dels dipòsits i la relativa escassetat d'observacions sobre concentracions de soluts, es pot usar la càrrega de sediments per obtenir una valoració raonablement fiable de la intensitat global de l'erosió hídrica (figura 28). La característica més important revelada per aquesta valoració és la vulnerabilitat de les zones semiàrides i subhúmedes del món davant l'erosió, especialment a la Xina, l'Índia, l'oest dels Estats Units, el centre de Rússia i els països mediterranis. El problema de l'erosió del sòl a aquestes àrees es complica amb la necessitat de conservar l'aigua i la sensibilitat ecològica pel medi ambient, ja que l'eliminació de la cobertura vegetal pel cultiu o pasturatge produeix un descens del contingut de matèria orgànica del sòl, seguit del seu esgotament i risc de desertificació. Altres zones d'alta intensitat d'erosió inclouen terrenys muntanyencs (Andes, Himàlaia, etc.) i zones de sòls volcànics (Java, Amèrica Central, etc.). Donada la present taxa de desforestació al tròpic humit, s'està creant allà una segona zona d'alta vulnerabilitat enfront de l'erosió, que probablement mostra un problema tan sever com el de les zones semiàrides i subhúmedes del món. Una tercera zona d'alt risc d'erosió, no apreciable a la figura 27, es refereix a àrees on el relleu i els sòls associats al mateix són conseqüència d'un clima anterior (per exemple, Àfrica del Sud). Hem d'anar amb compte quan interpretem dades sobre taxes d'erosió, perquè aquestes varien amb la grandària de la zona considerada. Part dels sediments

troben la seva sortida als rius, però una altra part es diposita al peu dels pendents i a planes inundables, on romanen temporalment emmagatzemats; de vegades fins a la següent tempesta o, en altres ocasions, durant milers d'anys. Com que a les conques més grans tendeix a haver-hi més proporció d'aquests embornals de sediments, les taxes d'erosió expressades per unitat de superfície són generalment més altes per a les conques petites i disminueixen en augmentar la grandària de la conca. Cal assenyalar, així mateix, que no tot el sediment prové de l'erosió del sòl estrictament sinó que, com s'ha assenyalat a l'apartat anterior, també l'erosió «geomorfològica» produeix grans quantitats de sediment arrencat de terres nues, d'afloraments de roques meteoritzades, de terraplens, etc. Tanmateix, aquest tipus d'informació proporciona una visió global eficaç per detectar la magnitud del fenomen.

Taula 6. Taxes anuals mitjanes d'erosió a països seleccionats (t/ha)

	Natural	Cultivat	Nu
Xina	0,1 – 2	150 – 200	280 – 360
EE. UU.	0,03 – 3	5 – 170	4 – 9
Austràlia	0,0 – 64	0,1 – 150	44 – 87
Costa de Marfil	0,03 – 0,2	0,1 – 90	10 – 750
Nigèria	0,5 – 1	0,1 – 35	3 – 150
Índia	0,5 – 5	0,3 – 40	10 – 185
Etiòpia	1 – 5	8 – 42	5 – 70
Bèlgica	0,1 – 0,5	3 – 30	7 – 82
Regne Unit	0,1 – 0,5	0,1 – 20	10 – 200

Figura 28. Aproximació a les variacions mundials de sediment en suspensió als rius producte de l'erosió dels vessants

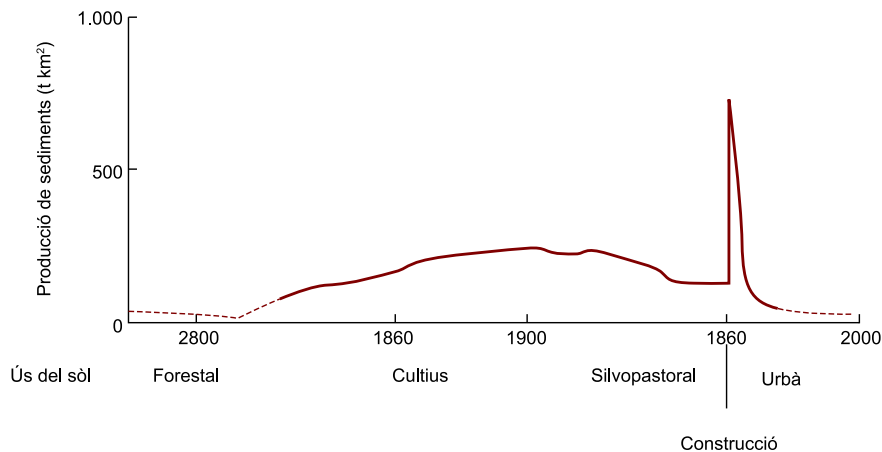


Font: Walling i Web (1983).

Tal com s'ha apuntat en anteriors ocasions, l'erosió i el canvi d'ús del sòl estan fortament relacionats, especialment en referència a la destrucció de la coberta vegetal. Una seqüència típica de processos va ser descrita per Wolman (1967) per a Maryland (EE. UU.), on la taxa d'erosió es va multiplicar per cinc en

transformar el bosc en terres de cultiu a partir del 1700 (figura 29). La figura 30 il·lustra els canvis d'usos del sòl a les conques de drenatge com a factor fonamental en el potencial erosiu de les terres.

Figura 29. Relació entre la producció de sediments i canvis d'ús del sòl a la regió de Piedmont Maryland, EE. UU.



Font: Wolman (1967).

Figura 30. Evolució del paisatge en relació amb els usos del sòl i, amb això, el seu potencial erosiu



Font: García-Ruiz i López-Bermúdez (2009).

Els processos erosius i els seus efectes són un dels aspectes ambientals de més preocupació a les àrees de **clima mediterrani**, que estan caracteritzades de manera global per **taxes de producció de sediments relativament altes**, encara que molt variables depenent de factors climàtics, fisiogràfics i antròpics. L'erosió és un dels principals fenòmens que afecten els ecosistemes mediterranis, que probablement representen els ambients amb un més gran i complex registre de relacions entre l'home i el mitjà des de l'holocè. D'acord amb les dades d'erosió obtingudes a quatre àrees climàtiques mediterrànies diferents, Inbar (1992) conclou que existeix una disminució en totes elles, amb l'increment de la precipitació; no obstant això, cal diferenciar dues tendències diferents (figura 31):

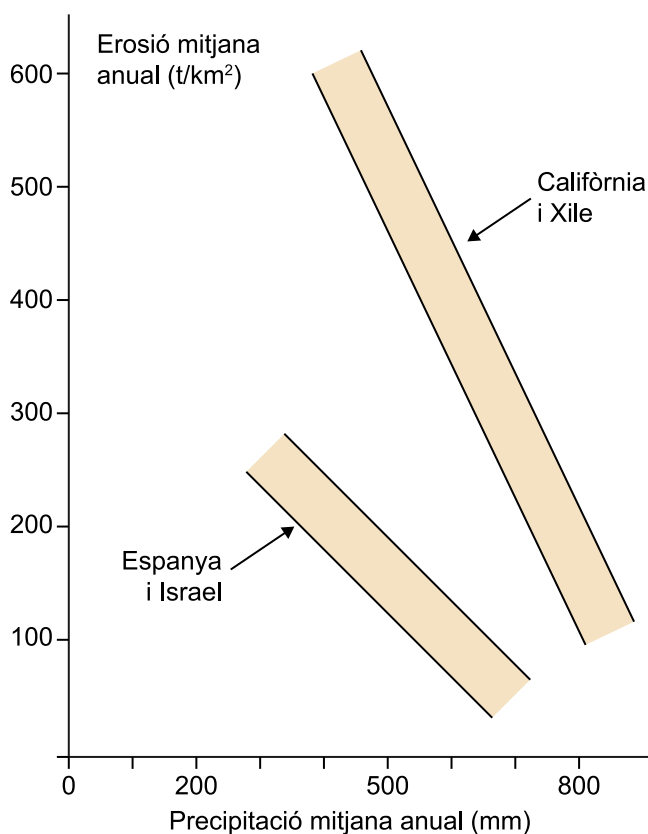
a) Una per a Israel i Espanya, amb un pic de sediment sobre els 300 mm de pluja anual i una taxa de disminució de 50 t/km<sup>2</sup>/any per cada 100 mm d'increment de precipitació.

b) Altra per a les àrees de la costa pacífica, Califòrnia i Xile, amb un pic de sediment sobre els 600 mm de precipitació i una disminució més ràpida a raó de 100 t/km<sup>2</sup>/any per cada 100 mm d'augment de la precipitació.

Aquestes taxes d'erosió més altes a les costes americanes poden ser explicades per dos factors no climàtics:

- El relleu més abrupte.
- L'**impacte antròpic**, que pot considerar-se la variable més important: els processos erosius no han aconseguit encara un equilibri.

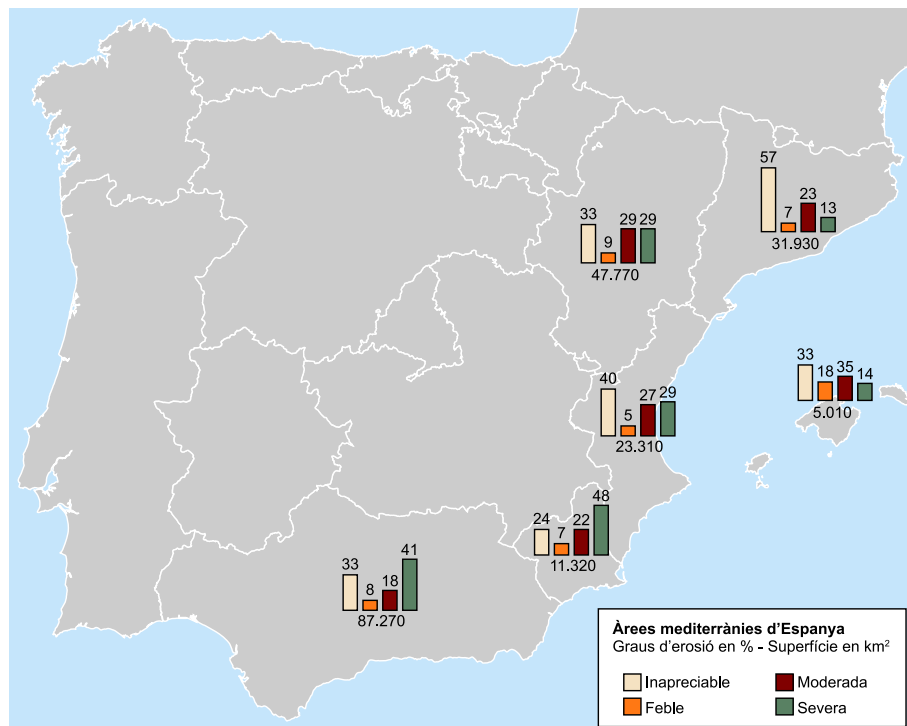
Figura 31. Disminució de la producció de sediment amb l'increment de la precipitació a Espanya-Israel (Mediterrani Vell) i Califòrnia-Xile (Nou Mediterrani)



Font: Inbar (1992).

En conjunt, uns 27 milions d'hectàrees (53 % de la superfície) són les que experimenten una remoció o pèrdua de sòl que pot qualificar-se d'important. Les pèrdues anuals de sòl s'estimen en més d'un milió i mig de tones (ICONA, 1988; MOPU, 1990). L'erosió a Espanya s'accentua al vessant mediterrani (figura 32), amb àrees que ocupen els primers llocs en processos d'erosió, especialment Múrcia i Andalusia.

Figura 32. Graus d'erosió al vessant mediterrani de la península Ibèrica



Font: Del Val (1989).

