
Hidrologia

PID_00237705

Ramon J. Batalla
Josep M. Màsich
Damián Vericat

Temps mínim de dedicació recomanat: 7 hores



Índex

1. Introducció	5
1.1. Definició i àmbit d'estudi	5
1.2. Evolució històrica	6
1.2.1. Precedents	6
1.2.2. Consolidació	7
1.2.3. Sistematització	7
1.2.4. Desenvolupament	8
1.2.5. La hidrologia a Espanya	9
2. El cicle hidrològic	10
2.1. Definició i components del cicle hidrològic	10
2.2. El balanç hidrològic (o hídic)	12
2.3. Unitats de mesura	15
2.4. Dades hidrològiques	15
3. Evaporació, transpiració i humitat de l'aire	17
3.1. L'evaporació, la seva magnitud i factors de control	17
3.2. Procés físic de l'evaporació: tensió de vapor i pressió parcial	18
3.3. Mesura de l'evaporació	20
3.4. Càlcul de l'evaporació	21
3.5. Evapotranspiració	22
3.6. Càlcul de l'evapotranspiració potencial i real	23
3.7. Vapor d'aigua i humitat	27
3.8. Mesura de la humitat	27
3.9. Aparells de mesura de la humitat	29
3.9.1. Higròmetre	29
3.9.2. Psicròmetre	30
3.9.3. Aspirosicòmetre	31
3.10. Variacions diària i anual de les humitats relativa i absoluta	31
4. Precipitació	33
4.1. Formació de les precipitacions	33
4.2. Tipus de precipitació (quant al procés que l'origina)	36
4.3. Característiques climàtiques de la precipitació	37
4.4. Àrees pluviomètriques mundials	38
4.5. Règim pluviomètric a la península Ibèrica	40
4.6. Mesura de la precipitació	40
4.7. Tipus de pluviòmetres	41
4.8. Anàlisi de sèries de dades pluviomètriques	43
4.9. Càlcul de la pluviometria a una conca	44
4.10. Intercepció	45

5. Aigua al sòl: infiltració i escolament	47
5.1. L'aigua d'infiltració en el cicle hidrològic	47
5.2. La infiltració i l'escolament	48
5.3. El procés d'infiltració	50
5.4. Quantificació de la infiltració	51
5.5. Humitat al sòl	54
5.6. Mesura de la infiltració	57
5.6.1. Infiltròmetres	58
5.6.2. Simulació de pluja	61
5.7. Cicle de l'aigua d'infiltració	61
5.8. Moviment de l'aigua superficial (model d'Horton) i subsuperficial	63
5.8.1. Flux o escolament superficial	63
5.8.2. Flux subsuperficial o hipodèrmic	64
5.8.3. Aigua subterrània	65
6. Flux concentrat i fluvial	66
6.1. Principis d'hidràulica	69
6.1.1. Força-resistència	69
6.1.2. Condicions del flux	71
6.1.3. Geometria hidràulica	73
6.1.4. La velocitat del flux i la seva distribució	74
6.2. El cabal d'aigua	78
6.2.1. Principi de continuïtat	80
6.2.2. Altres mètodes de mesura del cabal	80
6.3. La resposta de la conca a la precipitació: les crescudes	82
6.4. El cicle hidrològic de les conques	87
6.5. Conclusions d'hidrologia: balanç hidrològic o hídic d'una conca	88
Bibliografia	91

1. Introducció

Amb l'estudi d'aquest mòdul, l'estudiant podrà aprendre els aspectes bàsics de la hidrologia, la branca de la geografia física que estudia els processos hidrològics en conques de drenatge o fluvials. Tal com indica el text central del mòdul, la hidrologia és la disciplina científica que tracta de l'estudi de l'aigua (distribució, moviment i propietats) en les seves diverses manifestacions en la superfície de la terra: l'aigua de precipitació, l'aigua evaporada, l'aigua superficial i l'aigua subterrània.

1.1. Definició i àmbit d'estudi

És la ciència que tracta de l'estudi de l'aigua (distribució, moviment i propietats) en les seves diverses manifestacions en la superfície de la terra: l'aigua de precipitació, l'aigua evaporada, l'aigua superficial i l'aigua subterrània.

Encara que l'estudi de les aigües constitueix essencialment l'objecte de la hidrologia, altres disciplines s'ocupen també de l'estudi de les aigües des de punts de vista complementaris (enfocament multidisciplinari):

- Hidrografia: distribució geogràfica de l'aigua a rius i llacs.
- Geomorfologia: acció de l'aigua sobre el modelat terrestre.
- Hidràulica: aspectes físics i aplicats.
- Ecologia: aigua com a vehicle de nutrients i suport de vida.
- Geologia: relació amb les aigües subterrànies.
- Oceanografia: aigua oceànica.

Dins el camp de la hidrologia, l'estudi de les aigües d'escolament té molt de geogràfic, ja que explica les característiques de la mateixa per la interacció complexa dels diversos factors del medi físic com el clima, el rocam, el sòl i la vegetació. L'aplicació a totes les ciències del **concepte de sistema** ha fet que els estudis de les aigües estiguin més que mai basats en la comprensió del cicle hidrològic (Ward, 1975), és a dir, en el coneixement del moviment natural i continu de l'aigua a través dels processos de precipitació, intercepció, evapotranspiració, humitat del sòl i circulació de l'aigua sobre i sota la superfície del terreny. D'altra banda, cada vegada es fa més palesa la rellevància que, dins de l'estudi de les aigües, té la influència de l'home en el cicle hidrològic. Tant per les modificacions que és capaç d'induir com per l'interès social cada vegada més urgent del control dels recursos en aigua, la qual cosa fa que hi hagi una preocupació creixent per l'estudi de la hidrologia a les àrees urbanes i pel que fa a la qualitat de les aigües, problemes que tenien poca cabuda en la hidrologia clàssica. D'aquí la necessitat que s'expandeixin els estudis d'hidrologia i entrin en el camp de la geografia física.

1.2. Evolució històrica

1.2.1. Precedents

L'estudi hidrològic és en cert sentit tan antic com la civilització. A la conca mediterrània, l'interès per la gestió dels recursos en aigua és ancestral (els plans d'irrigació més antics que es coneixen són els de Nippur a la Mesopotàmia del segle XIII aC).

1) A la Grècia clàssica

Cerca d'una explicació a l'ocurrència de fonts, rius i al possible moviment de l'aigua al sòl. No entenien que la circulació de l'aigua fos producte de la pluja. A un medi mediterrani això és comprensible, perquè no hi ha una relació directa entre precipitació i escolament.

Segons **Aristòtil**, l'aigua de la superfície era causa de la condensació de l'aigua que conté la terra, vapors subterranis ascendent.

Vitruvi, tres-cents anys més tard, va comprendre l'origen pluvial de les fonts quan va descobrir que l'aigua subterrània s'originava en la seva major part per la infiltració de la pluja i la fusió de la neu.

Els esforços en centren a prendre mesuraments de cabals, un dels pilars on s'assenta la hidrologia. El primer instrument que es coneix és l'utilitzat per mesurar els nivells del Nil i consisteix en columnes marcades, anomenades nilòmetres.

2) Al Renaixement

Leonardo Da Vinci (1452-1519) va intuir el cicle hidrològic. Coneixement del flux en canals oberts basat en l'observació i el mesurament:

- Principi de continuïtat.
- Distribució de la velocitat (flotadors) i moviment turbulent (tints).
- Punts d'aforaments fixos per facilitar les observacions de cabal.

Bernard Palissy (1510-1590) va intuir que l'origen únic de fonts i rius era la infiltració i retorn en superfície de l'aigua de precipitació, rebutjant la teoria dels canvis en el nivell del mar i els túnels subterranis pels quals l'aigua pujava fins a les muntanyes.

Nota

El material del subapartat 1.2 ha estat extret de:

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

1.2.2. Consolidació

És a finals del segle XVII quan es van formular teories plausibles sobre el cicle hidrològic basades en proves empíriques.

Es considera que els fundadors de la hidrologia són els francesos Perrault (1613-1688) i Mariotte (1620-1684), i l'anglès Halley (1656-1742).

1) **Perrault**, amb els seus estudis sobre la precipitació i cabal del Sena a París, va demostrar que la precipitació era suficient per alimentar el flux fluvial i el de les fonts; va estimar la pluviometria a la conca de París en 520 mm/any, i el cabal del Sena era d'uns 100 mm/any. Primer balanç d'aigua.

2) **Mariotte** va estudiar, entre altres temes:

- Propietats dels cossos fluids.
- Origen de les fonts (precipitació, infiltració i circulació subterrània fins als rius).
- Aigua corrent i el seu mesurament (3 anys de mesures a Dijon).

3) **Halley** va experimentar amb l'evaporació per demostrar que produïa prou aigua per generar la pluja que alimenta el flux dels rius:

- Estimació de l'evaporació en un recipient i al Mediterrani a l'estiu.
- Estimació de l'aigua que arribava al Mediterrani per grans rius.
- Quantitat dels rius: 1/3 de l'evaporada al Mediterrani.

1.2.3. Sistematització

Durant el segle XVIII es van fer experiments que van portar tant a descobrir **instruments de mesura** (piezòmetre de Bernoulli, molinet de Woltman) com a desenvolupar **teories** (teorema de Bernoulli, fórmula de Chézy) i **models** (models a escala de Smeaton).

Atès que en hidrologia l'estimació de la velocitat del cabal és el punt clau de tot estudi, el perfeccionament en els mètodes de mesura representa sempre una fita decisiva. Per això, va ser de gran importància el tub de **Pitot** (1695-1771).

El francès **Antoine Chézy** (1718-1798) va desenvolupar una fórmula de càlcul per determinar velocitat i cabal.

Du Buat (1738-1809) va desenvolupar diversos principis d'hidràulica mitjançant un gran nombre d'experiments.

1.2.4. Desenvolupament

Al segle XIX, època de la **hidrologia experimental**, van arribar els començaments dels mesuraments sistemàtics del flux fluvial, com en el cas del Rin prop de Basilea el 1809, del Tíber a Roma el 1825, de la Garona el 1837, Ohio el 1838 i de l'Ebre a Tortosa el 1853.

En un àmbit teòric es va produir la derivació, per part de **Manning** (1889), d'una fórmula universal per calcular la velocitat quan no es disposa de mesuraments.

Darcy (1856) desenvolupa els fonaments de la teoria del moviment de l'aigua subterrània, en establir experimentalment la llei que regeix el flux d'aigua a través de sorres, més tard completada amb la teoria sobre el flux de l'aigua als pous, i que va significar un notable avanç en hidrologia subterrània.

També es van elaborar els primers llibres de text en Hidrologia (*Manual of Hydrology* de Beardmore el 1852).

La primera meitat del segle XX es caracteritza per ser un període de racionalització: **Sherman** (1932) va proposar que els hidrogrames es confeccionessin en relació amb un mòdul, per tal que fossin tots comparables entre si, tot i procedir de rius amb cabals molt diferents. Això va representar un avanç fonamental en la modelització de les relacions precipitació/escolament.

Horton (1875-1945), enginyer hidràulic, és considerat com el pare de la hidrologia als Estats Units. Va abordar el problema de determinar l'escolament superficial, basant la seva teoria en el fet que la generació d'escolament depenia de si la intensitat de la pluja era superior a la capacitat d'infiltració d'aigua al sòl.

Una altra fita important en el desenvolupament de la hidrologia va ser l'establiment de conques experimentals (laboratori d'hidrologia de Coweeta, a Carolina del Nord, Estats Units).

Es produeixen grans avenços després de la Segona Guerra Mundial, tant en un àmbit teòric com pràctic, en relació amb la predicció i el control d'avingudes, irrigació, la qualitat de l'aigua, etc. Les bases d'aquests avenços es troben en part en el desenvolupament d'instruments extraordinàriament sofisticats, tant per a la mesura com per al càlcul, amb els quals ha estat possible, d'una banda, l'obtenció de moltes dades hidrològiques en condicions variables en el temps i l'espai i, de l'altra, el tractament múltiple d'aquestes dades i la resolució d'equacions matemàtiques complexes.