L'erosió de sòls a determinades zones d'Espanya és un fenomen ambiental important, i és l'únic país d'Europa amb el risc de desertificació alt (ICONA, 1988; MOPU, 1990):

- Uns 13 milions d'hectàrees, el 27 % dels sòls, registren unes taxes d'erosió qualificades de greus. Aquí es presenten pèrdues de sòl superiors a 100 Mg/ha/any, equivalents a 6-7 mm/any de sòl.
- Altres 14 milions d'hectàrees, aproximadament el 28 % del territori, pateixen una erosió de moderada a important. Les pèrdues oscil·len entre 50 i 100 Mg/ha/any, amb gruixos de sòl equivalents a 3,5-6 mm/any.
- Al voltant de l'11 % del sòl, uns 5,5 milions d'hectàrees, presenten erosió lleu o baixa. Les pèrdues són inferiors a 50 Mg/ha/any, amb rang molt freqüent entre les 10 i 25 t/ha/any i pèrdues de sòl equivalents a 0,5-3,5 mm/any.
- Tan sols al voltant del 34 % del territori no registra fenòmens d'erosió apreciables; les pèrdues són admissibles, inferiors a 12 Mg/ha/any.

L'erosió a Catalunya, encara que és important a algun punt, ho és molt menys que en la resta d'Espanya (50 % menys en termes relatius). Un 12 % de la superfície de Catalunya pateix fenòmens greus d'erosió (400.000 ha, segons qualificació del DARP, 1983), la majoria per erosió hídrica, aglutinant un 70 % del total de les àrees afectades per erosió severa al país (taula 7). Un 42 % de la superfície total de Catalunya sofreix fenòmens d'erosió d'alguna forma,

amb les conseqüències que això suposa no només per a les perdudes de sòl *in situ*, sinó per a altres problemes aigües a baix (aterrament d'embassaments i canals, per exemple). L'erosió mitjana se situa sobre 10 Mg/ha/any valor mitjà en relació amb valors obtinguts a conques (vegeu Sala i Rubio, 1993, per a més referències).

Taula 7. Dades relatives de l'erosió de Catalunya, la costa mediterrània

	<b>Superfície total (ha)</b>	<b>Erosió Inapreciable (%)</b>	<b>Erosió lleu (%)</b>	<b>Erosió moderada (%)</b>	<b>Erosió greu (%)</b>
Barcelona	773.000	67	5	18	10
Girona	589.000	67	5	21	7
Lleida	1.203.000	54	10	23	13
Tarragona	628.000	43	5	30	21
Catalunya	3.193.000	58	7	23	12
Costa i illes mediterrànies	5.569.000	31	6	22	41

Font: DARP (1983).

## 4. Els processos i les formes fluvials

### 4.1. Introducció: el treball geomorfològic dels rius

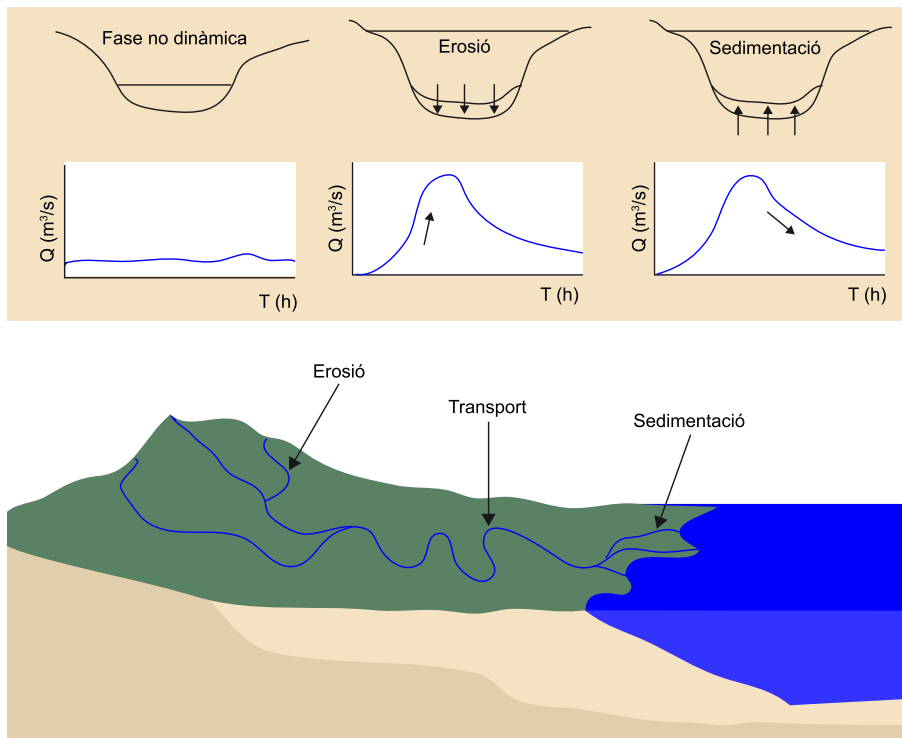
El treball geomorfològic dels rius consisteix en tres activitats íntimament relacionades: l'**erosió**, el **transport** i la **sedimentació**. L'**erosió** és originada per la força de tall del corrent d'aigua sobre la llera que mobilitza el material del fons i dels marges, sigui excavant sobre el substrat rocós o sobre el mantell residual (sediments). El **transport** consisteix en el moviment de les partícules erosionades mitjançant suspensió, saltació, tracció o fons i dissolució. La **sedimentació** és l'acumulació progressiva de les partícules transportades sobre el llit del riu, sobre la plana d'inundació o sobre el fons d'una massa d'aigua no corrent a la qual desemboca el curs d'aigua (llac). L'**erosió** no pot tenir lloc sense que existeixi una mica de transport, i les partícules transportades han d'acabar sedimentant; per tant, els tres processos no són res més que les **tres fases** d'una mateixa activitat geomorfològica. Quan el riu porta molta aigua i, per tant, desenvolupa molta energia (fase de crescuda de l'avinguda), el primer que fa és excavar el canal; si després d'erosionar el llit encara no hi cap tota l'aigua que hi circula, el riu desborda i inunda la plana més propera. Quan va deixant de ploure a la conca i el cabal disminueix (recessió de l'avinguda), el procés es produeix de manera inversa, és a dir, el canal torna a la seva posició i configuració primitives, ja que el riu diposita material de nou. Cada vegada que hi ha una crescuda, la morfologia del riu canvia, però aquest canvi quan baixa el nivell de l'aigua es va compensant per la sedimentació de nou material. D'aquest fenomen se'n diu *equilibri dinàmic o quasi equilibri* (figura 33).

Els processos (acció hidràulica, erosió, transport, sedimentació) que tenen lloc a la llera d'un riu generen unes formes fluvials determinades (ràpids, tolles, barres, illes, planes d'inundació, terrasses) que alhora controlen la dinàmica dels processos. Per tant, un **paisatge fluvial** és el resultat de la **interacció entre els processos i les formes**, des de temps geològics fins a l'actualitat, i que depenen de les característiques i dels processos climàtics, hidrològics, geomorfològics, edàfics i d'usos del sòl de la conca de drenatge situada aigües amunt:

**Conca de drenatge (o fluvial): Processos fluvials ↔ Formes fluvials → Paisatge fluvial (riu)**

Figura 33. Procés d'erosió i sedimentació a un riu en relació amb el cabal (Q): **a)** Fase no-dinàmica; **b)** erosió de la llera durant la pujada de l'hidrograma (crescuda); **c)** sedimentació

durant la recessió (pèrdua d'energia del flux) i quasi restabliment de l'anterior geometria de la llera



Font: Modificació de Cuaderno de Cristina Sanz García.

## 4.2. Erosió fluvial

L'aigua que circula pels rius erosiona de diverses maneres, que depenen de les característiques del flux (cabal, velocitat, etc.), del tipus de material del llit i dels materials que arrossega el corrent d'aigua. L'aigua que circula per un canal confinat exerceix una **força de tall** sobre el canal (llera i marges) que pot arrancar des de materials poc consolidats (llims, sorres, graves fines) fins a materials molt més grollers (graves, còdols, blocs). A. N. Strahler ho anomenava el *procés d'acció hidràulica*.

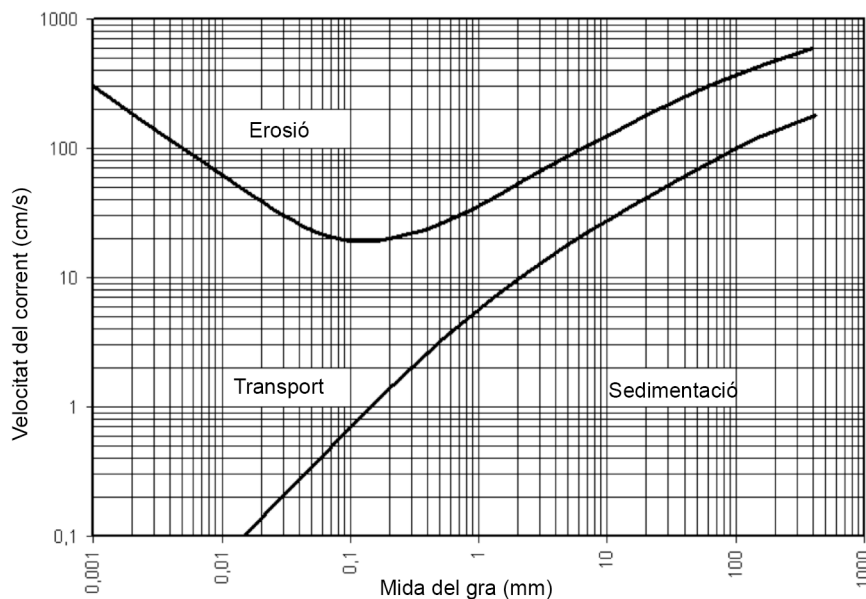
Els resultat de l'**acció hidràulica** de l'aigua en moviment sobre les partícules (**sediments**) a la llera d'un riu no és sempre el mateix, sinó que canvia en **funció de la mida dels materials**. La **corba de Hjulström** (1935), anomenada així per Filip Hjulström (1902-1982), és un gràfic utilitzat pels geomorfòlegs i enginyers per determinar si un riu erosiona (i quina mida de partícules erosiona), si transporta o si diposita els sediments. El gràfic representa la relació entre la velocitat de l'aigua i la mida dels materials (figura 34). L'eix de les  $X$  mostra la mida de les partícules en mm; mentre que l'eix de les  $Y$  mostra la velocitat del riu en cm/s. Les dues línies en el diagrama mostren les diferents mides de les partícules que s'erosionaran, es transportaran o dipositaran. La corba utilitza una escala logarítmica doble i mostra diverses idees clau sobre les relacions entre l'erosió, el transport i la sedimentació. La corba de Hjulström mostra que les partícules d'una mida al voltant d'**1 mm (sorra) requereixen menys energia per ser erosionades**, ja que són partícules que no tenen forces de cohesió. Les partícules més petites (argiles, llims) requereixen més velocitat per produir l'energia necessària per separar les partícules que s'han cohesionat.



Les partícules més grans, com ara graves i còdols, s'erosionen a velocitats més altes. Quan la velocitat cau per sota d'aquesta velocitat, anomenada línia de la **velocitat crítica**, les partícules es transporten o es dipositen, en lloc de ser només erosionades, depenent de l'energia del riu.

Les partícules arrossegades pel corrent d'aigua xoquen amb el fons i els marges produint un fenomen d'erosió per desgast mecànic anomenat **abrasió**, que provoca el trencament de les partícules per l'impacte i per l'erosió de les partícules dipositades en els marges i el llit del riu. L'abrasió, juntament amb la pèrdua de capacitat de transport dels rius a mesura que transcorren aigües avall, són la causa que els materials de la llera cada cop tinguin un **diàmetre més petit** (compareu, per exemple, els materials que trobeu a la capçalera del Segre a la Cerdanya amb els sediments del riu al Delta de l'Ebre). L'abrasió és, per exemple, el principal procés d'erosió que pot afectar lleres de **roca mare**, que són massa resistents respecte a l'acció hidràulica directa.

Figura 34. Gràfic de Hjulström per determinar l'erosió, el transport i la sedimentació de les partícules a la llera d'un riu en funció de la intensitat del flux (mesurat per la velocitat del corrent)



Font: Curva de Hjulström.