1.2.5. La hidrologia a Espanya

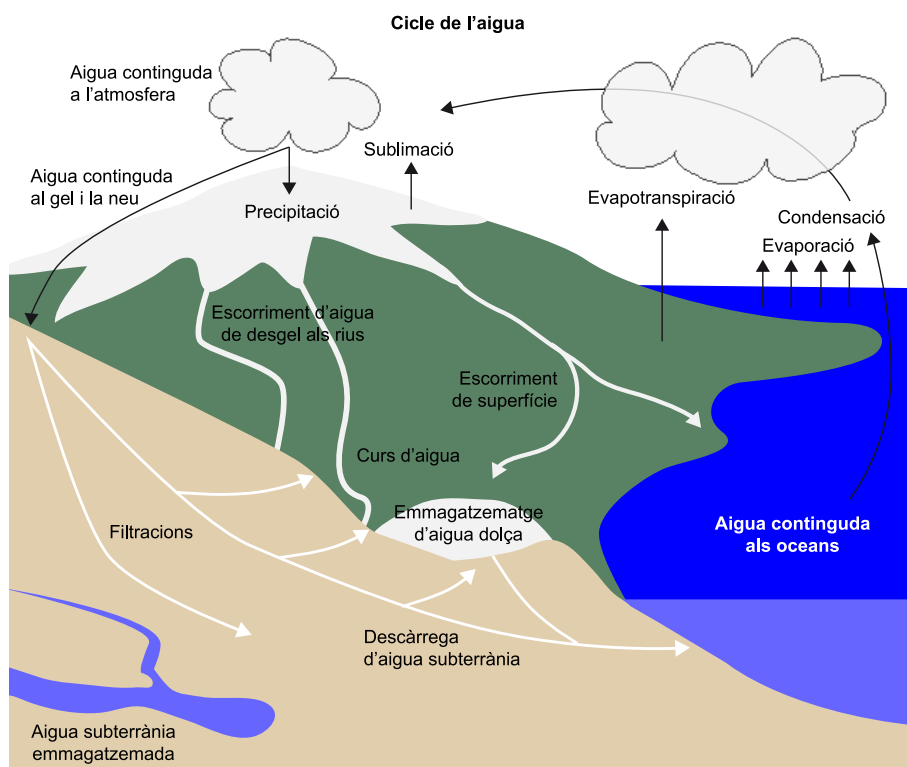
Els primers textos sobre hidrologia peninsular apareixen a finals del segle XIX (Torres Campos, 1895) i principis del passat (Bentabol Ureta, 1900; González Quijano, 1922), des del camp de la hidràulica. S'integren en la geografia gràcies a l'aportació modèlica de Masachs (1947, 1948). Són una part –reduïda encara– fins a l'actualitat de la investigació geogràfica, i se circumscriuen molt a certes regions (conca de l'Ebre i el Mediterrani).

2. El cicle hidrològic

2.1. Definició i components del cicle hidrològic

El **cicle hidrològic** és un procés continu a través del qual l'aigua és transferida des dels oceans a l'atmosfera, a la terra i altre cop al mar.

Figura 1. Cicle de l'aigua



Font: John M. Evans, Howard Perlman, USGS.

Conté molts subcicles i processos involucrats. L'evaporació de la terra i la pluja sobre la terra abans de tornar als oceans n'és un exemple.

La força que condueix aquests processos de transport d'aigua la proporciona el sol a través de l'evaporació d'aigua de les masses oceàniques, dels rius, dels llacs i dels embassaments. L'evaporació prové també de superfícies no aquàtiques: sol i masses vegetals, anomenada evapotranspiració.

El cicle de l'aigua és complet a la natura. Per tant, els estudis sobre l'aigua requereixen enfocaments des de locals fins a planetaris.

Quina quantitat d'aigua hi ha al planeta?

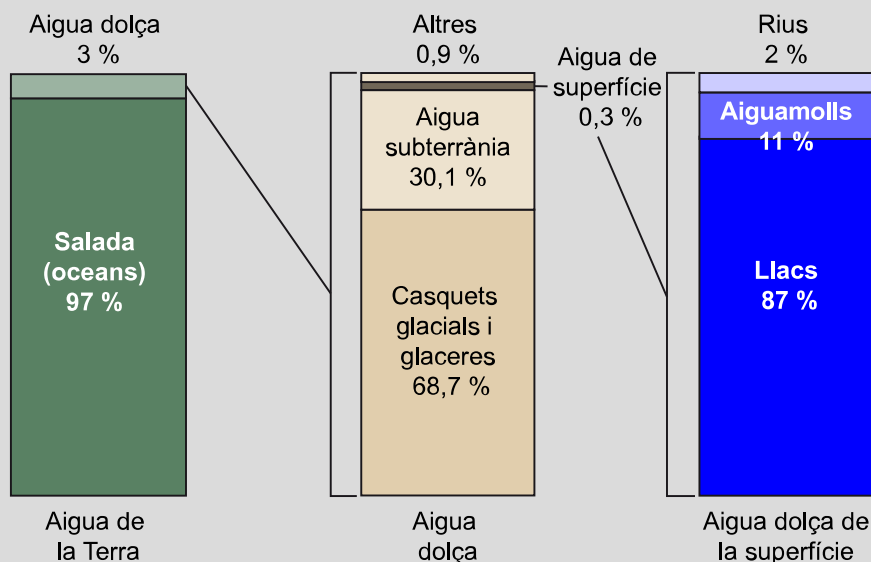
- La major part és aigua oceànica (97 % del total: $1,37 \times 10^{21}$ kg).
- El 3 % restant és aigua continental (sobre o en profunditat).
- L'aigua atmosfèrica és menyspreable comparada amb les altres magnituds, encara que n'hi ha molta (9×10^{16} kg).

Del 3 % d'aigua continental:

- 69 % aigües a les geleres, superfícies gelades i nevades.
- 30 % com a aigua continental als aqüífers.
- 0,3 % com a aigua líquida superficial (rius, llacs), per exemple:
 - L'Amazones aboca al mar $175.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.
 - El Congo, $40.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.
 - L'Ebre, $450 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

Com es distribueix l'aigua en el cicle hidrològic?

Figura 2. Distribució de l'aigua a la terra



Font: Adaptada al català d'Igor Shiklomanov (1993).

Sistemes d'emmagatzematge o reserves:

- Atmosfera (vapor d'aigua).
- Llacs, rius i embassaments (aigua dolça).
- Oceans (aigua salada).
- Aqüífers (aigua subterrània).
- Sòl.
- Vegetació.
- Neu i gel.

Fluxos de transferència:

- Precipitació, pas de l'aigua de l'atmosfera a la superfície.
- Evaporació, pas des de la superfície a l'atmosfera.
- Transpiració, pas des del sòl i vegetals a l'atmosfera.
- Infiltració, pas des de la superfície a capes profundes.
- Desgel, pas de l'aigua sòlida a líquida.
- Sublimació, pas de fase sòlida a vapor.
- Flux superficial i subterrani, pas entre terra i oceans.

A la terra, la precipitació (P) és més gran que l'evapotranspiració (E) $P > E$, mentre que al mar la precipitació és menor que l'evapotranspiració $P < E$. L'escolament fluvial (R : cabal dels rius que va dels continents als oceans) és l'encarregat de reequilibrar el balanç hídric global (en conjunt, el balanç necessàriament ha d'estar equilibrat = 0):

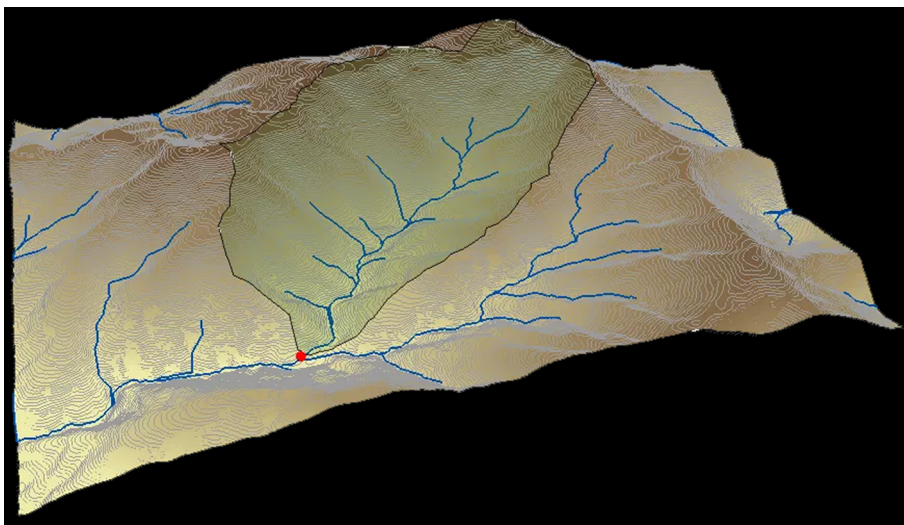
1) Al subsistema continental: $P - E - R = 20 - 14 - 6 = 0$.

2) Al subsistema oceànic: $P - E + R = 80 - 86 + 6 = 0$.

2.2. El balanç hidrològic (o hídric)

Com que la quantitat d'aigua disponible en la superfície terrestre és finita i indestructible, el sistema hidrològic global pot ser vist com un **sistema tancat**, sobre el qual s'aplica el principi de conservació de masses. Els diferents subsistemes són els que generalment s'analitzen. Per a qualsevol d'aquests sistemes, es pot definir un balanç d'aigua a partir dels diferents components que hi intervenen. En hidrologia, el balanç d'aigua es limita sovint a fases no gasoses corresponents a una àrea concreta i a un període determinat, generalment un mes o un any. En hidrologia, l'àrea física considerada habitualment és la **conca hidrogràfica, fluvial o de drenatge**, que es considera una àrea que no té habitualment aportacions superficials i/o subterrànies d'altres conques. S'entén per conca hidrogràfica el territori drenat per un únic sistema de drenatge natural, és a dir, que drena les seves aigües al mar a través d'un únic riu, o que aboca les seves aigües a un llac endorreic. Una conca hidrogràfica es delimita mitjançant una línia imaginària, també anomenada divisòria d'aigües, que passa pels punts de més nivell topogràfic i que separa la conca d'estudi d'altres conques veïnes (figura 3).

Figura 3. Delimitació d'una conca hidrogràfica



Font: Delimitar una conca hidrogràfica en ArcGIS, ArcGeek.

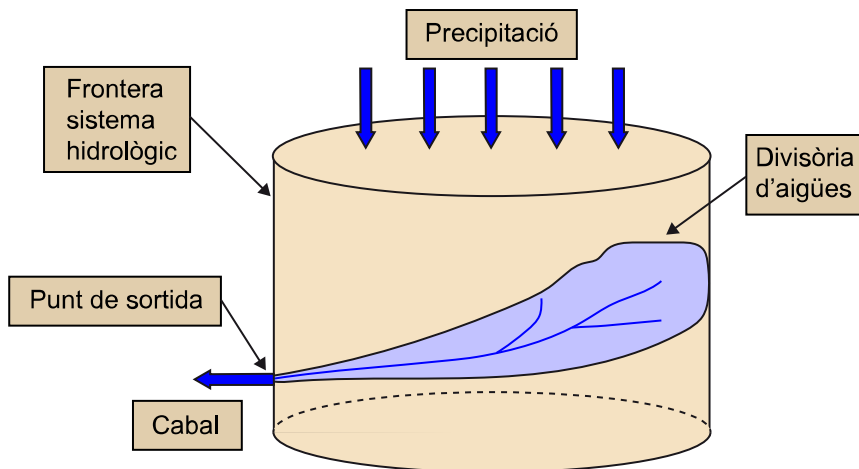
El període estudiat és normalment d'un any, l'anomenat any hidrològic, de l'1 d'octubre al 30 de setembre. Com en tot **sistema tancat**:

$$I - O = S.$$

On:

- I són les entrades.
- O són les sortides.
- S és la variació d'emmagatzematge (figura 4).

Figura 4. Exemple d'un volum de control en una conca hidrogràfica on es té com a entrada la precipitació i com a sortida, el cabal Q (t)



Font: Adaptat al català a partir de Chow i altres (1988).

En el **balanç hidrològic**, es tenen en compte els següents elements al llarg del període considerat:

- S_i = reserves existents a l'inici del període.
- P = volum de precipitació rebuda en el període.
- E = evaporació (i transpiració) durant el període.
- R = volum d'escolament.
- S_f = reserves existents al final del període.