Finalment, cal citar en l'àmbit de l'erosió fluvial els processos químics de meteorització de les roques (reaccions àcides i de dissolució) que són efectius per atacar el substrat rocós i arrencar partícules, moltes de les quals seran transportades en **forma iònica**. És l'efecte de **corrosió**. Els resultats d'aquest fenomen són molt clars sobre les roques calcàries, que són roques massa dures per ser fragmentades per abrasió, i en canvi són fàcilment atacables per l'acció de l'**àcid carbònic de l'aigua** dels rius, donant lloc a les anomenades **marmites de gegant** (figura 35).

Figura 35. Marmites de gegant



Font: Destins fantàstics.

#### 4.2.1. Força-resistència: fonaments hidràulics

Per entendre com són i com actuen les forces que treballen a les lleres dels rius, és necessari presentar, encara que de manera resumida, alguns conceptes fonamentals d'hidràulica, com a introducció al tema general dels estudis fluvials. L'aigua que circula per un canal confinat està subjecta a dues forces externes principals: la gravetat o acceleració i la fricció o resistència. La gravetat és la força que impulsa l'aigua contra les parets del canal i riu avall. La fricció és la força que es produeix entre l'aigua i el perímetre del canal, i constitueix una força de resistència al moviment gravitacional riu avall. La capacitat de l'aigua que circula per excavar un canal, transportar sediment i, en definitiva, denudar el paisatge depèn d'aquestes dues forces, l'impuls gravitacional i la resistència del substrat que se li oposa. La influència de la litologia i de la topografia en la capacitat de l'aigua corrent per excavar i transportar s'exerceixen, principalment, a través de la seva relació amb les forces de resistència. La força de la gravetat s'exerceix verticalment, encara que per un cos situat sobre un pla inclinat existeix una component tangencial de la força gravitacional, la qual serà igual al pes del cos. En la direcció d'un pla inclinat, la component de la força gravitacional ( $F$ ) serà:

$$F = \text{sen } b$$

On  $b$  és l'angle d'inclinació del pla. La força de tall que exerceix el flux d'aigua que circula sobre el llit i les lleres del riu ve definida per la següent equació:

$$\tau_0 = \rho w g D s \text{ (en } N/m^2 \text{)}$$

On:

- $\rho w$  és la densitat del fluid en  $kg/m^3$ ,

- $g$  és l'acceleració de la gravetat en  $m/s^2$ ,
- $D$  és la fondària mitjana de la secció, i
- $s$  és el pendent hidràulic (tot i que normalment es fa servir el pendent de la llera).

La resistència friccional exercida per la superfície del pla inclinat sobre un cos que està en repòs és més gran que la component aigües avall del pes del cos, ja que si no fos així, el cos començaria immediatament a moure's sota la influència de la component tangencial del seu pes, i s'acceleraria la taxa gravitacional. Si el cos està en moviment lliscant per un pla inclinat a una velocitat uniforme, és a dir, sense que es produeixi acceleració, aleshores és que està actuant sobre aquest cos una força friccional igual i oposada a la component tangencial aigües avall del mateix pes. Aquests principis regeixen també pel moviment de l'aigua en un canal. El pendent de la superfície de l'aigua és comparable al pla inclinat, i la força exercida per la gravetat, que tendeix a moure l'aigua riu avall, és la component tangencial del pes de l'aigua. La resistència per unitat d'àrea d'un llit fluvial és funció de la viscositat i proporcional al quadrat de la velocitat de l'aigua que circula pel canal. La força de resistència variarà segons la distribució granulomètrica del material del llit del riu, de la geometria del llit fluvial i de les irregularitats del llit i els marges del canal, destacant-ne el paper de la vegetació en determinades èpoques de l'any.

### 1) Condicions del flux

Un flux d'aigua es defineix com laminar o com turbulent. En la circulació fluvial, el flux és essencialment turbulent. Aquest extrem es pot comprovar amb un simple experiment: si aboquem tinta a un corrent d'aigua que circula a poca velocitat, es produirà una marca ben delimitada, recta i d'amplada pràcticament constant. Amb l'increment de la velocitat, la taca es distorsionará cada cop més. En el primer cas, tenim un flux de tipus laminar, mentre que el segon es tracta d'un flux de tipus turbulent. La major part de fluxos que circulen a vessants i canals fluvials són de tipus turbulent, és a dir, estan constituïts per un sistema d'innombrables remolins que contínuament es formen i desapareixen. Aquesta **turbulència** és la que permet **elevant, sostenir i transportar partícules en l'aigua**. La turbulència es genera per la **fricció** entre l'aigua i el perímetre mullat de la llera, és a dir, pel contacte amb el llit i els marges. La rugositat provoca una circulació turbulenta en lloc de la circulació laminar que seria d'esperar en un líquid; per tant, com més rugós el llit, més fricció amb el flux d'aigua i més turbulència. Malgrat que la turbulència s'incrementa amb la velocitat d'una forma relativa, és més gran la turbulència a fluxos d'aigua de poca fondària. A partir d'aquestes consideracions, l'estat del flux d'aigua es pot definir per dos números adimensionals, anomenats de Reynolds i de Froude. El **número de Reynolds** ( $R_e$ ) descriu les condicions del flux, a partir de la relació entre **inèrcia** i **viscositat**. Es defineix com:

#### Vegeu també

El tema de les condicions del flux es tracta en el mòdul «Hidrologia». Aquí es repassa.

$$R_e = vD\rho / m$$

On:

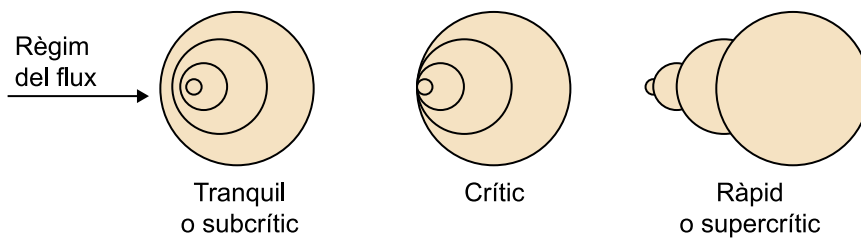
- $v$  és la velocitat del flux en m/s.
- $D$  és la fondària del flux en m.
- $\rho$  és la densitat del flux en kg/m.
- $m$  és la viscositat del flux en g/cm·s.

Els valors alts del número de Reynolds indiquen un flux turbulent, mentre que els valors baixos indiquen un flux proper al laminar. A un flux laminar, la resistència decreix a mesura que el número de Reynolds augmenta. Així, el **flux laminar** ocorre quan els números de Reynolds són inferiors a 500; quan els valors en mouen entre 500 i 2.000 es tracta d'un **flux de transició**; si el número de Reynolds és superior a 2.000, ens trobem davant d'un **flux turbulent**. L'inconvenient més gran del número de Reynolds és que la franja de transició és molt àmplia. El número de Froude ( $F$ ) és un altre indicador hidràulic que s'utilitza per classificar el tipus de corrent d'aigua. Aquest número indica si el corrent és tranquil·la o subcrítica ( $F < 1$ ), ràpida o supercrítica ( $F > 1$ ), o crítica ( $F = 1$ ). Es calcula dividint la velocitat mitjana del flux ( $v$ ) per l'arrel quadrada del producte de la gravetat ( $g$ ) per la fondària ( $D$ ), a partir de l'equació:

$$F = v / (gD)^{1/2}$$

El flux ràpid comporta una forta acceleració de l'aigua i es dona a punts on es produeix un fort estretament del canal. Generalment, es limita a sectors ràpids on el corrent circula sobre el substrat rocós o al voltant de grans blocs. Es caracteritza a simple vista per una aparença veloç amb poques pertorbacions abans de l'obstacle, i amb remolins estacionaris després. El flux tranquil o subcrític és el més comú a canals fluvials. Els obstacles al canal tendeixen a donar pertorbacions abans que el flux hi arribi, i ones transversals aigües avall de l'obstacle. Si es llença un còdol a aquest tipus de flux, les ones que es formen van contracorrent, ja que la seva velocitat excedeix la del fluid (figura 36). La transició de flux tranquil a ràpid va acompanyat d'una forta caiguda en el nivell de l'aigua, mentre que el pas contrari dona lloc al fenomen anomenat **salt hidràulic**. Aquest fenomen provoca una forta inversió del corrent i dona lloc a bancs d'escuma a la superfície, tornant l'aigua a presentar un flux lent i profund aigües avall.

Figura 36. Moviment de les ones de gravetat segons el tipus de règim. Equivaldria al desplaçament que farien les ones si tiréssim una pedra a un canal amb aigua circulant

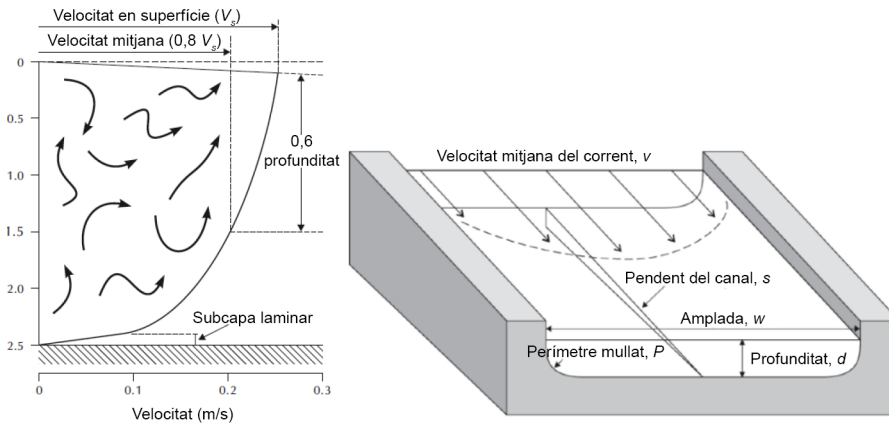


Font: Agència Catalana de l'Aigua (2003).

## 2) La velocitat del flux i la seva distribució

Sobre el llit d'un canal, la **velocitat del flux és mínima**, i per sobre es va incrementant progressivament a mesura que augmenta la distància al llit del riu. A un flux de tipus no turbulent, la barreja és molecular i per les forces viscoses, i la velocitat varia de manera lineal amb la fondària. La força de tall és proporcional a la velocitat. A un flux de tipus turbulent, la barreja es fa per remolins i la força de tall és proporcional al quadrat de la velocitat. La velocitat de l'aigua a un riu decreix cap al llit del riu seguint la forma d'una corba de tipus logarítmic (relació en la qual la velocitat és proporcional al logaritme de la fondària i que descriu prou bé el canvi de velocitat en la majoria de canals fluvials) (figura 37). Donat el canvi logarítmic de la velocitat amb la distància fins al fons del canal, es pot afirmar que existeix una fondària en la qual la velocitat local és igual a la **velocitat mitjana** del conjunt de la corba. Aquesta posició es troba a **0,6 de la distància des de la superfície fins al llit**. Es coneix a partir de dades empíriques que la velocitat mitjana pot ser estimada, així mateix, com a la mitjana entre les velocitats mesurades a 0,2 i 0,8 de la superfície fins al llit del riu. Aquestes són les relacions que s'utilitzen en la majoria d'aforaments. La forma de la corba de distribució de velocitats depèn de la rugositat del llit. Per a una fondària de flux determinada, com més gran és la rugositat del llit, més són les pèrdues d'energia per turbulència sobre el llit, la qual cosa té com a resultat un gradient més gran de velocitat des del fons fins a la superfície. El gràfic corresponent a dos canals amb la mateixa fondària però amb diferent rugositat del material del llit serà forçosament diferent.

Figura 37. Distribució de la velocitat de l'aigua a la llera d'un riu en alçat i en perspectiva



Font: Huggett (2007).