Per tant, l'equació anterior pot expressar-se com:

$$P - (E + R) = S_f - S_i.$$

Plantejat així resulta senzill d'entendre, però noteu que en cada element hi ha una sèrie de subelements que són molt més complexos. Per exemple, les reserves existents tant a l'inici del període com al final hi inclouen:

- Volum d'aigua en embassaments i llacs.
- Volum d'aigua en rius.
- Reserves subterrànies.
- Aigua en forma de gel i neu.

- Aigua al sòl i la coberta vegetal.

El balanç es refereix al moment en què les **reserves són mínimes**; a Catalunya, el 30 de setembre. També es pot suposar que aquest mínim de recursos es manté estable al llarg dels anys i no pateix grans variacions. Per tant, si aquesta és la hipòtesi, la fórmula anterior es pot reduir a:

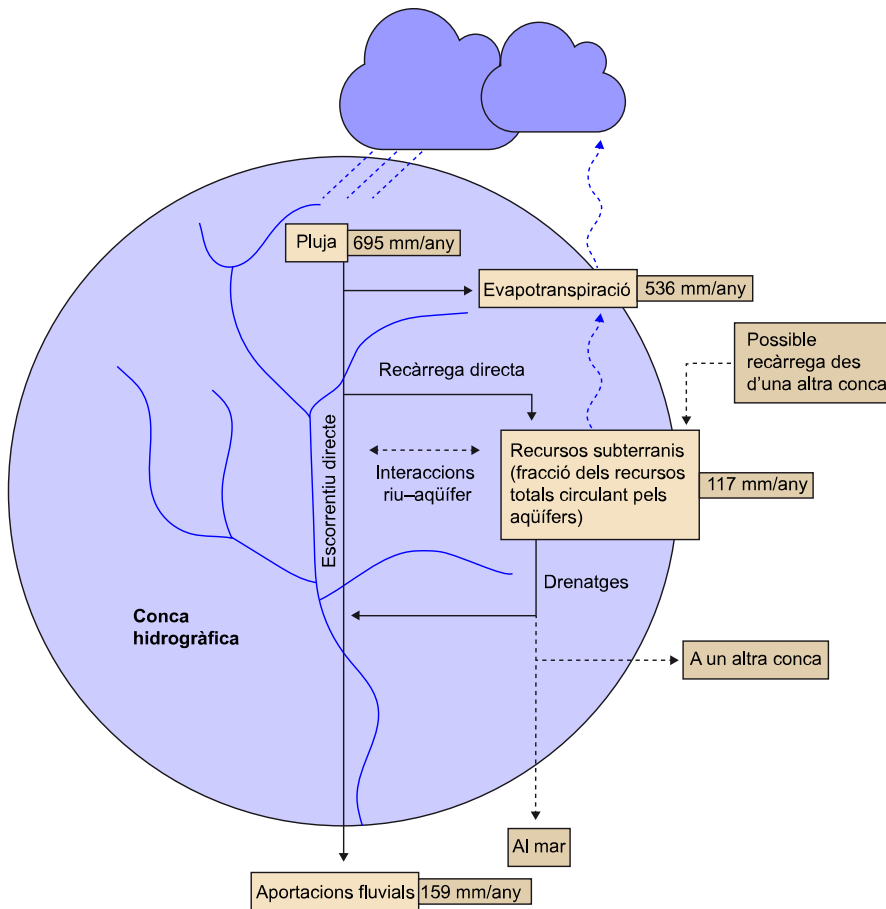
$$P - R = E \rightarrow P = R + E.$$

Es denomina **dèficit d'escolament** a la diferència entre el volum de precipitació i el volum d'escolament (o aportació hídrica). Normalment, aquest dèficit es planteja com un quocient entre ambdós elements anomenat **coeficient d'escolament**:

$$\alpha = R / P.$$

L'escolament mitjà en conques de la península Ibèrica és de 0,25 (25 %), p. ex. a l'Ebre. A tall d'exemple, les conques internes de Catalunya, que agrupen el vessant oriental de la xarxa hidrogràfica de Catalunya, presenten un balanç hídric global de 159 mm/any, equivalent a un 22,9 % de la precipitació mitjana anual (figura 5). En aquest cas, no s'han quantificat les interaccions entre aqüífers amb el mar o amb altres aqüífers de fora el sistema.

Figura 5. Principals fluxos d'aigua en el règim hidrològic en règim natural per a les conques internes de Catalunya entre el 1940 i el 2008 (no s'han considerat les interaccions entre aqüífers limítrofs amb el mar o amb altres aqüífers de fora el sistema)



Font: Agència Catalana de l'Aigua.

2.3. Unitats de mesura

Aquest és un tema clau per entendre els balanços i processos hidrològics en conques de drenatge (en unitats mètriques):

- Precipitació (P): mm o cm, i també l/m^2 (en desús).
- Evaporació (E): mm o cm.
- Cabal (Q): $m^3 s^{-1}$.
- Escolament (R): mm.
- Aportació hídrica (A): hm^3 .
- Volum en embassaments: m^3 (1.000 l o dm^3), hm^3 (1.000.000 m^3), km^3 (1.000 hm^3).

2.4. Dades hidrològiques

Les dades hidrològiques són necessàries per caracteritzar, entre d'altres:

- Precipitació.
- Cursos d'aigua (rius).
- Evaporació.

- Infiltració.
- Humitat al sòl.
- Reserves subterrànies.
- Cobertes nivals.
- Transport de sediments.
- Qualitat d'aigües.
- Altres components dels sistemes naturals com la temperatura del sòl, de l'aire, etc.

En tots els països hi ha agències oficials dependents dels governs que s'encarreguen de mesurar algun d'aquests paràmetres, especialment precipitació, evaporació, cabals superficials i reserves subterrànies. Xarxes de mesura: estacions meteorològiques, estacions d'aforament, punts piezomètrics.

a) A Espanya:

- Confederacions hidrogràfiques.
- Agència Estatal de Meteorologia (AEMET).

b) A Catalunya:

- Agència Catalana de l'Aigua (ACA).
- Servei Meteorològic de Catalunya (SMC).

c) Altres fonts:

- Anuari d'aforaments del CEDEX.
- Ruralcat.

Exemple de balanç hídric d'una conca

Partint de l'equació senzilla del balanç hídric $P = R + E_T$ (P : precipitació; R : escolament o *runoff*; E_T : evapotranspiració), assumint una evapotranspiració anual estimada de 70,2 cm/any, i un cabal mitjà de 38,3 m³/s a la sortida d'una conca de 1.500 km², quina és la precipitació total anual i el coeficient d'escolament (α)?

$$E_T = 70,2 \text{ cm/any} = 702 \text{ mm/any.}$$

$$R = 38,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} = 38,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \times 31.536.000 \text{ s/any} = 1.207.828.800 \text{ m}^3 \text{/any} (\cong 1208 \text{ hm}^3 \text{/any}^1).$$

$$R = 1.207.828.800 \text{ m}^3 \text{/any} / 1.500.000.000 \text{ m}^2 = 0,805 \text{ m/any} = 805 \text{ mm/any.}$$

$$P = 702 \text{ mm/any} + 805 \text{ mm/any} = 1507 \text{ mm/any.}$$

$$\alpha = R / P = 805 \text{ mm/any} / 1.507 \text{ mm/any} = 0,53.$$

L'escolament anual de la conca equival al 53 % de la pluja total anual; és a dir, les sortides d'aigua del sistema són una mica més de la meitat de les entrades.

Nota

Accés a les dades: a través del portal corresponent a cada organisme o mitjançant una sol·licitud per correu electrònic.

⁽¹⁾És la quantitat d'aigua que produeix la conca durant un any i també s'anomena aportació hídrica; en alguns llocs, podeu trobar la notació A per referir-s'hi.

3. Evaporació, transpiració i humitat de l'aire

El procés d'evaporació és el pas de l'aigua en estat líquid o sòlid a vapor. És un dels processos de transferència fonamentals en el cicle hidrològic. L'evaporació és diferent de la transpiració, que és el pas de l'aigua en éssers vius a l'atmosfera. També s'analitzarà en aquest apartat.

3.1. L'evaporació, la seva magnitud i factors de control

L'evaporació és un procés físic pel qual determinades molècules d'aigua augmenten el seu nivell d'agitació per augment de la temperatura i, si estan properes a la superfície lliure, escapen a l'atmosfera; inversament, les molècules d'aigua a l'atmosfera poden prendre energia i tornar a entrar en la massa d'aigua. Es denomina evaporació al balanç d'aquest doble procés que implica el moviment d'aigua cap a l'atmosfera.

L'evaporació depèn de la insolació, del vent, de la temperatura i del grau d'humitat de l'atmosfera. Per tot això, l'evaporació en curts períodes de temps és molt variable, no així quan el cicle és anual, en el qual els diferents factors són més constants, amb variacions del 15 % o menys.

Com a idea, en àrees temperades continentals l'evaporació diària a l'estiu és de 6/8 mm dia i a l'hivern és inapreciable. L'evaporació anual en aquestes àrees se situa entre 0,5 i 1 metre.

Factors de control. La radiació solar és el factor que determina l'evaporació, però el vent, la temperatura i la humitat de l'aire en modifiquen la capacitat real:

a) Radiació solar, factor determinant, ja que és la font d'energia que possibilita l'evaporació; en el còmput anual de l'evaporació la radiació, és encara amb més força el factor més important en el valor total de l'evaporació.

b) Temperatura de l'aire. L'augment de la temperatura facilita l'evaporació, ja que en primer lloc crea una convecció tèrmica ascendent que facilita un airejament més alt i que afavoreix l'evaporació.

c) Humitat atmosfèrica. Factor determinant, ja que perquè es produeixi evaporació l'aire en contacte amb la massa no ha d'estar saturat, situació de baixa humitat atmosfèrica.

d) El vent. Juntament amb la insolació el més important, ja que renova l'aire pròxim a la superfície d'evaporació que ja està saturat. La situació de baixa humitat i vent és la més favorable per l'evaporació.

e) Mida de la massa d'aigua. El volum de la massa d'aigua i la seva profunditat són factors que afecten l'evaporació per l'escalfament de la massa. Volums petits amb poca fondària pateixen un major escalfament que facilita l'evaporació.

3.2. Procés físic de l'evaporació: tensió de vapor i pressió parcial

L'aigua en **estat sòlid** presenta els seus àtoms i molècules a llocs fixos i a unes distàncies també fixes, i mútuament atrets per forces de cohesió intermolecular. Tot i així, aquests àtoms i molècules vibren i s'agiten una mica. La temperatura és un índex d'aquest moviment. Com més gran és la vibració, més gran és la temperatura (a -273 °C, el moviment és nul).

Si a aquesta aigua sòlida li afegim calor, es produeix més vibració i agitació de les molècules, que pot trencar les forces de cohesió que les mantenen fixes. Si això passa, les molècules es poden desplaçar unes sobre les altres i les distàncies entre elles ja no es mantenen gaire fixes, i llavors es produeix aigua en **estat líquid**.

Amb l'aigua en estat líquid, les distàncies es mantenen encara una mica. Si hi afegim més calor, podem arribar a una temperatura (punt d'ebullició) en què l'agitació entre les molècules és tan intensa que comencen a escapar des de la superfície del líquid: a 100 °C a nivell del mar escapen totes, fet que dona aigua en **estat gasós o vapor d'aigua**. Quan s'arriba als 100 °C, la temperatura no augmenta més, ja que tota la calor s'inverteix en l'evaporació.

A la natura no és necessari que un líquid arribi a 100 °C perquè s'evapori. A 100 °C s'evapora tota la massa, però tan sols a 2 °C es poden ja escapar molècules.

Com s'evapora l'aigua per sota el punt d'ebullició?

En l'aigua líquida, els àtoms i molècules es mouen desordenadament i amb velocitats molt variables; n'hi ha de més lentes i de més ràpides, i la mitjana marca la temperatura. Ja a poca temperatura positiva hi ha molècules que poden aconseguir tanta energia com per arribar a la superfície del líquid, vèncer la cohesió i atracció amb les altres partícules i escapar del líquid. Si això succeeix, diem que la molècula s'ha evaporat.

Si van escapant les ràpides, van quedant les lentes i el líquid es va refredant una mica. Quan s'evapora una partícula, es roba calor de la massa per fer-ho. El refredament és poc i si es tracta d'un volum profund, no es nota. A aquesta evaporació l'anomenem espontània, ja que no necessita arribar a 100 °C per produir-se.

Quan s'acaba aquesta evaporació espontània?

Per respondre aquesta, pregunta hem d'explicar dos conceptes fonamentals:

a) e_v : **tensió del vapor d'aigua líquida** o «empenta» sobre l'aire de la campana de les molècules que s'escapen del líquid. És una mesura de la tendència que tenen aquestes molècules a escapar del líquid. Està en funció de la temperatura del líquid. A més temperatura, més molècules que s'escapen i més gran serà l' e_v . La relació no és lineal, sinó exponencial.

b) e_p : **pressió parcial del vapor d'aigua**. És la pressió que van exercint les molècules de vapor d'aigua sobre la superfície líquida. Parcial, perquè l'aire també fa pressió. Està en funció de la temperatura del gas o aire que hi ha a la campana de vidre:

$$e_p = f(t_g, v, n)$$

On:

- t_g = temperatura del gas; a la natura hi ha molècules que s'escapen i, simultàniament, n'hi ha que tornen al líquid; més temperatura, més moviment.
- v = volum de la campana; volum més gran, menys pressió; aquest element no és important a la natura, ja que l'aire no està confinat.
- n = número de molècules; a més molècules, més pressió; tampoc és molt important a la natura.

Ara ja podem dir que l'**evaporació espontània s'acaba** quan el nombre de molècules que s'evaporen sigui igual al nombre de molècules que es condensen. A aquest pas se l'anomena **saturació**. La pressió cap a fora és la mateixa que cap a dintre, i el líquid no té pèrdua neta de molècules.

Saturació: $e_v = e_p$, on e_p depèn de la temperatura del gas exclusivament. La temperatura de l'aire i del líquid són, doncs, els elements fonamentals en l'evaporació.

3.3. Mesura de l'evaporació

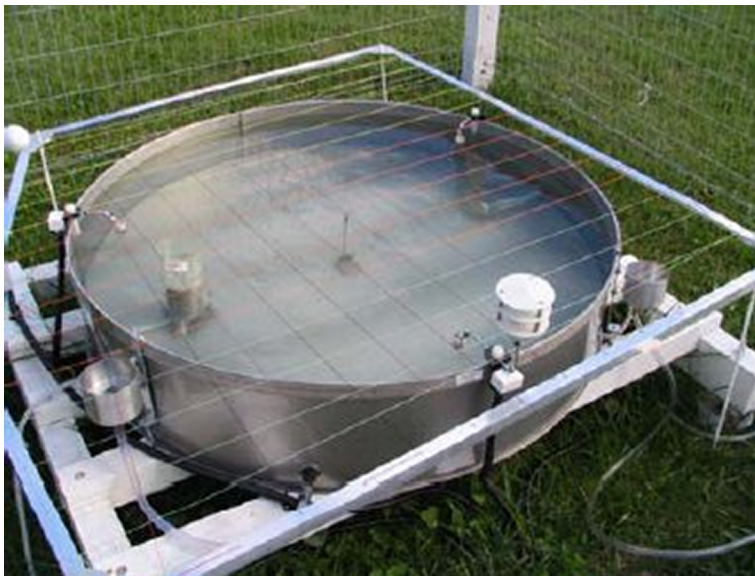
La mesura de l'evaporació d'una superfície d'aigua es realitza mitjançant aparells anomenats **evaporímetres**. N'hi ha de diversos tipus:

1) **Tancs de classe A (EE. UU.)**. Tanc cilíndric normalitzat: 25,4 cm de profunditat i 121,9 cm de diàmetre. Metàl·lic. Instal·lat sobre graelles de fusta. Amb anemòmetre, termòmetre i pluviòmetre. Regla a l'interior per mesurar l'alçada de l'aigua. L'aigua arriba fins a 5 cm d'alçada. El número de mm que disminueixi l'aigua serà equivalent a l'evaporació. És l'anomenat volum de dèficit. Poden ser de superfície, enterrat i flotants (a embassaments). Els principals problemes que podem tenir són la brutícia que entra en l'instrument i sobreescalfament durant el dia. Aquest sobreescalfament provoca que les mesures en el tanc siguin més grans que les reals. Es pot definir un coeficient del tanc (k), que depèn de cada tipus de tanc i que oscil·la entre 0,7 i 0,9:

$$k = \text{evaporació real} / \text{evaporació del tanc.}$$

S'han de protegir amb malles d'aus i animals que hi van a beure (figura 6).

Figura 6. Mesurador automàtic d'evaporació d'aigua de classe A



Font: IG Instrumentos.

2) **Tancs russos**. Mateixos principis, però més superfície. 20 m² i 2 m de fondària.

3) **Piché**. Oficial a Espanya des del 1872. És una mena de tub d'assaig de vidre invertit. Se suspèn per una anella. La boca es tapa amb paper assecant que està en contacte amb l'aigua interior i pel qual s'evapora l'aigua. Se situa a la garita meteorològica (figura 7). Els principals problemes són la fragilitat (quan gela

s'ha de buidar perquè, sinó, es trencaria pel gel) i les condicions de la garita (no acostumen a ser estàndard). Tot i així, és bo per comparar i reflexa prou bé el dèficit d'humitat de l'aire o sequedat.

Figura 7. Evaporímetre de Piché graduat en mil·límetres i tancat a la part inferior per un disc de paper secant subjecte per un fleix metàl·lic



Font: Meteorología para todos.

4) Evaporímetre de Wild o de balança (Wild, 1724). El podríem descriure com un pesacartes. Es col·loca a l'interior de la garita i les limitacions són les mateixes que el Piché: no està exposat a la radiació solar directe ni al vent. És menys fràgil i es pot utilitzar en climes freds, ja que no es trenca amb l'aigua gelada. S'omple el plat d'aigua, l'aigua s'evapora i per tant, el volum pesa menys. En podem deduir l'evaporació.

3.4. Càlcul de l'evaporació

L'estimació de l'evaporació es pot portar a terme també per mitjà de **fórmules semiempíriques** o per mitjà del **balanç energètic**. Els darrers anys s'han fet models matemàtics que estudien la distribució de temperatures i l'evaporació en embassaments. Aquests models suggereixen la necessitat de l'estudi de la relació entre condicions tèrmiques i evaporació en massa d'aigua, que també serveixen d'element per refrigeració a centrals tèrmiques i nuclears.

Algunes de les fórmules senzilles més utilitzades són:

a) Fórmula de Dalton:

$$E = a \{e_v(t) - e_p\}$$

On:

- E = evaporació.
- $e_v(t)$ = tensió de vapor d'aigua líquida a la temperatura t .
- e_p = pressió parcial del vapor d'aigua atmosfèric.
- a = coeficient que engloba les característiques de la massa d'aigua, vent, etc.

b) Fórmula de Meyer (molt utilitzada, considera l'acció del vent):

$$E = c (e_v - e_p) (1 + v/16)$$

On:

- E = evaporació mm/dia.
- e_v = tensió del vapor d'aigua líquida en mm de Hg.
- e_p = pressió del vapor d'aigua en l'aire en mm de Hg.
- v = velocitat del vent en km/hora a una alçada de 25 peus (7,64 m) de la superfície de l'aigua.
- c = coeficient de 0,36 per grans masses i 0,50 per tolls i embassaments.

Si es vol calcular l' E en mm/mes, la fórmula és aplicable prenent e_v , e i v en format mensual i els coeficients $c = 11$ (grans masses) i $c = 15$ (petites masses).

3.5. Evapotranspiració

Es denomina **evapotranspiració** l'evaporació en superfícies cobertes per vegetals unida a la transpiració d'aquests vegetals. Aquest concepte unitari de l'evaporació i transpiració és necessari, ja que en sòls amb coberta vegetal les relacions entre ambdós fenòmens són molt importants. Les característiques de l'evaporació dins d'aquest procés conjunt són similars a les produïdes en les masses d'aire, però el procés de transpiració és diferent.

La transpiració o evaporació de l'aigua per les plantes es deu a la necessitat d'aigua que tenen els vegetals per incorporar-la a la seva estructura cel·lular, a més d'utilitzar-la com a vehicle d'aliments i d'eliminació de residus. La circulació d'aigua a la planta no és un circuit tancat, sinó obert: l'aigua entra per les arrels, circula per la planta i gran part s'evapora per les fulles. La transpiració depèn dels següents **factors**:

- Tipus de planta.
- Cicle de creixement de la planta.
- Tipus de sòl.
- Humitat del sòl.
- Insolació, vent, humitat atmosfèrica.

Existeix en aquest sentit una **diferència** entre la **quantitat d'aigua que la planta pot absorbir del sòl** (Q_p) i la **quantitat d'aigua que la planta transpira** (Q_i). La primera depèn del tipus de sòl, de les condicions d'humitat així com del tipus i situació de la planta; mentre que la segona depèn de les condicions d'insolació, humitat, vent i de les característiques pròpies de la planta.

Si $Q_i > Q_p$ la planta es marceix o ha de variar les seves condicions de desenvolupament. Si $Q_i < Q_p$ la planta té suficient circulació d'aigua i es desenvolupa satisfactòriament. Per últim, excessos de circulació d'aigua amb $Q_i \ll Q_p$ poden produir fenòmens contraris al desenvolupament de la planta.

3.6. Càlcul de l'evapotranspiració potencial i real

Amb l'objectiu de valorar la capacitat màxima d'evaporació i transpiració d'un sòl en determinades circumstàncies atmosfèriques i de radiació, el 1948 Thorhtwaite defineix el concepte d'**evapotranspiració potencial** com:

«La quantitat d'aigua transpirada per unitat de temps, tenint el sòl un conreu herbaci uniforme de 30-50 cm d'alçada (alfals) i sempre amb aigua suficient. En aquestes condicions es produeix el màxim de transpiració i coincideix amb les òptimes condicions de creixement de les plantes.»

1) El **mètode de Thorhtwaite** per zones humides en funció de la temperatura mitjana i la latitud és el més utilitzat per al càlcul de l'evapotranspiració potencial.

$$E_{TP} = 1,6 L_d (10 t_i / I)^a$$

On:

- E_{TP} = evapotranspiració potencial en cm/mes.
- L_d = durada del dia solar en funció de la latitud i per unitats de 12 hores.
- t_i = temperatura mitjana mensual de l'aire en °C.
- I = índex tèrmic calculat com la suma dels valors I_i o índexs mensuals.
- $a = 0,000000675 I^3 - 0,00000771 I^2 + 0,01792 I + 0,49239$.

El valor dels índexs mensuals I_i és:

$$I_i = (t_i / 5)^{1,514}$$

2) El **mètode de Blaney-Criddle** és una fórmula similar a l'anterior a partir de dades obtingudes a Califòrnia i, lògicament, utilitzable a zones àrides segons:

$$E_{TP} = P T$$

On:

Webs d'interès

La durada del dia solar la podeu trobar a: Day length, sunrise and sunset calculator. Podeu assajar un càlcul automàtic de l' E_{TP} a: Science and Engineering Cafe on the Net.

- E_{TP} = evapotranspiració en funció de la temperatura (T) en graus Fahrenheit.
- P = paràmetre de mesura de la insolació.

I en unitats europees:

$$E_{TP} = P (0,46 t + 8,13)$$

On:

- E_{TP} = evapotranspiració diària en mm.
- t = temperatura en °C.
- P = (mitjana d'hores de dia cada dia / total d'hores de dia a l'any) * 100.

L'evapotranspiració real és inferior a la potencial pels següents factors:

- Manca d'aigua en alguns períodes.
- Variació de l'evapotranspiració segons desenvolupament de la planta.
- Variacions de les condicions atmosfèriques, humitat, temperatura, etc.