Quan es parla de velocitat de l'aigua a un curs fluvial no s'ha d'entendre que ens referim a la velocitat que té lloc en un punt determinat, sinó a una velocitat mitjana per al conjunt del flux a aquella secció determinada. La taxa de flux en termes del volum d'un fluid que passa per una secció donada per unitat del temps es denomina **cabal** o **descàrrega**. Encara que la velocitat es defineix com un vector que té alhora direcció i magnitud, als canals no confinats dels cursos naturals la velocitat és similar a l'acceleració, és a dir, es produeix en una direcció perpendicular a la secció transversal. Aquesta velocitat depèn de diversos factors:

- Gradient d'energia (component tangencial de la força de la gravetat), generalment estimat pel pendent de la superfície de l'aigua.
- La fondària del flux, és a dir, del cabal.
- La rugositat del perímetre on circula l'aigua (a efectes de fricció).
- Les propietats de l'aigua, especialment de la seva viscositat, la qual és funció de la temperatura.

Encara que en enginyeria la velocitat mitjana es calcula mitjançant alguna de les diverses fórmules empíriques que contenen aquestes variables, no s'ha d'oblidar que la velocitat varia d'una part a l'altra d'una secció determinada, i que és el resultat de la interacció complexa de diversos elements presents als canals fluvials. Una de les equacions més comunament utilitzades per al càlcul de la velocitat a partir dels paràmetres hidràulics existents és l'**equació de Manning**, basada en determinacions experimentals i de camp sobre uns valors determinats anomenats **coeficients de resistència**. La fórmula és:

$$v = R^{2/3} s^{1/2} / n$$

On:

- $v$  és la velocitat,

- $R$  és el radi hidràulic en metres ( $A/2d + w$ ),
- $A$  és l'àrea de la secció en  $m^2$ ,
- $d$  és la fondària mitjana i  $w$  és l'amplada en metres,
- $s$  és el pendent de la superfície de l'aigua (adimensional), i
- $n$  és el coeficient de rugositat de Manning.

Els valors experimentals de  $n$  varien des de 0,01 per a superfícies llises metàl·liques fins a 0,08 per a canals naturals amb moltes roques i obstacles (vegetació).

### 4.3. Transport fluvial de sediment

Les dues variables més importants que controlen la producció de sediment d'una conca de drenatge són, per una part, el **tipus de roca** i el seu **grau de meteorització**, i per l'altra, la quantitat, distribució i intensitat de les **precipitacions**, la seva distribució, l'**escolament** i la seva magnitud i freqüència. Aquests factors controlen quin tipus de material s'erosiona i surt de la conca, quan surt i de quina manera és transportat. La quantificació del material transportat als sistemes fluvials és el resultat de l'aportació de sediments erosionats de la seva conca de drenatge i la seva estimació es basa fonamentalment en les mesures de camp i també en estimacions fetes a partir de fórmules empíriques i/o teòriques desenvolupades, en la seva major part, a canals de proves de laboratori. El **transport de sediments** té una **relació directa** amb les **taxes d'erosió** i denudació d'una conca, i els canvis en la dinàmica del transport poden indicar variacions als ecosistemes aquàtics associats. A més, els estudis de transport de sediments tenen moltes aplicacions ambientals i els resultats són importants, per exemple, per al càlcul de l'aterrament de preses, pels sistemes de reg i drenatge, per a la concessió de llicències d'extraccions d'àrids dels rius, per a determinar la qualitat de l'aigua, etc.

#### Transport de la càrrega de material d'un riu

La càrrega de material d'un riu pot ser transportada de tres maneres diferents:

- a) La **matèria dissolta** és transportada de manera invisible en forma iònica; tots els corrents d'aigua porten sals dissoltes, producte de la descomposició química de la roca i els sòls de la conca.
- b) La **matèria en suspensió** està formada per argiles, llims i sorres (depenent de l'energia del flux fins a graves, còdols), partícules que són suspeses i mantingudes per la turbulència del flux (remolins al corrent).
- c) La **càrrega de fons** que està formada pels fragments més grans, sorres, graves, etc. que es mouen confinats al fons i que es desplacen ocasionalment per rodament, lliscament i saltació.

La càrrega de **material dissolt** a l'aigua dels rius és el resultat tant de les entrades provinents de l'atmosfera –incloent-hi la precipitació i la deposició seca–, com de la meteorització de la roca i el sòl, dels processos bioquímics que es desenvolupen a l'interior de la conca i, en el cas de conques on l'activitat

humana hi és present, dels processos que d'aquesta acció se'n puguin derivar, en especial de tipus forestal, agrícola i/o industrial. Tenir informació sobre la càrrega de material dissolt que transporten els rius pot ser d'una gran utilitat a l'hora d'avaluar taxes d'erosió i meteorització i de descriure la importància relativa dels processos químics de denudació de les conques de drenatge. A àrees humides i subhumides, és a dir, a conques àmpliament cobertes per bosc, l'exportació de material fora de la conca és sovint el principal factor que domina els processos de denudació. La càrrega de material dissolt que surt d'una conca de drenatge reflecteix tots els processos naturals i antròpics que a la mateixa hi tenen lloc i és, per tant, un indicador molt sensible de les condicions actuals de la conca. Els canvis que es produeixen a l'interior en el transport de material dissolt poden proporcionar un valuós coneixement sobre les alteracions dins del sistema conca. Per exemple, s'han descrit increments de la salinitat dels rius com a conseqüència de la substitució del bosc tradicional per conreus i pastures. La càrrega de material dissolt de l'aigua d'un riu es pot mesurar directament a través de la determinació dels ions majoritaris (cations:  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  i  $\text{K}^+$ ; anions:  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ; elements electroquímicament neutres:  $\text{SiO}_2$ ) i elements minoritaris principals ( $\text{Al}_3^+$ ,  $\text{Fe}$ ), o indirectament a través de la conductivitat elèctrica que varia proporcionalment a la força iònica de l'aigua i, per tant, a la càrrega total de material dissolt que el riu transporta. Està relacionada amb la natura de les substàncies dissoltes, la seva concentració i la temperatura a la qual es fa la mesura. Les solucions de la majoria de sals inorgàniques, àcides i bàsiques són bones conductores elèctriques. La determinació de la conductivitat elèctrica proporciona una lectura ràpida de la concentració d'electròlits. Les concentracions de material dissolt es mesuren amb un aparell anomenat *conductímetre* i es donen en mg/l, mentre que la conductivitat es dóna corregida a 25 ° en S/cm. La relació estadística entre cabal i concentració química de l'aigua d'un riu (sigui sumatori dels ions principals o conductivitat) és generalment negativa, és a dir, a més cabal, menys concentració, i pren la forma següent:

$$TSD = a Q^{-b}$$

On:

- *TSD* és el total de sòlids dissolts,
- *Q* és el cabal, i
- *a* i *b* són constants derivades empíricament.

Els rius caracteritzats per concentracions baixes de material dissolt (20-30 mg/l) estan dominats per les concentracions de  $\text{Na}^+$  i  $\text{Cl}^-$  que reflecteixen bàsicament la contribució de la precipitació; aquells rius amb concentracions intermèdies (30-1000 mg/l) tendeixen a estar dominats per les concentracions de  $\text{Ca}^{++}$  i  $\text{HCO}_3^-$ , relacionats amb les entrades provinents de la meteorització de



la roca i el sòl. Finalment, rius amb concentracions superiors als 1.000 mg/l tornen a estar dominats altre cop pel  $\text{Na}^+$  i  $\text{Cl}^-$ , a causa de taxes d'evaporació elevades que donen com a resultat la precipitació de  $\text{CaCO}_3$  al canal del riu.

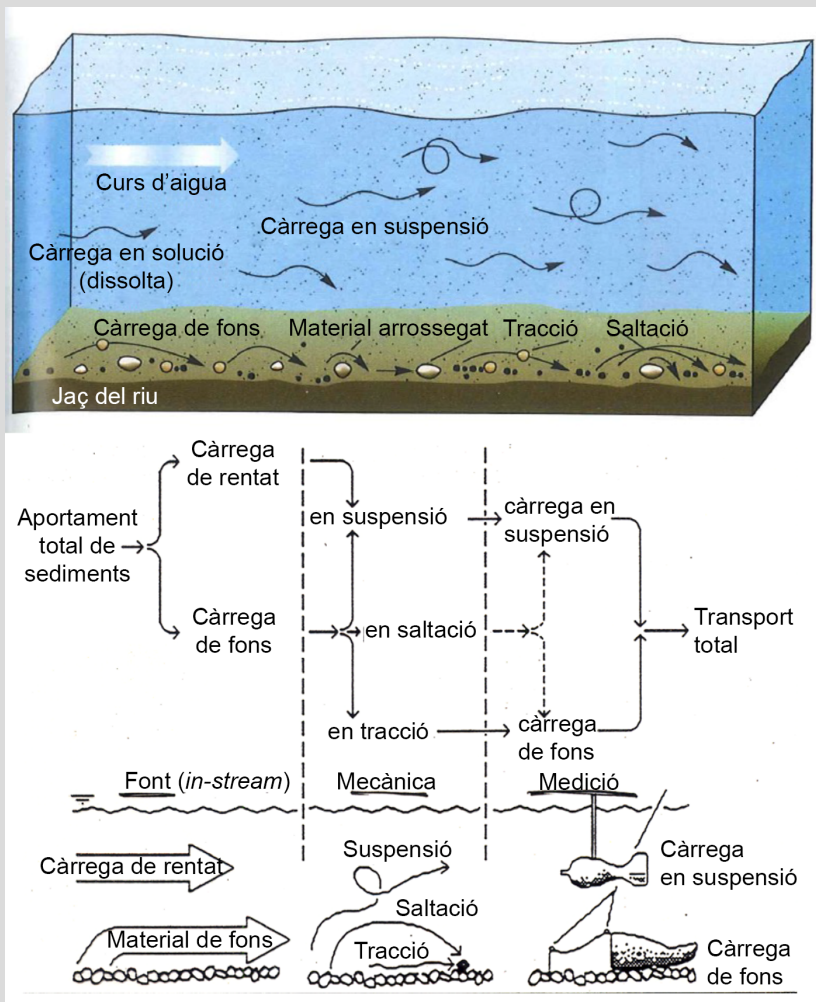
El sediment particulat (o granular) dels rius pot ser classificat en funció del seu **origen i el mode en què és transportat.**

## Càrrega total de sediment

La càrrega total de sediment d'un riu es defineix com la quantitat total de material sòlid que passa a través d'una secció de riu determinada, està controlat per la **capacitat** i la **competència** del cabal i es pot subdividir (figura 38) de les maneres següents:

- Segons el mecanisme de moviment de les partícules al canal fluvial, es pot dividir en càrrega de fons i transport en suspensió.
- D'acord amb les disponibilitats de la presa de mostres, es pot distingir entre sediment mostrejat i sediment no mostrejat.
- Segons el mètode de càlcul, es pot dividir en:
  - Càrrega total de sediment (material provinent del rentat dels vessants a la conca juntament amb material del llit del riu).
  - Càrrega provinent exclusivament del llit del riu (transportat en suspensió i com a càrrega de fons).
  - Material en suspensió (material de rentat dels vessants i material en suspensió provinent del llit del riu).

Figura 38. Modes de transport del sediment a un riu



Font: Holden (2005); Church i altres (1987).

## Capacitat i competència

**Capacitat:** la màxima quantitat de materials que pot transportar un riu (els seus cabals) que inclou sediment en suspensió i per tracció o de fons. Aquesta capacitat se sol mesurar

en pes per unitat d'amplada i unitat de temps (anomenada també *taxa de transport*), i es dóna generalment en tones/dia.

**Competència:** partícula més gran que pot arrossegar un riu per un cabal determinat. Tant la capacitat de càrrega com la competència augmenten amb la velocitat del corrent i l'augment de cabal, ja que el riu té més força d'erosió dels llits i els marges i més gran és també la turbulència. Per exemple, la capacitat per moure una partícula des del fons equival a la velocitat de l'aigua elevada a la tercera o a la quarta potència. Per tant, quan un riu dobla el seu cabal, la seva capacitat de transport pot augmentar fins a 8 o 16 vegades la inicial.