Per tot això:

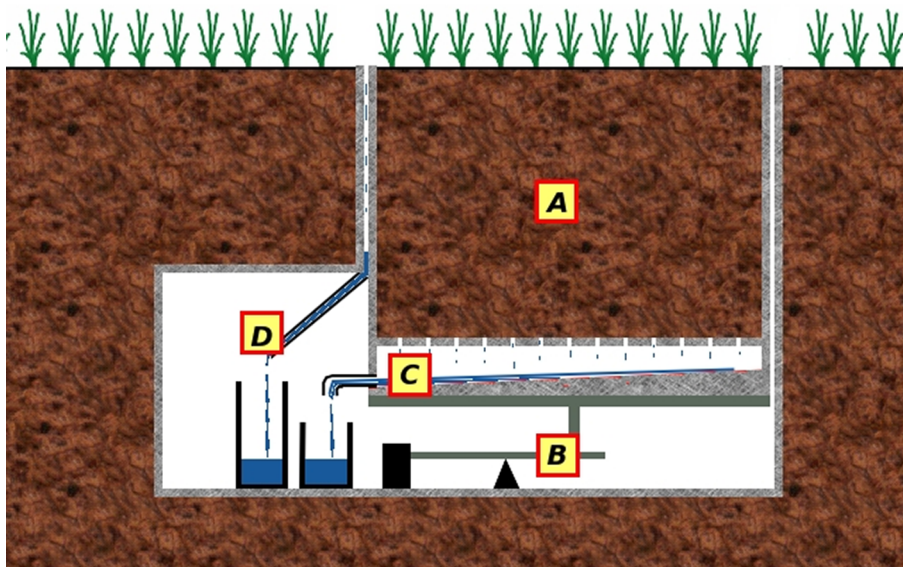
$$\text{Evapotranspiració real} = K * \text{Evapotranspiració potencial}$$

On K és la variable que oscil·la entre 0,1 i 0,9, aproximant-se a 1 quan la planta està en el màxim desenvolupament de foliació i fruit.

La **mesura real de l'evapotranspiració** es pot portar a terme a través de tres procediments:

1) **Lisímetre**. Una estació lisimètrica és una zona de terreny natural de 4 m² en la qual es porta a terme un conreu en condicions reals (al sòl, conreu autòcton), però amb dispositius de mesura de l'aigua subministrada, percolada i sobrant. Per diferència d'aquestes mesures, s'obté la quantitat d'aigua evapotranspirada. Ho fa de la manera més real possible. Es pesa periòdicament i aquest valor ens dona la diferència, que són les pèrdues d' E_{TP} . Ha de tenir un sistema de pesada permanent i parets que delimitin el volum, però que siguin impermeables a la circulació d'aigua (figura 8).

Figura 8. Model esquemàtic d'un lisímetre de balança



a) Terreny en estudi; b) balança; c) recollida de l'aigua de drenatge; i d) recollida de l'aigua d'escolament. Font: Lisímetro, Giancarlo d'essi.

2) El **mètode de la sonda de neutrons** es basa en l'absorció de neutrons per l'aigua que permet avaluar el contingut d'humitat. Són mesures no destructives i, a més, no alteren les condicions hidràuliques ni el conreu del sòl.

3) El **balanç hídric** consisteix a seleccionar una conca natural i mesurar en la mateixa precipitació, escolament i percolació o infiltració i, per diferència, calcular l'evapotranspiració. Es tracta d'un mètode imprecís, per les dificultats de mesurar la infiltració.

Activitats

1. Calcula per la fórmula de Meyer l'evaporació diària (E) a un embassament amb aigua a 20 °C (amb una tensió de l'aigua líquida $e_v = 17,3$ mm de Hg) si la pressió parcial de vapor d'aigua a l'atmosfera (e_p) és de 8 mm Hg. La velocitat del vent és de 20 km/hora.

$$E = [c (e_v - e_p)] \times [(1 + (v/16))] \rightarrow E = [0,5 (17,3 - 8)] \times [(1 + (20/16))] \rightarrow E = 10,4 \text{ mm/dia}$$

Si la temperatura de l'aigua fos de 10 °C ($e_v = 9,2$ mm de Hg) i la resta de condicions són les mateixes, el resultat seria:

$$E = [c (e_v - e_p)] \times [(1 + (v/16))] \rightarrow E = [0,5 (9,2 - 8)] \times [(1 + (20/16))] \rightarrow E = 1,35 \text{ mm/dia}$$

Fixeu-vos que el resultat no és proporcional a la temperatura, perquè tal com vam explicar, la relació entre e_v i temperatura no és lineal, sinó que segueix una corba exponencial.

2. Calcula per la fórmula de Thorhtwaite l'evapotranspiració potencial anual a 40 ° nord, a partir de les següents temperatures mitjanes mensuals (en °C):

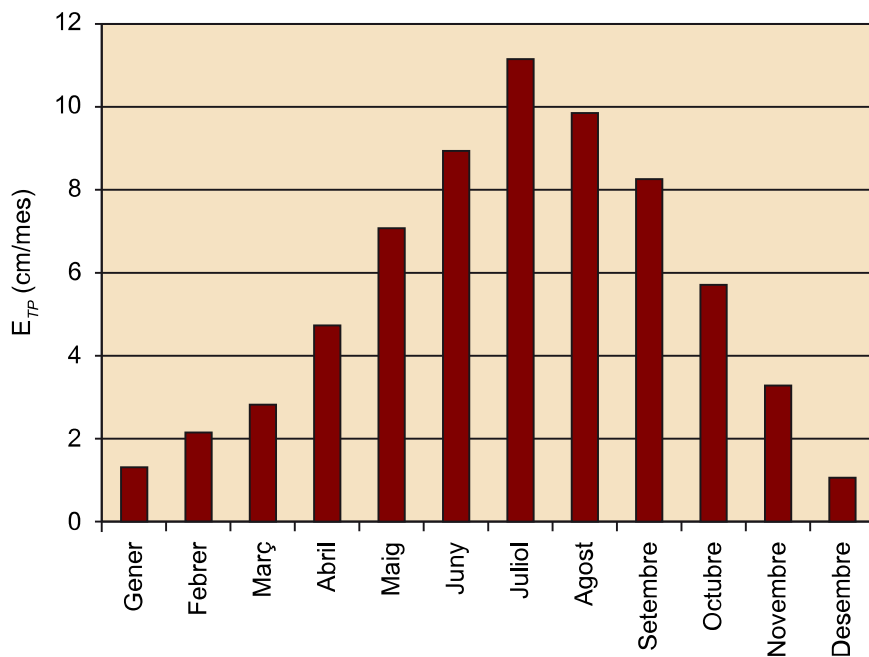
G	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
6	8	9	12	15	17	20	19	18	15	11	5

La resolució d'aquest problema es pot veure en la taula següent, i podeu demanar el full de càlcul als professors.

Exemple de càlcul de la E_{TP} segons Thorhtwaite

	t (°C)	Ld (40 ° N)	I	E_{TP} (cm)
Gener	6	0,78	1,03	1,32
Febrer	8	0,85	1,73	2,16
Març	9	0,95	2,31	2,84
Abril	12	1,06	3,99	4,74
Maig	15	1,16	6,12	7,08
Juny	17	1,23	7,84	8,94
Juliol	20	1,22	9,95	11,13
Agost	19	1,16	8,75	9,85
Setembre	18	1,05	7,30	8,27
Octubre	15	0,94	4,96	5,74
Novembre	11	0,83	2,74	3,28
Desembre	5	0,77	0,77	1,01
		I total	57,5	
		a	1,40	
		E_{TP} anual		66,35

3. Amb les dades de la taula anterior, calcula l'evapotranspiració pel gener i el juliol mitjançant el mètode de Blaney-Criddle i compara-les amb les anteriors.



3.7. Vapor d'aigua i humitat

El vapor d'aigua és invisible. Els núvols no són vapor d'aigua.

Exemple

Habitacle de $6\text{ m} \times 5\text{ m} \times 3\text{ m} = 90\text{ m}^3$ d'aire a $15\text{ }^\circ\text{C}$; amb aquesta temperatura, l'aire pot contenir com a màxim 12,7 grams de vapor d'aigua per m^3 . Tota l'aula pot contenir 1.143 grams de vapor d'aigua. Aquesta seria la quantitat de saturació (100 %). Normalment potser tindríem el 75 %, és a dir, 857 grams de vapor d'aigua que, tot i ser una quantitat important, no veiem.

Aquest exemple ens permet definir que és la humitat de l'aire: «Quantitat de vapor d'aigua per unitat de volum d'aire».

Aquesta quantitat varia molt en l'espai i en el temps. Al planeta, podem trobar llocs amb 0 g/m^3 de vapor d'aigua fins a 40 g/m^3 (en àrees equatorials). Aquesta variabilitat és causada pel fet que l'aigua pot presentar-se a les temperatures habituals del planeta en els seus tres estats. Això explica aquesta variabilitat. És important mesurar la humitat de l'aire:

- Afecta el balanç de radiació (efecte hivernacle + vapor d'aigua - radiació d'ona llarga L reflectida).
- Determina en bona mesura el confort climàtic (és desagradable la sensació d'un dia humit molt calorós).
- El vapor d'aigua suposa un emmagatzematge i transferència de calor.
- El vapor d'aigua comporta en el darrer cas processos de condensació i sublimació que donen lloc als diferents meteors aquosos.

3.8. Mesura de la humitat

La quantitat de vapor d'aigua a l'atmosfera (humitat) es pot expressar en diferents mesures i unitats:

a) Humitat absoluta. És la mesura més natural del vapor d'aigua. És igual a la densitat de vapor d'aigua en l'aire o la massa de vapor d'aigua continguda en un 1 m^3 d'aire. Es dona generalment en g/m^3 .

b) Pressió parcial del vapor d'aigua. És la part de la pressió atmosfèrica total exercida pel vapor d'aigua que hi ha a aquesta atmosfera. Per això en diem pressió parcial (e_p). Quan s'equilibra amb e , diem que l'aire està saturat. En condicions normals, a nivell del mar la pressió normal és de 1.013 mil·libars. Un dia mitjà (ni sec, ni humit) la pressió es reparteix així:

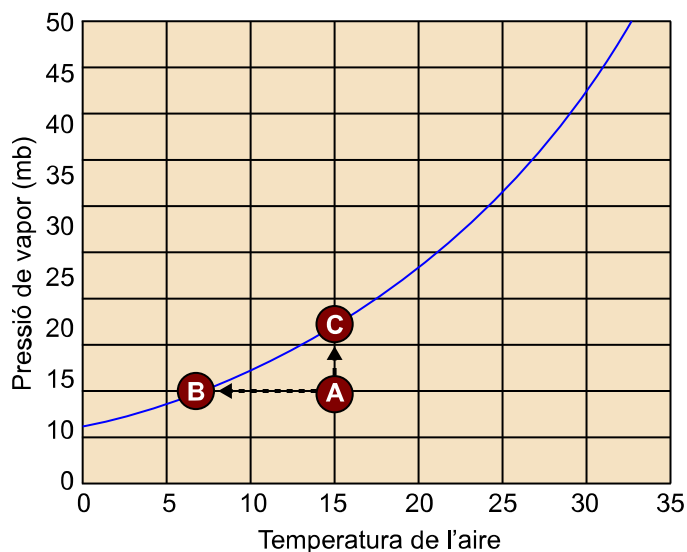
- 750 mb de nitrogen.
- 230 mb d'oxigen.
- 5-30 mb de vapor d'aigua.

El vapor d'aigua aporta, doncs, un pes a l'aire que pressiona. Aquesta pressió parcial es mesura també en mm d'Hg o mb.

c) **Humitat específica.** Massa de vapor d'aigua continguda en 1 kg d'aire (g/kg) Proporció o raó de barreja. Massa de vapor d'aigua per kg d'aire sec (aire sense vapor d'aigua) també en g/kg.

d) **Pressió de saturació del vapor d'aigua.** Quan l'aire està saturat de vapor d'aigua, e_p rep aquest nom. Aquesta saturació presenta un caràcter exponencial en relació amb la temperatura. L'aire, com més calent està, més quantitat de vapor d'aigua pot contenir; dit d'una altra manera, la quantitat màxima de vapor d'aigua que pot contenir un volum d'aire està en relació amb la temperatura d'una manera exponencial. La figura 9 mostra aquesta relació, també anomenada corba de Clausius-Clapeyron.

Figura 9. Corba de Clausius-Clapeyron



Font: Lisímetre, Giancarlolessi.

Per produir-se **saturació**, hi ha tres vies possibles:

- Un refredament de l'aire.
- Un augment de la humitat.
- La combinació d'ambdós.

Exemple

Prenem com a exemple la figura 9:

1) Partim del punt A i anem cap a B. La pressió es manté a 10 mb i es produeix un refredament. És un dels camins per arribar a la saturació.

2) Partim d'A i anem cap a C. Augmentem la humitat. Hem mantingut la temperatura però hem augmentat la humitat per arribar a la saturació.

A la natura és més freqüent el primer cas. La temperatura al punt B rep el nom de punt de rosada de la massa. Precisament, la rosada és aquest procés núm. 1. El refredament de l'atmosfera a la nit produeix la saturació de vapor d'aigua sobre les plantes.

e) Punt de rosada (en °C). Es tracta de la temperatura a la qual el vapor d'aigua contingut en un volum d'aire el satura. En l'exemple anterior, el punt de rosada per 10 mb és aproximadament 7 °C. És una mesura indirecta de la humitat de l'aire. Si l'aire està a 18 °C i el punt de rosada és de 18 °C, què en deduïm? Doncs que l'aire està saturat.

f) Humitat relativa. És la humitat que té l'aire partit per la quantitat d'humitat que tindria si estigués saturada a la mateixa temperatura. Quocient en % entre la pressió parcial del vapor d'aigua (e_p) i la pressió de saturació del vapor d'aigua (e_{ps}) per la mateixa temperatura. Dit en altres paraules: Quocient en % entre la massa de vapor d'aigua i la massa de vapor d'aigua que saturaria aquest volum.

$$Hr = (e_p / e_{ps}) \times 100.$$

Significat en l'exemple:

- Quina és l' e_p ? 10 mb (punt A).
- Quina és l' e_{ps} ? 22 mb (punt C).
- Quina és, doncs, la humitat relativa? $(10 \text{ mb} / 22 \text{ mb}) \times 100 = 45 \%$.

Perquè quan baixa la temperatura augmenta la humitat relativa, i a l'inrevés? Si la temperatura baixa i l' e_p es manté constant (no subministrem ni traiem humitat), aleshores l' Hr augmenta:

a) Estem al punt A ($Hr = 10 \text{ mb} / 22 \text{ mb} = 45 \%$). Disminueix la temperatura, el numerador es manté igual però el denominador va baixant.

b) Estem al punt B ($Hr = 10 \text{ mb} / 10 \text{ mb} = 100 \%$).

- Si la temperatura augmenta, l' e_{ps} també augmenta i l' Hr baixa.
- Si la temperatura baixa, l' e_{ps} també baixa i l' Hr puja.

Quan l' Hr puja, no vol dir que augmenti el vapor d'aigua en el volum, sinó que el punt de saturació baixa en disminuir la temperatura.

Altres exemples calculant la Hr a una e_p (pressió que fa el vapor d'aigua) de 10 mb per diferents temperatures:

- A 20 °C: $Hr = (e_p / e_{ps}) = (10 \text{ mb} / 23 \text{ mb}) \times 100 = 43 \%$.
- A 10 °C: $Hr = (10 \text{ mb} / 12 \text{ mb}) \times 100 = 83 \%$.
- A 5 °C: $Hr = (10 \text{ mb} / 10 \text{ mb}) \times 100 = 100 \%$.

3.9. Aparells de mesura de la humitat

3.9.1. Higròmetre

L'higròmetre mesura la humitat relativa. N'hi ha de diferents tipus.

1) **Higròmetre d'absorció o de cabells.** Els seus fonaments rauen en una propietat que es diu higroscòpica, capacitat que tenen algunes substàncies d'absorbir vapor d'aigua líquida, com per exemple la sal comuna, la fusta. Aquests materials higroscòpics, quan emmagatzemen humitat, s'inflen. El cabell humà és un material higroscòpic que amb la humitat s'estira, no s'infla. Aquest allargament és apreciable. Aquest és el fonament d'aquest tipus d'higròmetre. El cabell de dona ros és el més apropiat per a aquesta propietat. La construcció de l'higròmetre es fa amb un cabdell de cabells llargs lligat a un extrem i tensat amb una roda a l'altre extrem. Els allargaments i escurçaments es mesuren en un paper gràfic. L'inconvenient és que no s'allarga proporcionalment entre cada valor de l'escala. Per exemple, per passar de 10 % a 20 % s'allarga molt més que per passar de 80 % a 90 %. Un altre inconvenient és que sovint interessa més mesurar les *Hr* altes que les baixes.

Com s'aconsegueixen els punts extrems?

- 100 %. S'introdueix tot a una tela humida. Passat un temps, on marca l'agulla és el 100 %.
- 0 %. Es posa l'aparell en un recipient tancat amb una substància química dessecant. Es desajusten molt ràpidament.

2) **Higrògraf.** És igual, però registrador. És un higròmetre registrador.

3) **Higròmetres populars.** Són una vulgarització o popularització dels higròmetres de cabell o d'absorció.

El més popular és el del frare, que apareix com un baròmetre però en realitat és mou segons la humitat relativa. Quan l'*Hr* és més baixa dona bon temps; i quan l'*Hr* és alta dona tempesta, però no és el mateix.

4) **Higròmetres de condensació.** Mesuren el punt de rosada. És una càpsula metàl·lica a l'interior de la qual s'estimula l'evaporació ràpida d'èter. En ser les parets metàl·liques, i per tant conductores, es refreden també ràpidament, ja que tota l'evaporació implica una pèrdua de calor. A les parets exteriors, es comencen a condensar gotetes d'aigua. Mirem un termòmetre i aquella és la temperatura del punt de rosada.

3.9.2. Psicròmetre

Ens dona l'*Hr*, la tensió de vapor d'aigua (e_p) i el punt de rosada. Es tracta de dos termòmetres idèntics, l'un sec i l'altre mantingut humit per una tela de cotó i una metxa, tot connectat a un recipient d'aigua. La temperatura sempre és diferent. La temperatura de l'humit sempre és més baixa, ja que l'aigua, quan s'evapora, roba calor del dipòsit, en aquest cas, el termòmetre. La diferència de temperatura entre els dos permet obtenir els tres valors, mitjançant taules:

- Si la diferència de lectures és molt gran, això implica que l'aire és sec, hi ha molta evaporació i l' Hr és baixa.
- Si és petita, l'aire és humit, no hi ha gaire evaporació i l' Hr és alta.
- Si les dues són iguals, la humitat relativa és del 100 %, l'aire està saturat i no es produeix evaporació de la tela.

3.9.3. Aspirosicòmetre

Similar a l'anterior, amb un petit ventilador entre els dos termòmetres que fa circular l'aire ràpidament per tenir-los sempre al punt.

3.10. Variacions diària i anual de les humitats relativa i absoluta

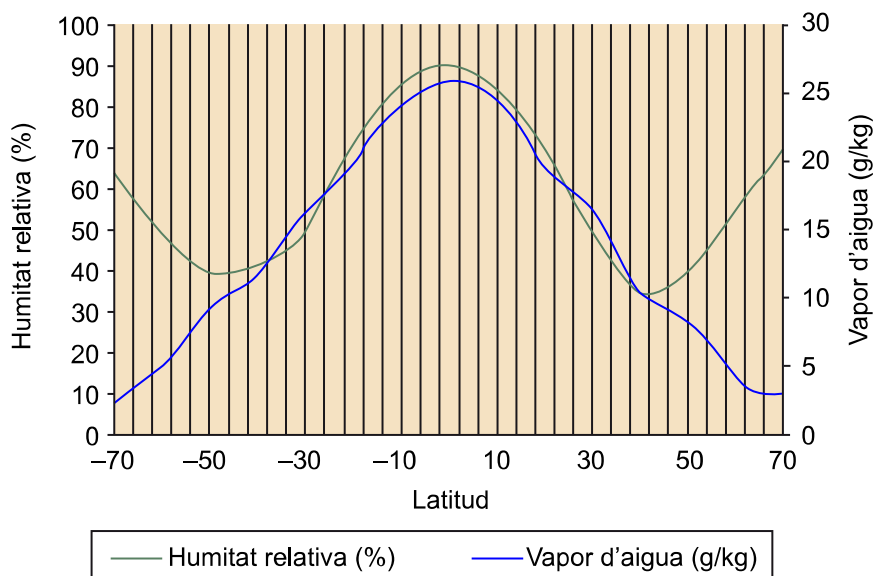
1) Humitat relativa

La humitat relativa segueix una marxa inversa a la de la temperatura. Si la temperatura puja, l' e_{ps} puja i, per tant, l' Hr baixa; si la temperatura baixa, l' e_{ps} baixa i l' Hr puja.

a) **Cicle diari:** la humitat relativa màxima es dona abans de la sortida del sol, que és quan la temperatura és més baixa. És mínima després del migdia, que és quan es dona la temperatura màxima del dia.

b) **Cicle anual:** Els valors màxims d'humitat relativa es donen a l'hivern amb la temperatura més baixa, i a l'inrevés a l'estiu. La humitat relativa presenta més amplada a l'estiu que a l'hivern, ja que l'amplada tèrmica també és més gran a l'estiu que a l'hivern. Com es comporta la humitat relativa segons la latitud?

Figura 10. Distribució de la humitat relativa i del contingut de vapor d'aigua en l'aire segons la latitud



Font: Tiempo Hoy, Luis Jiménez.

La figura 10 és un gràfic de valors mitjans sobre els paral·lels (terra i oceans). La humitat relativa és més alta a l'equador (per la gran quantitat de vapor d'aigua que hi ha, l'*Hr* ha de ser forçosament alta), i als tròpics no gaire. També és molt alta als pols, per la baixa temperatura que hi ha. La pressió parcial de vapor d'aigua (e_p) és alta a l'equador perquè hi ha molta aigua a l'atmosfera, i la humitat absoluta és alta. És baixa als pols, ja que, amb la temperatura tan baixa, es necessita molt poc vapor d'aigua per saturar l'atmosfera. És per això que l'*Hr* és alta amb molt poc vapor d'aigua a l'atmosfera.

2) Humitat absoluta

Segueix una marxa relativament semblant a la de la temperatura. Per què? Si la temperatura augmenta, l'evapotranspiració augmenta, hi ha més quantitat d'aigua a l'atmosfera i per tant, la humitat absoluta és més alta. A vegades, es donen irregularitats: per exemple, al centre del dia la convecció de masses d'aire calent s'emporten la humitat quan ascendeixen.

4. Precipitació

4.1. Formació de les precipitacions

En el concepte de **precipitació** s'inclou tot tipus d'aigua que cau o que es diposita sobre la superfície terrestre, sigui en forma líquida o en forma sòlida.

La **formació o gènesi de la precipitació** imposa la condensació dins de l'atmosfera a causa d'un procés de refredament. El procés de condensació exigeix un aire molt humit (aire saturat o quasi). Aquesta condensació es facilita per la presència a l'atmosfera de partícules anomenades nuclis de condensació que poden ser pols, molècules de ClNa, així com productes de combustió del sofre i compostos nitrosos. La sublimació també pot donar lloc a precipitació.

En pocs minuts, es pot produir la condensació de l'aigua fins a formar gotes de 10 a 30 micres, però es necessiten hores per arribar a mides de 2-3 mm, que són les habituals en la pluja. Les primeres tenen molt poca massa, poca velocitat de caiguda i per tant la mateixa turbulència atmosfèrica les manté en suspensió. Aquest és el fenomen que aconsegueix mantenir el núvol en una situació d'equilibri.

Quant als processos que donen lloc a l'engrandiment d'una goteta d'aigua a un núvol per arribar a ser una gota de pluja:

a) En un principi, es va pensar (s. XIX) que les gotetes engruixien per atracció elèctrica; al laboratori s'ha comprovat que això és molt difícil, ja que per la seva petita massa tenen molt poca càrrega elèctrica.

b) Posteriorment, es va pensar que s'originaven per xocs entre les gotetes, però quan hi ha xocs, el que passa la majoria de vegades és que encara es fragmenten més.