El transport de material fi es refereix al material de **rentat** subministrat pel sòl i sobretot per l'**erosió dels marges del canal**. Aquest material és transportat principalment en suspensió. El sediment en suspensió es mou aproximadament a la mateixa velocitat que el flux d'aigua que el transporta, i només sedimenta quan la velocitat es redueix considerablement. Està compost per partícules minerals, restes vegetals provinents de medis aquàtics i terrestres – particularment fragments d'algues que creixen a les vores i al llit del canal– i a rius amb circulació d'aigües lenta o rius que drenen llacs, organismes microscòpics (plàncton). La terbolesa de l'aigua reflecteix la càrrega de material en suspensió, encara que depèn altament de la mida de les partícules suspeses; per un pes determinat de material, les partícules fines produeixen una terbolesa més alta. La taxa de transport en suspensió està determinada principalment per la taxa de contribució de la conca més que no pas per la capacitat del riu per transportar sediment. La major part de material prové de l'erosió de les lleres del llit del riu, d'on el material fi és rentat i transportat en suspensió, i de l'erosió per rentat superficial i subsuperficial dels vessants de la conca. Mentre que l'erosió de les lleres del riu depèn parcialment de les característiques del flux que hi circula, l'erosió dels vessants és totalment independent de les condicions del riu. Les concentracions més elevades de sediment en suspensió es produeixen prop del llit del riu, encara que una variació considerable en les concentracions pot reflectir canvis en la distribució de les partícules segons la mida. Les partícules més grosses tenen les concentracions més elevades prop del llit del riu, mentre que la concentració de la fracció argila roman molt més constant al llarg de tota la columna d'aigua. Les concentracions de sediment en suspensió tendeixen a ser més importants a sectors d'aigües baixes amb una velocitat alta. Aquestes variacions tenen implicacions pel mostreig del sediment en suspensió, ja que són valors mitjans els que normalment s'utilitzen per als diferents models de transport. Han estat diversos els instruments de mesura dissenyats per al mostreig integrat en fondària del sediment en suspensió. Tres són les premisses bàsiques que compleixen tots ells:

- La velocitat d'entrada de l'aigua al mostrejador ha de ser la mateixa que el canal.
- Han de produir un efecte d'obstacle mínim sobre el flux d'aigua.
- El mostrejador ha d'estar orientat cap al flux de màxima velocitat tant al pla vertical com a l'horitzontal.

Els mostrejadors-integradors més comunament utilitzats són els de la sèrie DH dissenyats per l'US Geological Survey (figura 39). Les relacions entre cabal i concentracions de sediment en suspensió, definides a partir de molts treballs de camp i proves de laboratori, són generalment positives, és a dir, a més cabal, més concentració. Usualment, prenen la forma:

$$SS = a Q^b$$

On:

- $SS$  és la concentració de sediment en suspensió ( $\text{mg l}^{-1}$ ),
- $Q$  és el cabal, i
- $a$  i  $b$  són constants derivades empíricament, sovint amb una clara relació amb les característiques de la generació de sediment de la conca corresponent.

Leopold i Maddock (1953) van trobar que l'exponent  $b$  oscil·lava entre 2 i 3. En canvi, Wolman (1977) i Gregory i Walling (1973) van trobar en estudis a rius britànics que els valors es mouen entre 1 i 2. Hi ha, a més, una tendència pels valors d' $a$  i  $b$  a estar inversament relacionats, i es pot afirmar de manera aproximada que els valors baixos de  $b$  i els alts d' $a$  estan associats amb rius que drenen conques de plana sobre sediments fins, i que valors alts de  $b$  i baixos d' $a$  indiquen rius que transporten sediment provinent de conques de muntanya sobre roques més resistents.

Figura 39. Equips USGS-DH per a la presa de mostres de sediment en suspensió



Font: R. J. Batalla.

El transport de material com a càrrega de fons (*bedload*) es refereix a aquella proporció del sediment que inclou totes les classes de material que es troben al llit del riu, i que són transportades per saltació o per rodament pel flux d'aigua. El pes submergit d'aquesta càrrega de fons és sostingut per una combinació de forces fluides i per contactes intermitents amb el llit del riu. Qualsevol partícula en moviment pot arribar a un estat de repòs; per a la càrrega de fons, el progrés aigües avall esdevé una successió de períodes de moviment i de descans; les partícules en repòs formen part del material del llit. Hi ha, per tant, una relació molt estreta entre el material del llit i les seves formes de sedimentació i la càrrega de fons. La mida del material que es mou com a transport de fons, diferent d'aquell que ho fa en suspensió, depèn molt més de l'energia i la turbulència del flux. No obstant això, rarament inclou material més fi de 0,1-0,2 mm, que és transportat directament en suspensió. La càrrega de fons suposa, generalment, menys del 10 % del total de material sòlid transportat pels rius, encara que en rius de muntanya no al·luvials pot arribar fins al 70 %. Generalment, té més importància allà on el cabal crític per a l'inici de moviment de les partícules és un esdeveniment relativament freqüent. Les mesures de camp de càrrega de fons es basen en tècniques de medició i control (figura 40), tals com el mostrejadador Helley-Smith (Helley i Smith, 1971), les cadenes magnetitzades, els traçadors actius i passius i els sistemes de trampes. L'estudi dels processos que controlen el transport de càrrega de fons en relació amb la morfologia del canal i el control de les variacions de la topografia del llit durant les crescudes han assolit també un notable desenvolupament. Les variacions locals en les taxes de transport de sorra i graves fines són, generalment molt elevades, i estan associades a l'inici del moviment del paviment del llit al canal, i també a les variacions dels diferents paràmetres hidràulics al llit del riu, velocitat del flux, topografia i rugositat del llit, formes fluvials locals i generals i geometria hidràulica, especialment durant les crescudes. En condicions de flux normals, la variació del transport de càrrega de fons a una secció transversal és habitualment superior al 50 % en intervals de mesura inferiors als 10 minuts. Les relacions entre cabal i taxes de transport de fons exhibeixen, doncs, una variabilitat molt important, encara que generalment són positives, és a dir, a més cabal més transport, i prenen també la forma:

$$i_b = a Q^b$$

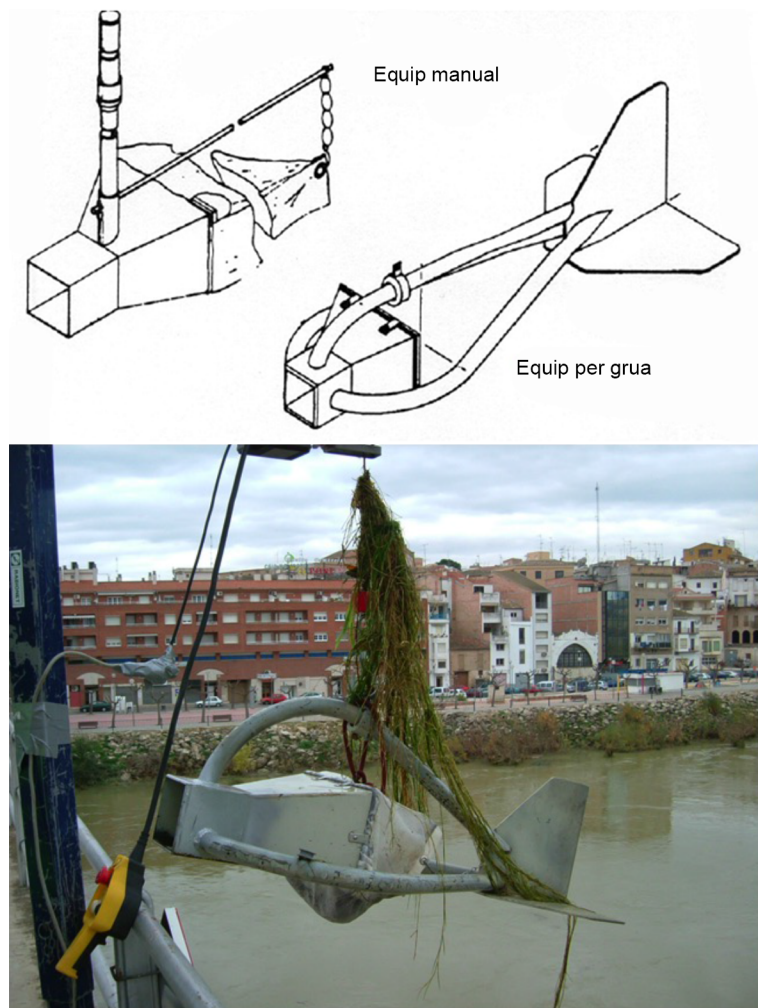
On:

- $i_b$  és la taxa de transport de fons en pes submergit per unitat d'amplada i unitat de temps (g/sm),
- $Q$  és el cabal, i
- $a$  i  $b$  són constants derivades empíricament.



Per veure un exemple de transport de material per saltació o per rodament pel flux d'aigua, mireu el vídeo *Underwater Footage of Gravel Bedload Transport*.

Figura 40. Mesura de la càrrega de fons amb mostrejadors Helley-Smith. Equips manual i per a grua; a la foto inferior es mostra el mostrejador després d'agafar una mostra al riu Ebre



Font: R. J. Batalla.

#### 4.4. Sedimentació

D'acord amb els tipus de transport, la sedimentació té lloc segons les modalitats de:

- a) Precipitació, quan se sobrepassen els límits de solubilitat per evaporació i activitat bioquímica.
- b) Decantació, per pèrdues de sustentació quan el corrent disminueix la velocitat a les tolles o a la plana d'inundació.
- c) Abandonament de càrrega de fons per disminució de l'energia de cabal d'aigua.

Al final d'una crescuda, la capacitat de càrrega disminueix simultàniament amb la disminució del cabal al riu. D'aquesta manera, algunes de les partícules que estaven en suspensió comencen a dipositar-se en forma de sorra i barres de grava. Primer paren els còdols, després les graves i finalment les sorres i materials més fins. Al final de la crescuda, les aigües tornen a ser clares i només



Per veure com funciona la sedimentació de les diferents partícules, mireu el vídeo *Particle Settling - Vertical Sorting*.

es mouen petits grans de sorra (gràfic de Hjulström; figura 34) i material en dissolució. Altres tipus de sedimentació els constitueixen els deltes, que serien dipòsits a les planes litorals producte de les aportacions dels rius. A aigües tranquil·les, la velocitat de caiguda de les partícules augmenta d'una manera màxima constant.

La **velocitat de caiguda** d'una partícula reflecteix un **equilibri** entre la força que l'empeny cap al fons a causa del seu pes i la resistència de fluid viscosos o els efectes de la inèrcia que la mantenen en suspensió. Quan el número de Reynolds de partícula ( $Rep = \omega_o D / \nu$ , on  $D$  és el diàmetre de la partícula,  $\omega_o$  és la velocitat de caiguda, i  $\nu$  és la viscositat cinemàtica del fluid) és més petit que 0,1 per a partícules en el rang de llim - argila (< 0,063 mm de diàmetre), la resistència viscosa domina i la inèrcia és negligible. La velocitat de sedimentació o caiguda al fluid per partícules esfèriques de sorra fina i sota règim **quasi-laminar** es formula segons la **Llei de Stokes** de 1851, que equilibra una força cap avall a causa de la submergida, el pes de les partícules i una força de resistència viscosa:

$$\omega_o = 2/9 \times (gD^2/\mu) \times (\rho_s - \rho_f)$$

On:

- $\omega_o$  és la velocitat de caiguda constant,
- $\rho_f$  és la densitat del fluid (1000 g/cm<sup>3</sup>),
- $\rho_s$  és la densitat de les partícules (normalment s'agafa la del quars 2,65 g/cm<sup>3</sup>), i
- $g$  és l'acceleració de la gravetat (9,8 m/s<sup>2</sup>).