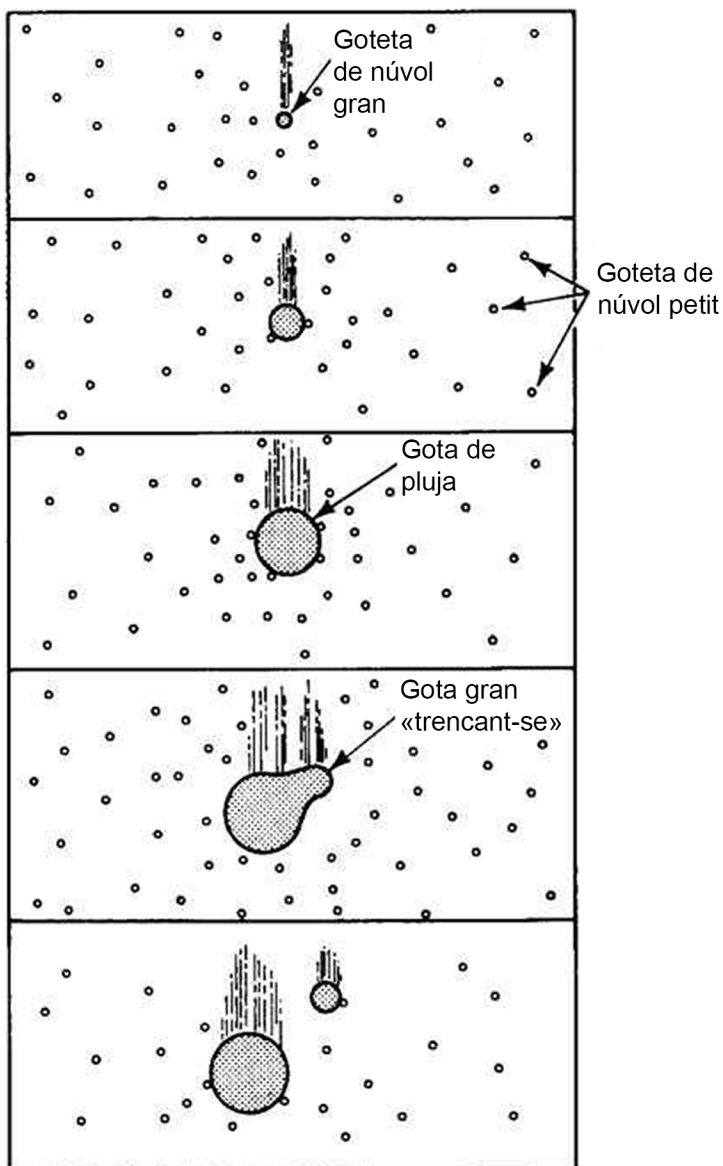
Avui s'accepten dues teories que no s'exclouen entre si:

1) Teoria de la col·lisió o coalescència: quan dues gotetes d'aigua xoquen, en la seva coalescència i en l'escombrat de la gota mentre va caient va succionant les gotetes laterals en la vertical de la caiguda, a més de les que s'ha emportat al seu pas. Quan les microgotetes cauen per **atrapament** de les més properes, es produeix un fenomen de coalescència:

Atrapament → augment de volum → augment de velocitat
de caiguda → major probabilitat d'atrapament d'altres gotes.

Les gotes que es van formant també poden fraccionar-se per xoc amb altres i continuar així un procés complex de coalescència en cadena (figura 11). És aplicable a núvols líquids.

Figura 11. El procés de col·lisió o coalescència



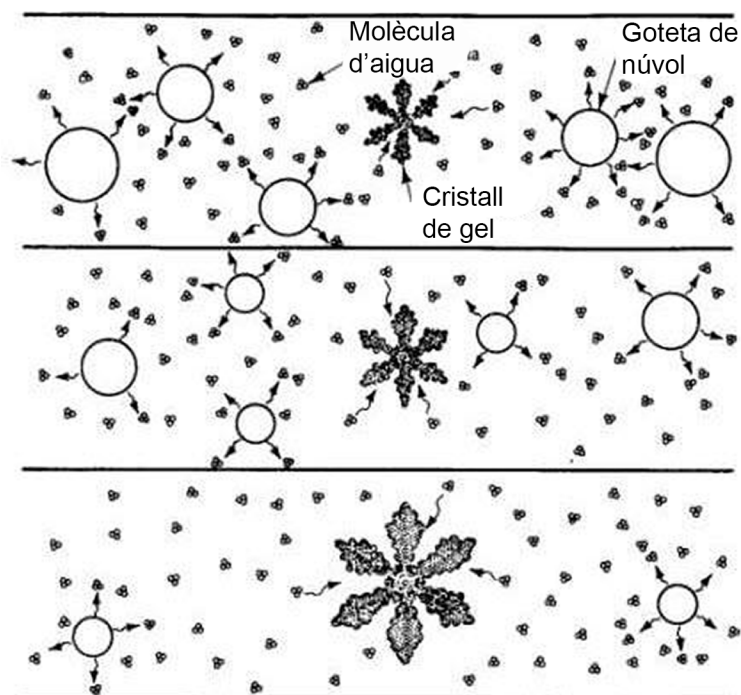
Font: La Guia – Química.

2) **Teoria de Bergeron-Findeisen o dels cristalls de gel.** Parteix de què les gotes de pluja cauen sempre de núvols mixtos, generalment de Cu. Aquesta teoria indica que quan en els núvols coexisteixen cristall de gel i gotetes d'aigua líquida **subrefredades** (gotetes líquides en °T negatives), en contacte amb els cristalls de gel es condensen i els van engrandint. Si baixen i passen per una capa amb °T superior a 0 °C, es converteixen en gotes de precipitació.

Aquest procés es basa en l'existència de cristalls de gel en els anomenats núvols freds; aquests cristalls tenen una gran capacitat d'absorció de vapor d'aigua i de microgotes, per la qual cosa augmenten ràpidament de mida i poden iniciar ràpidament la precipitació en forma d'aigua líquida (si es fonen en el recorregut) i en forma de neu si no ho fan (figura 12).

Ambdós fenòmens es poden produir simultàniament, encara que són més freqüents els processos amb gel a la part alta dels núvols i els processos de coalescència a la part baixa.

Figura 12. El procés de Bergeron



Font: La Guia – Química.

Aquestes teories estan en la base dels experiments de **pluja artificial**, que confirmen els principals punts d'aquestes teories.

Al llarg de les últimes dècades, s'ha intentat la producció de pluja artificial. Tots els processos es basen en la coalescència (1) o en la formació de nuclis de gel (2).

1) **En àrees temperades** s'ha intentat facilitar la **coalescència**, sembrant la base dels núvols amb nuclis d'aigua de mida apropiada (2/3 mm) que actuen com a nuclis captadors.

2) **En àrees fredes** la tendència és a la **creació de cristalls** de gel en la part alta del núvol que aglutinin la condensació. Dins del mateix esquema, s'ha utilitzat la neu carbònica que, en la seva evaporació, facilita la formació de cristalls de gel. El iodur de plata també s'ha utilitzat en la formació de pluja artificial, ja que és isomorf amb els cristalls de gel, seguint la teoria de Bergeron-Findeisen.

Els resultats són contradictoris: s'ha arribat a aconseguir un 15 % més de pluja en alguns experiments als EE. UU., però en altres casos l'augment és mínim. Sí que s'han aconseguit resultats positius amb les tècniques de pluja artificial a l'hora d'evitar catàstrofes per pluges torrencials en l'avançament de la pluja, evitant o disminuint el desenvolupament vertical dels núvols i, per tant, la formació de tempestes fortes.

4.2. Tipus de precipitació (quant al procés que l'origina)

Tres són els processos de generació de pluja:

- a) Precipitacions generades a partir de (núvols) de **convecció**.
- b) Precipitació **ciclònica** o generada per **convergència** de corrents d'aire a àrees de baixes pressions.
- c) Precipitació orogràfica generada per efectes de l'**orografia**.

En molts casos, els processos generadors *a* i *b* no es diferencien clarament quan plou, ja que poden actuar conjuntament. En meteorologia, es classifiquen com a convectives totes les precipitacions que cauen d'un cúmul o d'un cumulonimbus. En climatologia, en canvi, sol restringir-se molt la categoria de **convectives**, ja que quan apareix una borrasca en alçada o superfície, es parla de **precipitació ciclònica**, encara que hi hagi *Cu* o *Cb*, i es reserva el terme *convectiva* per a les tempestes d'estiu. Aquesta ambigüitat prové del fet que els processos de convergència i convecció sovint van units: l'ascens de l'aire en la borrasca (b) s'origina tant per convergència de vents com per ascens de vents per escalfament del sòl.

S'ha de distingir entre (c) **precipitació orogràfica** en sentit estricte, és a dir, aquella que només cau en àrees elevades i no en el pla, d'aquella que anomenaríem de la component orogràfica de les precipitacions convectives i ciclòniques. Perquè la pluja cau més a les muntanyes que al pla:

- Pel desencadenament d'instabilitat condicional, que es produeix quan l'aire arriba a un nivell determinat; tendeix a forçar l'aire a ascendir i pot aconseguir el nivell de condensació.
- Pel desencadenament d'instabilitat convectiva: influeix el desigual escalfament dels vessants (estiu).
- També pel fre de les pertorbacions ciclòniques i els fronts; s'aprecia en els estudis de detall a mesoescala (conques hidrogràfiques grans).
- Efecte embut que imposa el relleu sobre els fluxos d'aire, que l'obliga a vegades a ascendir amb arribada al nivell de condensació.

4.3. Característiques climàtiques de la precipitació

Llista de fets climàtics que es poden estudiar sobre la precipitació, a part de la quantitat:

a) **Quantitat** de precipitació anual, estacional, mensual, diària, el que dóna lloc per exemple a ritmes estacional d'interès per als biogeògrafs (per exemple, Barcelona, TPHE). Hi ha 24 règims estacionals possibles. A la PI en tenim 13, i a Catalunya, 8-9 de diferents.

b) **Variabilitat** de la precipitació: es refereix a les disparitats dels valors d'una sèrie que presenten entre si (es comparen uns anys amb els altres, mesos amb d'altres, etc.). En un clima mediterrani, la variabilitat és molt alta.

La precipitació és un fenomen molt variable, tant a l'espai com al temps. La seva distribució a l'espai depèn del tipus de pluja. Per exemple, els grans fronts produeixen precipitacions bastant uniformes en l'espai, però no en el temps. Les pluges convectives són molt irregulars tant en l'espai com en el temps. La distribució de la precipitació s'analitza per mitjà de l'estadística.

c) **Irregularitat** en la precipitació, sobretot diària, amb molts dies que aporten poca precipitació i pocs que n'aporten molta.

d) **Probabilitat** diària de precipitació (en relació amb el dia anterior). S'anomena probabilitat condicional. Si un dia plou, hi ha més probabilitat que plogui l'endemà que si el dia anterior hagués estat sec. Com més plou, més probabilitat hi ha que plogui l'endemà, ja que hi ha una certa inèrcia en les variables pluviomètriques.

e) **Duració** de la precipitació.

f) **Intensitat** (quantitat/temps).

g) Períodes plujosos i secs al llarg de l'any (**regularitats climàtiques**).

h) Quantitat i freqüència de la precipitació segons la **situació sinòptica** del mapa del temps.

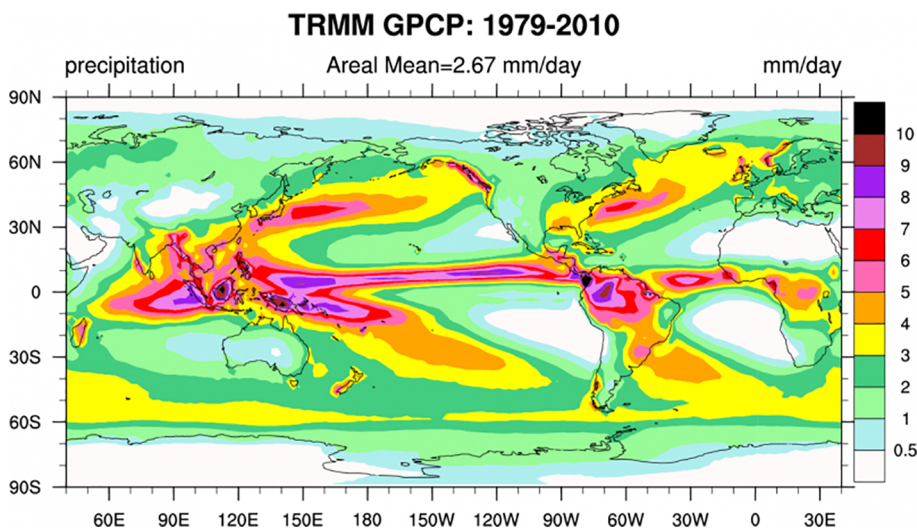
i) Quantitat i freqüència segons el **tipus de precipitació** (pluja/tempesta o ciclònica/orogràfica).

j) **Extensió i distribució** superficial de la precipitació (isohietes).