La velocitat de sedimentació de petites partícules depèn de la **viscositat del fluid**, que varia amb la temperatura, i a 0 °C és aproximadament la meitat que a 20 °C. L'efecte de la viscositat és, per tant, la raó principal per controlar bé la temperatura de l'aigua quan s'utilitza la Llei de Stokes per determinar la velocitat de sedimentació de les partícules. Per partícules amb una mida superior a 0,1 mm, el número de Reynolds de partícula augmenta, i l'alta velocitat de caiguda porta a un **flux turbulent**. La velocitat de caiguda varia amb l'arrel quadrada del diàmetre de la partícula i està controlada per la **inèrcia** en lloc de per la resistència viscosa, especialment per a les graves. La llei de l'arrel quadrada de Rubey (1933) per a partícules grolleres és:

$$\omega_o = \sqrt{\{2/3 gD(\rho_s - \rho_f) / \rho_f\}}$$

### Formes sedimentàries

Una de les formes més característiques de sedimentació fluvial a **escala geològica** són les **terrasses**. El riu diposita, s'encaixa, diposita, s'encaixa i va formant esglaons o terrasses (figura 41). Una terrassa és una antiga plana al·luvial

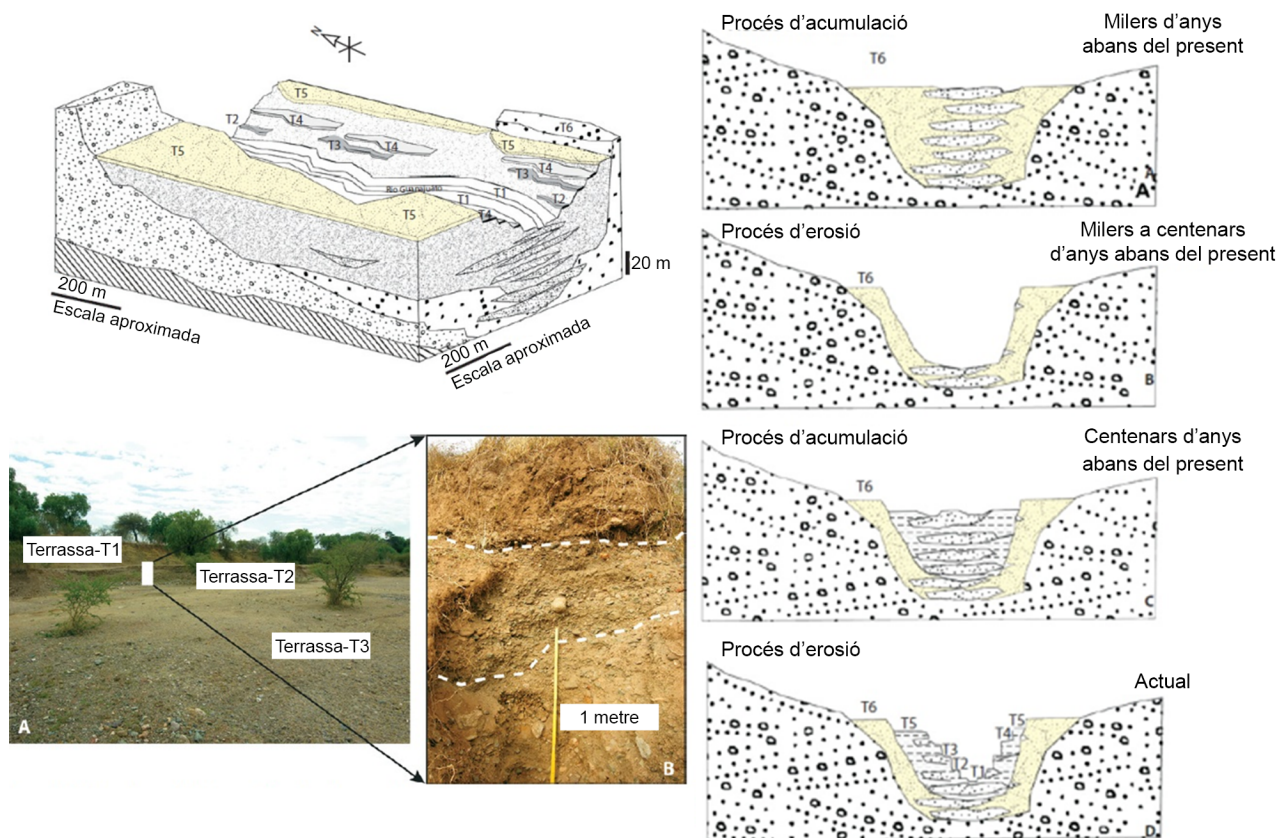
que ha quedat **penjada**. A la nostra escala de temps, el riu erosiona i diposita; però a escala geològica hi ha èpoques que predomina l'erosió i d'altres la sedimentació, i per això es formen les terrasses. Si els processos predominants a un riu a una vall durant molt de temps són els de sedimentació, els dipòsits (terrasses) poden arribar als diversos metres de gruix. Per exemple, a àrees àrides on els rius tenen molt de material per transportar dels vessants no coberts per la vegetació, la sedimentació és un fenomen evident. Quan es restableixen paràmetres climàtics més humits, el riu porta més aigua però té menys material disponible perquè els vessants estan ben protegits. Per tant, excava el seu propi llit i marges (els seus propis dipòsits al·luvials). Durant aquest procés d'incisió, es formen una o més terrasses fluvials. Una terrassa és, doncs, una franja de terreny relativament horitzontal limitada a una vora per un escarpament descendent i a l'altra per un escarpament ascendent. Quan es forma una terrassa, l'amplitud de la immediata inferior es redueix. Les terrasses tenen una importància geogràfica indiscutible, similar als llits d'inundació fluvials; són àrees de conreu (planes i fèrtils) i ofereixen bona disposició topogràfica per la construcció de vies fèrries, carreteres, etc. que, a més, no estan subjectes a les inundacions de les àrees properes al riu. Hi ha abundants proves de canvis climàtics a gran escala que han donat com a resultat l'alternança de fenòmens d'erosió i de sedimentació que han afectat profundament el paisatge, i a moltes àrees són determinants principals de la topografia actual. Hi ha, per exemple, terrasses fluvials que voregen la major part de cursos fluvials, grans i petits. Aquestes terrasses són romanents d'antics fons de valls al·luvials. Una de les línies importants d'evidència que les terrasses fluvials són en darrer terme producte de causes climàtiques és la similitud de la seqüència de terrasses a grans àrees. Les **variacions del clima** proporcionen una **explicació lògica** per a aquesta **alternança** que es repeteix a àrees distants, ja que el canvi climàtic és l'únic agent prou estès en els seus efectes per explicar aquests trets morfològics. En l'actualitat s'observa una tendència a la **incisió**, i els dipòsits al·luvials més recents constitueixen la font de gran part dels al·luvions mobilitzats. Com que els resultats d'erosió actual són similars en molts aspectes als de períodes d'incisió passats, és possible deduir que la seqüència de canvis climàtics i geomorfològics que han marcat el pleistocè i l'holocè són la base per a l'estudi dels problemes d'erosió actuals. Per a **caracteritzar una terrassa fluvial** i la correlació entre sèries de terrasses, s'utilitzen criteris morfològics com la continuïtat, l'altura relativa i la topografia, i característiques estratigràfiques dels dipòsits com la litologia dels materials, la diferenciació en horitzons a causa de discontinuïtats, la presència de sòls fòssils, etc.

La continuïtat d'una superfície al llarg de la vall i la tendència a tenir una alçada relativa uniforme són els criteris principals per establir un sistema de terrasses. Els principis de continuïtat i altura relativa que es fan servir per analitzar les terrasses es basen en la premissa que durant un període de relativa estabilitat climàtica el riu erosiona una superfície o construeix una plana al·luvial, en ambdós casos donant lloc a una superfície contínua al llarg de la vall. Quan el riu incideix sobre una superfície, i per tant dona lloc a una terrassa fluvial, l'erosió lateral del curs principal i la incisió pels afluents elimina la superfície



original. Si l'erosió ha estat lleugera, les terrasses seran contínues al llarg de la vall i es trobaran a una alçada uniforme per sobre del llit actual. Existeix generalment un alt grau de similitud en els trets generals dels al·luvions (dipòsits fluvials) que formen les terrasses d'una vall i diferències amb els al·luvions de les valls veïnes. Cal assenyalar finalment que les terrasses s'estudien d'acord amb els principis estratigràfics generals: diferències en color, litologia, textura, consolidació, contingut de fòssils i la seva relació amb la topografia del terreny i l'existència de paleosòls (sòls antics fossilitzats o de nivells de carbonatació o crostes de carbonats associades, per exemple, a períodes geològics més secs).

Figura 41. Tall i bloc diagrama d'un sistema de terrasses fluvials



Font: SciElo.

#### 4.5. Evolució i formes fluvials

Durant la seva història geològica, un riu passa per una sèrie d'etapes amb unes característiques diferents i ben definides (figura 42):

##### a) Fase inicial a joventut:

- Aixecament del relleu (orogènesi) i formació de relleus originals.
- Concentració del flux i inici de l'acció erosiva de l'aigua: inici del cicle d'erosió i transport fluvial.

- Formació de llacs a concavitats, units per cursos d'aigua que travessen cascades, ràpids i llacs (sectors d'aigües lentes).
- Un cop format el riu, entra en la fase de joventut.

### **Cicle d'erosió o geogràfic segons Davis**

La teoria del geomorfòleg W. M. Davis (1889) és útil per explicar l'evolució del relleu en relació amb escales temporals llargues sense explicar la diversitat i les causes en les formes observades. Aquesta teoria té algunes deficiències: a) no té en compte les característiques de les roques que poden limitar el pas d'un estadi a un altre; i b) no té en compte l'elevada activitat tectònica a escales temporals entre estadis. Aquesta teoria va estar vigent fins als seixanta i va ser substituïda per la teoria de l'equilibri dinàmic, que explica una determinada forma fluvial com el producte de les forces que hi actuen (equilibri entre forces), sense oblidar la tectònica i els processos de denudació característics de les roques que poden limitar el pas d'un estadi a un altre.

#### **b) Fase de joventut a maduresa:**

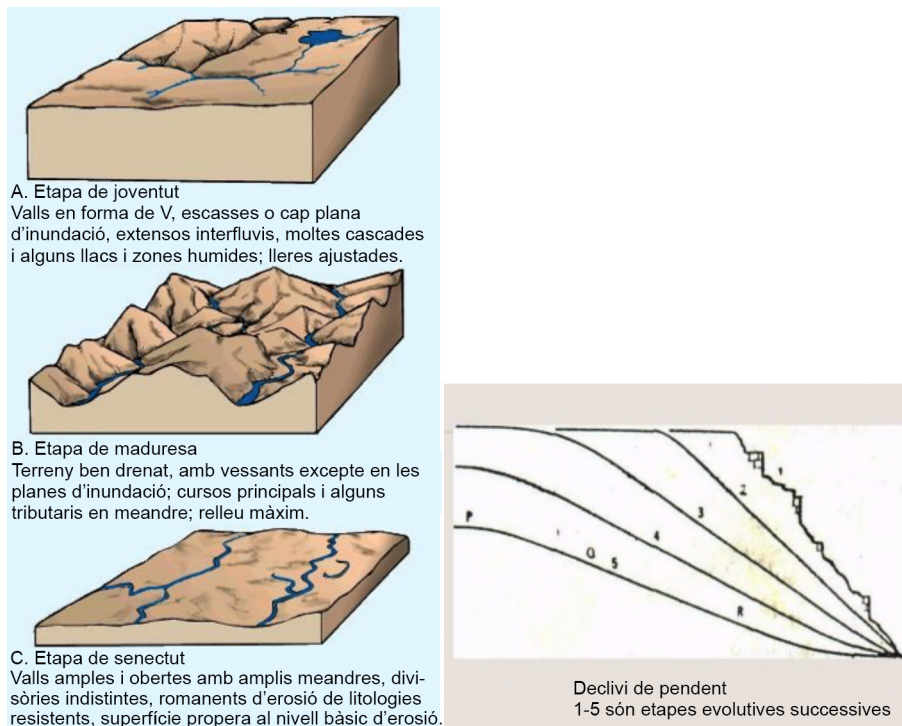
- **Aprofundiment de la llera**, ja que la capacitat de càrrega excedeix el material disponible pel transport.
- Les cascades es rebaixen fins a formar ràpids.
- El relleu característic són les gorges i canyons que es van aprofundint, formant una secció transversal en forma de V.
- El corrent circula pel fons i de les parets cauen trossos de materials rocosos meteoritzats que cauen a la llera.
- Una vall excavada per un riu jove no té gaire interès geogràfic, ja que en la mateixa no hi ha terres fèrtils, ni es pot aprofitar per construir infraestructures, etc. Si s'han de fer construccions, ha de ser dinamitant les parets i construint talussos que sovint són inestables (per exemple, congosts de Terradets, Collegats, Mont-Rebei). A més, aquests rius joves no són navegables encara que portin el cabal suficient, a causa de les irregularitats del canal. Al contrari, són rius amb una capacitat d'aprofitament hidroelèctric molt important.

#### **c) Etapa de maduresa a senectut (equilibri d'un riu):**

- Esmorteïment de les cascades i els ràpids i suavització del gradient.
- Alentiment en l'aprofundiment (incisió) de la vall.
- Eixamplament per desgast de les parets fins a convertir-les en vessants moderats.
- L'estadi de maduresa s'assoleix quan **el corrent ha deixat d'excavar** com a funció principal i ha suavitzat el gradient.

- Arriba a un **estat d'equilibri** quan la quantitat de material que aporta la conca i els vessants satisfan les necessitats de càrrega del cabal d'aigua. Hi ha una adequació entre capacitat i disponibilitat, i per tant el riu ja no erosiona gaire el llit.
- Aquesta adequació es dóna al llarg de molts anys; els rius erosionen en moments de crescuda i dipositen a cabals baixos, i per tant en un moment determinat un riu no està en equilibri, sinó que la condició d'equilibri s'assoleix en un període llarg de temps.
- Quan el riu ha aconseguit el seu perfil d'equilibri, pot seguir excavant els marges, però l'erosió lateral no afecta l'estat d'equilibri.
- Els elements morfològics característics d'aquesta fase són les planes d'inundació i els meandres.

Figura 42. Evolució del relleu sota modelat fluvial



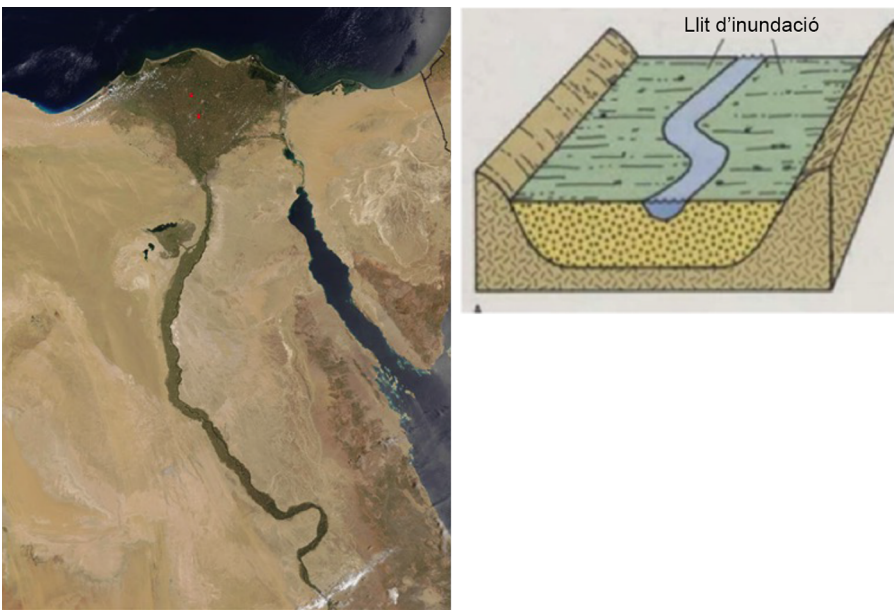
Els diagrames mostren les diferents fases evolutives per les quals al llarg de l'escala geològica passa un riu i la seva conca de drenatge. El gràfic indica la regularització del perfil del riu a mesura que el paisatge es va envellint. Font: *Enciclopèdia Britànica*.

#### 4.5.1. Llit d'inundació i meandres

El desenvolupament d'una vall de fons horitzontal és la prova més evident que el riu ha entrat en una etapa de **maduresa**. Quan el riu s'eixampla una mica, l'aigua erosiona per la part externa de la corba (el marge), mentre construeix una franja relativament plana a la part interior denominada **llit d'inundació**. Està format per barres de materials transportats com a càrrega de fons i suspensió; periòdicament s'inunda i els materials més fins cobreixen els al·luvions de més calibre. Quan segueix actuant l'erosió lateral del corrent, el

llit d'inundació es va eixamplant, formant franges a un costat i altre de la llera. Les corbes dels rius són cada cop més obertes i rodones, formant meandres, i el riu arriba a la maduresa plena. Els llits d'inundació són importants des d'un punt de vista geogràfic, ja que en ells es construeixen carreteres i ferrocarrils, l'agricultura també s'hi desenvolupa i el riu comença a ser navegable (figura 43). Quan un corrent ha arribat a la maduresa, la seva funció més important és **eixamplar el llit d'inundació**, fins que a vegades assoleix una amplada algunes vegades superior a la del diàmetre del meandre. Quan el llit d'inundació arriba a 5-8 vegades el diàmetre del meandre, es diu que el riu ha arribat a una etapa de senectut, i que només li queda denudar la seva pròpia plana al·luvial fins a arribar al nivell de base.

Figura 43. La vall del Nil amb la seva fèrtil plana d'inundació i el delta. Diagrama d'una plana d'inundació (o terrassa baixa)



Font: <http://www.slideshare.net/Naturaenviu/riu-nil-miquel-gratacs>.

Els llits d'inundació tenen algunes característiques interessants. L'aigua no circula pel riu a la mateixa velocitat, de manera que a poc a poc es van obrint corbes on erosiona i diposita. Així es formen els meandres (figura 44). Els **meandres creixen** a mesura que el riu **erosiona el seu marge extern i diposita al·luvions a l'interior**. Aquestes dues vores dels meandres es denominen còncava i convexa, respectivament. Les franges de sorra i materials fins que es formen al marge convex constitueixen el lòbul de meandre o ribera al·luvial. Les corbes es van accentuant més i més fins que s'arriben a intercomunicar per tangència. És el fenomen anomenat *estrangulament*. Aquest fenomen pot ocasionar canvis de fronteres i propietat de territoris si es manté el riu com a límit territorial. Els meandres abandonats s'assequen o formen llacs anomenats *ox-bow* o 'esquelles de bou'. Les característiques geomorfològiques dels meandres es veuran en l'apartat següent.

Figura 44. Exemple de riu meandriforme



Font: R. Charlton (2008).

#### 4.5.2. Traçat dels corrents d'aigua

Tenint en compte la seva **geometria en plata**, es poden definir diferents **tipus de corrents**, que són la base per a tot estudi dinàmic i sedimentològic dels processos fluvials. Leopold i Wolman (1957) van definir tres models bàsics de rius, segons la geometria del canal sigui **rectilínia**, **meandriforme** o **trenada** (*braided*) (figura 45). Respecte als dos primers existeix un acord total, separant-se per un índex de sinuositat que té en compte la relació  $L_c/L_v$  i essent  $L_c$  el recorregut real del riu al llarg del tram i  $L_v$  la distància en línia recta que separa el punt inicial del final (figura 46). El problema sorgeix en els trenats, ja que la identificació s'ha de fer segons un nombre de corrents múltiples.

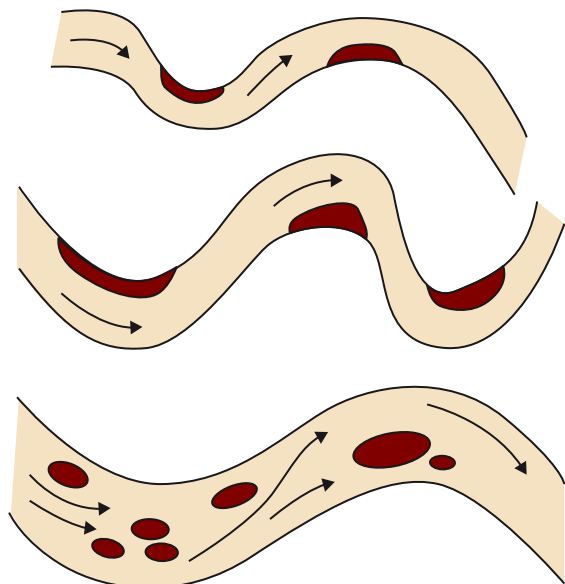
Rust (1978) va elaborar un mètode de classificació que té en compte els índexs de sinuositat i alhora multiplicitat. El primer l'obté com hem dit anteriorment, i el segon el calcula a partir del nombre de barres o illes presents a un arc de trenat o de meandre de canal múltiple.

Figura 45. Configuracions bàsiques dels canals fluvials

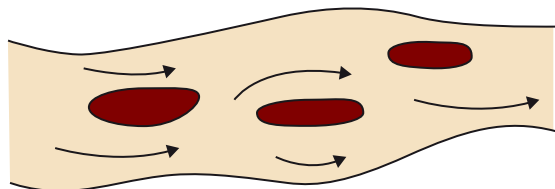
Recte



Meandriforme

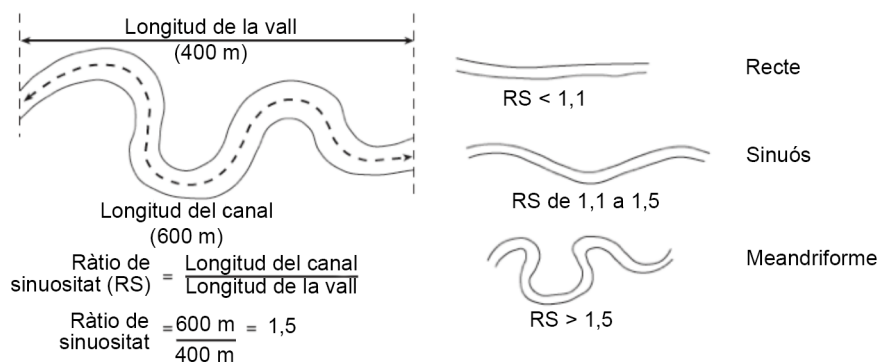


Trenat d'illes



Huggett (2007).

Figura 46. Índex de sinuositat



Font: R. Charlton (2008).

### 1) Corrents fluvials rectilinis i sinuosos

Es tracta de canals molt poc comuns, tenen un sol canal i normalment estan influenciats per valls altament estables amb condicionants tectònics (per exemple, seguiment de línia de falla) que limiten la seva mobilitat (migració

de la llera). Es consideren **canals rectes** aquells que presenten valors de **sinuositat inferiors a 1,1**, mentre que **fins a 1,5** se'ls considera rius **sinuosos**. Aquests rius tenen un quocient entre amplada i fondària menor de 4 (és a dir, són relativament profunds i estrets). Transporten càrrega en suspensió, de fons i mixta, essent la primera inferior a l'11 % del total, i són rius amb una **alta competència** (blocs). Se'ls considera **corrents d'alta energia** amb pendents longitudinals elevats i en els quals **predomina l'excavació per sobre de la sedimentació**. No acostumen a tenir planes al·luvials. Els **canals sinuosos** (i en alguns casos rectilinis) poden presentar barres laterals i centrals, i també unitats associades a confluències de tributaris a les mateixes confluències o aigües avall (barres longitudinals) (figura 47).

Figura 47. Barra central

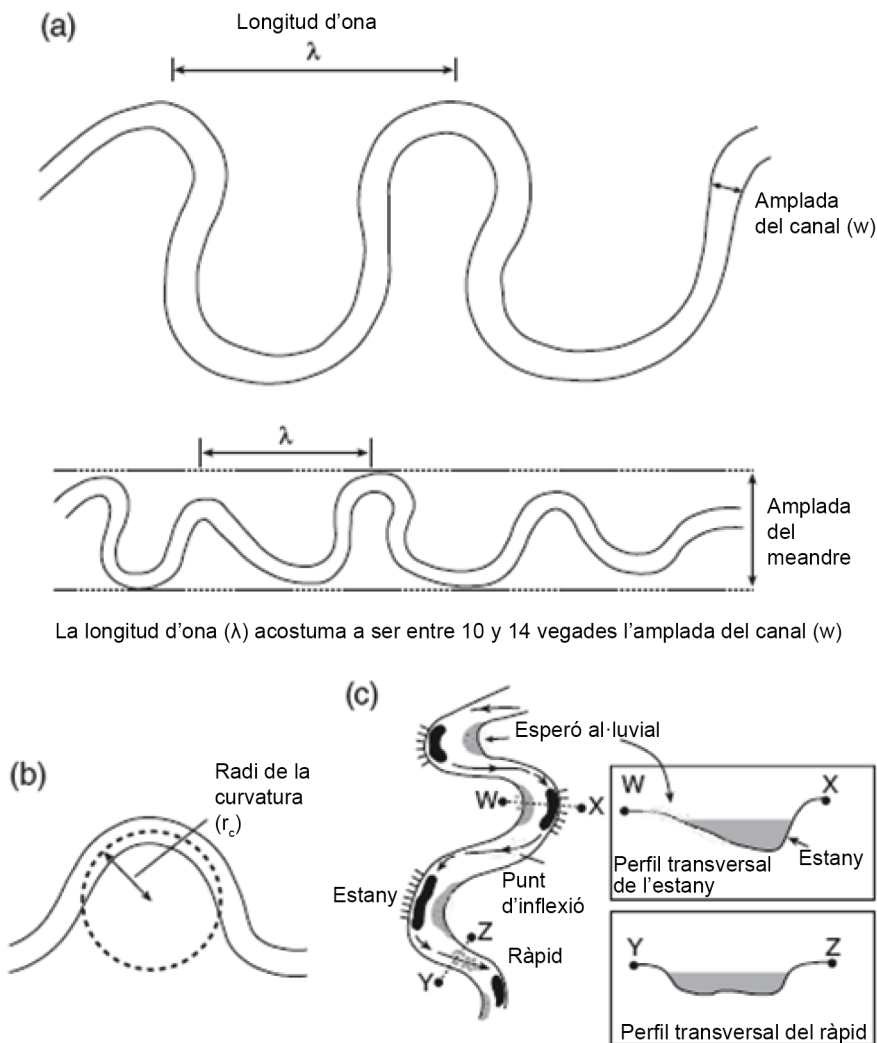


Les barres són unitats morfosedimentàries actives i poden tenir diferent tipologia que estarà determinada pels processos de sedimentació i posterior erosió. Les barres apareixen en condicions baixes de cabal i són susceptibles de ser mobilitzades en condicions de crescuda.

## 2) Corrents meandriformes

Aquesta tipologia de rius està caracteritzada per la seva **alta sinuositat** ( $S > 1,5$ ). Presenten un patró de canal únic i tal com s'ha indicat anteriorment, el canal està encaixat a la seva llera formant una plana al·luvial. Són rius amb **pendents longitudinals baixos** i amb una càrrega majoritàriament en **suspensió o mixta** (en aquest cas, la de fons inferior al 10 % del total). Aquests rius tenen un quocient entre amplada i fondària més gran de 4 (és a dir, són relativament **amples i poc profunds**). Davant del caràcter normalment erosiu dels canals simples (rectilinis) i sedimentari dels corrents múltiples, els rius **meandriformes** presenten una dinàmica composta **erosivo-sedimentària**. Els canals meandriformes presenten, de manera general, *point bars* ('barres de meandre') i barres centrals. La unitat geomètrica és el meandre, que és una corba completa sobre el canal composta per dos arcs successius. La geometria dels meandres es pot caracteritzar a partir d'un seguit de variables que caracteritzen el grau de sinuositat i que són importants per comparar-los i estudiar-ne l'evolució (figura 48).

Figura 48. Descripció geomètrica d'un meandre



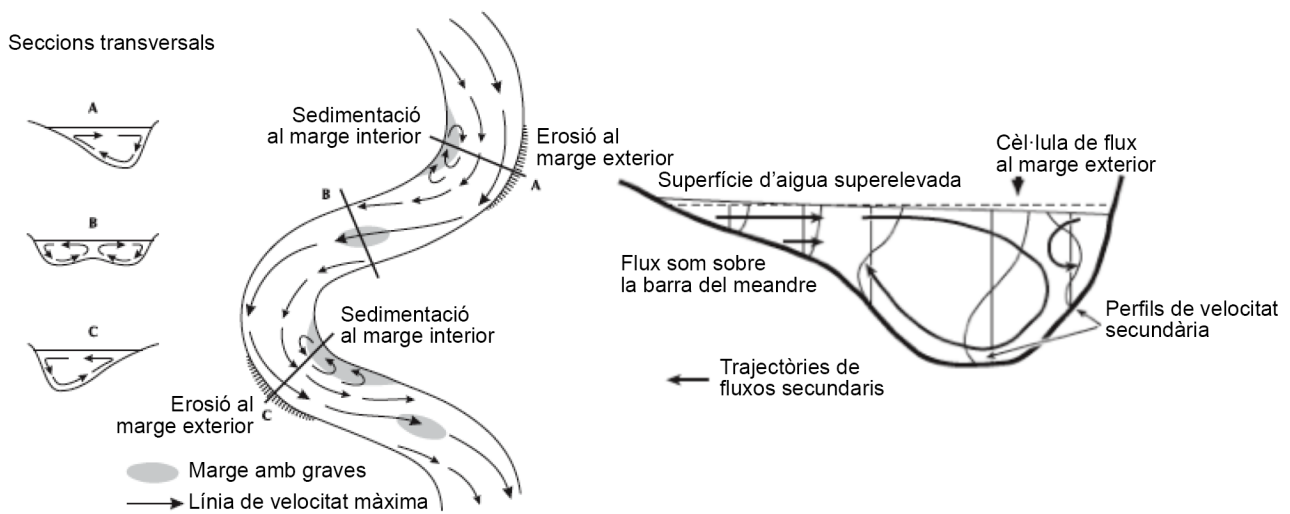
La longitud d'ona ( $\lambda$ ) acostuma a ser entre 10 y 14 vegades l'amplada del canal ( $w$ )

Font: R. Charlton (2008).

Per què un riu **meandreja**, si la manera més ràpida de transportar l'aigua és en línia recta seguint el pendent dominant? Aquest comportament està relacionat amb la interacció entre el flux i el material de la llera i dels marges (plana inundació) (figura 49). A causa de la irregularitat de la llera (sediments, formes, vegetació), el corrent d'aigua no circula només longitudinalment en el sentit del pendent, sinó que experimenta també circulacions de tipus transversal i vertical. Aquestes cèl·lules hidràuliques (o corrents secundaris) provoquen que el corrent dissipï energia de manera diferencial entre un marge i l'altre del riu i que a un d'ells **predomini l'erosió (part exterior de la corba)** i a l'**altre, la sedimentació (part interior)**. L'alternança d'aquests processos genera la successió de meandres.



Figura 49. Evolució del patró de drenatge d'un riu meandriforme



Font: Huggett (2007); Charlton (2008).

### 3) Corrents trenats o *braided*

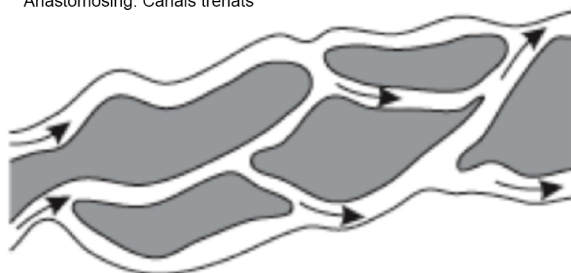
Quan a un riu hi ha més quantitat de sediments dels que pot transportar, l'excés de material es diposita a la llera. Això fa que el riu incrementi el seu gradient i, per tant, augmenti la seva velocitat i la capacitat de transport. La sedimentació origina llits amples i poc profunds. El corrent se subdivideix en dos o més canals que circulen interaccionant-se, recordant les trenes d'una cua de cabells. Aquests sistemes de canals de sedimentació es denominen *trenats* (*trenzados*, *anastomosados* o *braided*). La causa de la morfologia que adopten aquests tipus de corrents és la sedimentació de barres de grava i sorra al canal principal, que motiva la fragmentació del riu en dos o més canals que circulen paral·lelament cap a aigües avall. El corrent tendeix a sortir-se de la seva pròpia llera. Són freqüents a regions àrides on el subministrament de material és molt important i la dinàmica del riu molt torrencial, i a les sortides de les glaceres on el cabal és insuficient per emportar-se tot el sediment. La càrrega sòlida és més gran que la capacitat del riu per transportar-la. Aquests rius es caracteritzen per presentar canals múltiples, el paràmetre de multiplicitat o *braiding* és superior a 1, la raó amplada-fondària és més gran de 4 i **transporten càrrega mixta** (des de sorra fins a blocs).

Els canals trenats presenten, de manera general, barres diagonals (disseccionades) i barres longitudinals. En el cas que el contingut de sediments fins sigui elevat, algunes de les barres longitudinals estan formades per *ripples* ('arrugues') i dunes. Són rius de **gran interès per a la recerca**, ja que són com petits laboratoris, **altament dinàmics**, i permeten buscar **llindars en la interacció entre l'aigua i els sediments (processos) i la morfologia fluvial**.

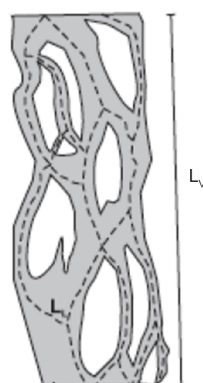
Figura 50. Exemples fotogràfics i esquemàtics de rius trenats amb índexs de multiplicitat de canals superiors a 1



Anastomosing: Canals trenats



Hong i Davies (1979)  
 $PT = \sum L_c / L_v$



Com a síntesi general, és important remarcar que els rius rectilinis apareixen com els més inestables, amb una alta energia i capacitat per a l'excavació; la seva permanència geològica és escassa. Una pèrdua progressiva d'energia fa que els rius comencin a desenvolupar sinuositat (corbes) ajustant la seva dinàmica a un procés mixt erosivo-sedimentari, donant lloc a meandres. Si pel contrari el riu té un excés de càrrega superior a la seva capacitat i competència, forma múltiples canals (o làmines) que generen grans acumulacions sedimentàries i rius multicanal o trenats.

## Bibliografia

**Dendy, F. E.; Bolton, G. C.** (1976). «Sediment yield–runoff–drainage area relationships in the United States». *Journal of Soil and Water Conservation* (núm. 32, 264-266).

**García, J. M.; López, F.** (2009). «La erosión del suelo en España». *Cuaternario y Geomorfología* (vol. 23, núm. 3-4, pàg. 5-6).

**Helley, E. J.; Smith, W.** (1971). *Development and Calibration of a Pressure-Difference Bed Load Sampler*. U.S. Geological Survey Open File Report, Washington, EUA.

**Hooke, R. B.** (2000). «Toward a uniform theory of clastic sediment yield in fluvial Systems». *Geological Society of America Bulletin* (núm. 112, vol. 12, pàg. 1778-1786).

**Schumm, S. A.** (1956). «Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey». *Bull. Geol. Soc. Am.* (núm. 67, pàg. 597-646).

**Swan, S. B.** (1970). «Piedmont slope studies in a humid tropical region, Johor, southern Malaya». *Zeitschrift für Geomorphologie* (supl. B., núm. 10, pàg. 30-39).