4.4. Àrees pluviomètriques mundials

La pluviometria en un àmbit mundial està en funció bàsicament de la latitud, però també de la distribució de mars i terres. La comparació entre la pluviometria del meridià 0° com a representatiu de la zona terrestre i del meridià 20° de la zona marítima ens permet de comprovar-ne les diferències (figura 13).

Figura 13. Precipitació mitjana anual (mm/dia) durant 1979-2010. La mitjana areal per a tota la xarxa és de 2,67 mm/dia



En línies generals, en un àmbit mundial es poden establir zones pluviomètriques a partir d'isohietes que uneixen punts amb la mateixa **quantitat de precipitació**. En general, podem qualificar d'àrees plujoses aquelles amb més de 750 mm/any (2,05 mm/dia), i d'àrees seques aquelles amb menys de 250 mm/any (0,68 mm/dia).

a) Cinturó equatorial amb pluges abundants superiors als 2.000 mm/any (5,48 mm/dia), on les altes temperatures i les grans extensions oceàniques proporcionen grans quantitats de vapor d'aigua i les condicions atmosfèriques són generalment inestables. Plugues diàries convectives, encara que la presència de serralades incrementen l'efecte orogràfic.

b) La pluja és dèbil sobre els cinturons o centres subtropicals d'altres pressions a causa de l'existència d'aire en descens que s'ha escalfat adiabàticament i s'ha fet molt sec. Els deserts d'Àfrica del Nord, Aràbia, Iran (h. nord), i Austràlia, Àfrica del Sud i la costa occidental d'Amèrica del Sud (h. sud) estan situats a aquesta franja. Aquesta zona àrida s'estén en direcció a l'equador fins al cinturó de vents alisis. Les precipitacions anuals són de l'ordre de 100 mm.

Les precipitacions no són baixes a tot el tròpic. Els vents monsoònics d'Àsia controlen una gran part de la pluja del sud-est del continent. A l'estiu, els vents carregats d'humitat de l'Índia i el Pacífic troben grans serralades i donen grans precipitacions, superiors als 2.000 mm/any.

c) La precipitació a les latituds mitjanes és de l'ordre de 800-900 mm/any, produïdes en la major part pels ciclons extratropicals a la tardor i la primavera, i puntualment per precipitacions tempestuoses a l'estiu. La precipitació il·lustra clarament l'efecte dels vents dominants de l'oest. Les costes occidentals dels continents entre 35° i 60° apareixen com a estretes franges d'intensa precipitació. Les més notables són les costes de B. C. i la Patagònia a l'extrem meridional d'Amèrica del Sud.

Fortes precipitacions que ocasiona l'orografia, la qual fa ascendir els vents humits del Pacífic. L'efecte és menys notable a les costes europees, perquè el relleu també és menys pronunciat. A aquestes àrees, es troben àrees de desert causades per ombra de pluja i que es desenvolupen al cinturó de vents de l'oest, a resguard de les cadenes costaneres (l'exemple més clar és el desert de Nevada, també la vall del Segre a la Cerdanya). Al continent euroasiàtic, es pot deduir un fenomen semblant, ja que l'aire humit de l'Atlàntic es fa més i més sec a mesura que entra al continent i l'aire humit tropical queda bloquejat per les barreres muntanyoses del sud.

d) A les regions polars la precipitació és baixa, de l'ordre de 100-200 mm/any, en forma de neu a l'inici de l'hivern. La temperatura de l'aire és baixa i, per tant, pot contenir poca humitat; a més, l'evaporació també és molt baixa.

Quant al règim pluviomètric o ritme de precipitació al llarg de l'any, a escala mundial podem fer sis grans categories:

- 1) Règim equatorial: plou sempre i molt.
- 2) Règim subequatorial o dels alisis, dels monsons, amb dues estacions, seca i plujosa, molt marcades.
- 3) Règim desèrtic pur, no plou mai.
- 4) Règim temperat de quatre estacions, afectat pel front polar amb dos règims, l'oceànic (a l'oest dels continents, Galícia, Bretanya) i el continental-humit (grans llacs americans).
- 5) Règim temperat continental sec, àrees interiors d'Àsia i Amèrica amb hiverns secs i estius plujosos.
- 6) Règim subàrtic, en la proximitat del pols, on plou només a l'inici de l'hivern.

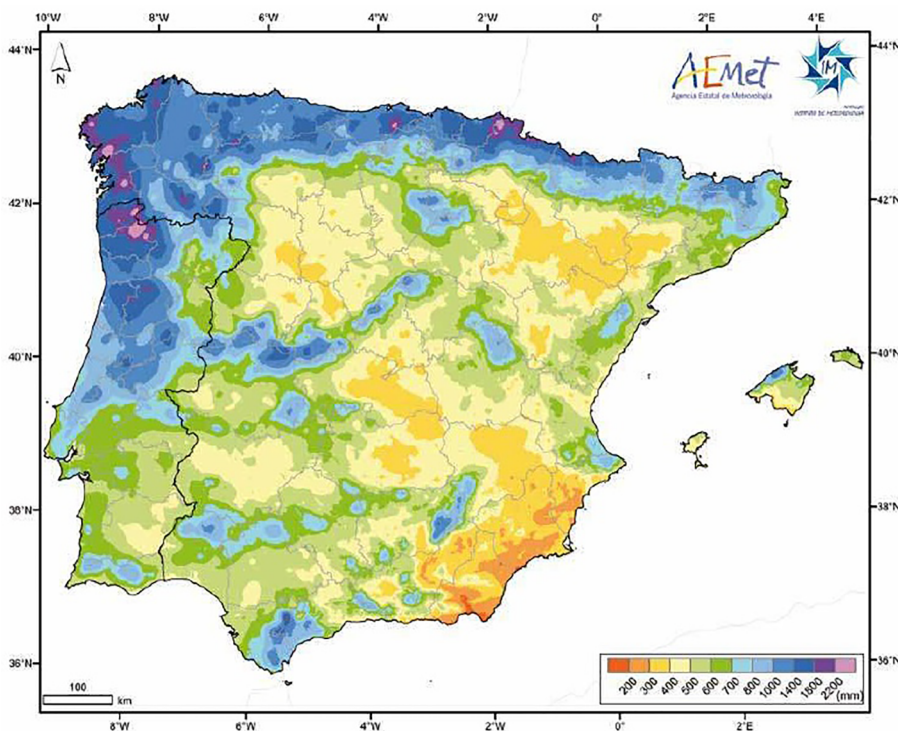
Entre les categories 3 i el 4, tindríem el subtropical (també el mediterrani) i entre les 3 i el 5, el subtropical d'estepa.

4.5. Règim pluviomètric a la península Ibèrica

La península Ibèrica té una pluviositat mitjana corresponent a la zona temperada, encara que a causa de l'orografia i de la influència del clima mediterrani, les variacions entre zones són molt altes (figura 14).

- a) Zona nord humida, amb pluges entre 1.000 a 1.100 mm/any, produïdes per borrasques atlàntiques unides a fenòmens orogràfics.
- b) Zona central amb pluges de l'ordre de 500 a 600 mm/any, produïdes per borrasques atlàntiques a la primavera i a la tardor.
- c) Zona sud i mediterrània amb pluges similars, però amb àrees més seques com Almeria i Múrcia (300 mm/any).

Figura 14. Precipitació mitjana per a la península Ibèrica i illes Balears (1971-2000)



Font: AEMET. *Atlas Climático Ibérico*

4.6. Mesura de la precipitació

La mesura de la precipitació sobre una conca es fa mitjançant pluviòmetres. Es basen en la recollida de precipitació (pluja o neu) a un col·lector. La precipitació es mesura per volum o pesada, i el seu registre es porta a terme per lectura directa o per registre gràfic o electrònic. La recollida de precipitació és una operació amb un risc important d'error:

- a) Els elements propers a l'aparell poden ocasionar distorsions en la mesura de la precipitació.

b) Les mesures són sempre inferiors a les reals, a causa de l'evapotranspiració, l'efecte pantalla, etc.

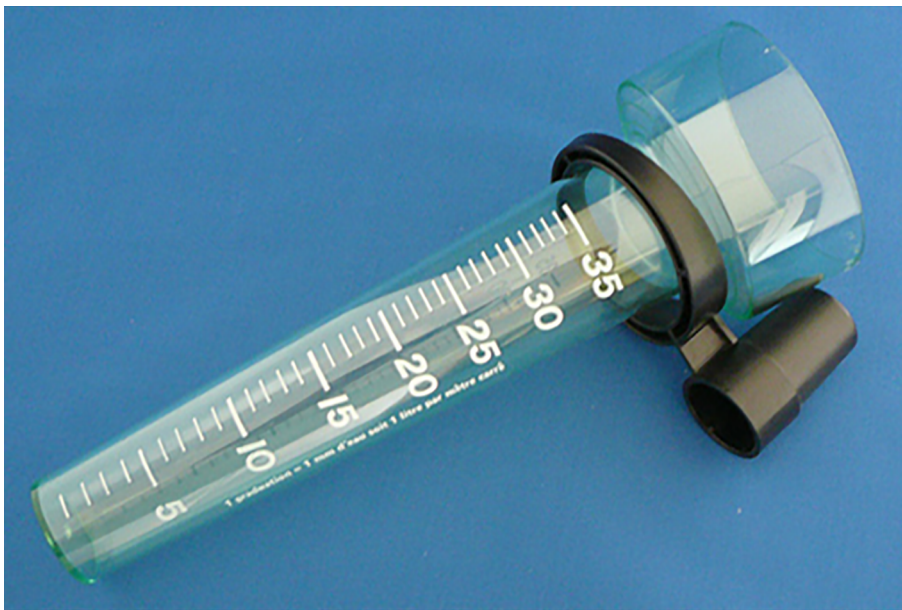
c) La distribució de la precipitació és molt irregular, sobretot durant pluges intenses de tipus tempestuós.

Per tot això, és necessari que la instal·lació d'un pluviòmetre compleixi les normes establertes (1,5 metres de la superfície amb gespa, lluny mínim de 30 m d'edificis o arbres, etc.).

4.7. Tipus de pluviòmetres

Els més simples són els denominats **no registradors**, que consten d'un embut de 8 polsades (20 cm aprox.) i l'aboquen a un tub mesurador de secció menor (1/10 del diàmetre del col·lector), on per lectura directa es coneix la pluja caiguda (figura 15). Aquesta mesura es fa de forma manual una o dues vegades al dia (7 i 19 hores).

Figura 15. Pluviòmetre no registrador



Font: Termo Med.

Existeix un altre tipus de pluviòmetre que subministra la corba de pluja en funció del temps. Són els **pluviòmetres registradors** o **pluviògrafs**. El gràfic subministrat s'anomena *pluviograma* o *hietograma* (figura 16).

El **hietograma** és el gràfic de la intensitat de pluja en funció del temps, mentre que el **pluviograma** és la distribució en el temps de la precipitació acumulada. Per això, el pluviograma és la integral en el temps del hietograma.

Figura 16. Pluviòmetre registrador



Font: <http://www.nevasport.com/>.

Fons d'error en la mesura de l'aigua de pluja per pluviògraf o pluviòmetre:

- El pluviòmetre necessita una precipitació mínima per a poder registrar-la; aquesta precipitació està en funció del model d'aparell i és de l'ordre de 0,25 mm. Aquest error es produeix cada cop que plou en pluviòmetre sec.
- Errors causats per turbulències del vent, molt acusat quan la precipitació és de neu.
- Error per evaporació. Depèn de les característiques climàtiques de la zona, així com del disseny del mateix aparell.
- Errors deguts a la instal·lació de l'aparell, fonamentalment la no-horitzontalitat.

Per últim, perquè les mesures siguin fiables es necessita una xarxa de pluviòmetres prou densa. El nombre d'aparells recomanat per unitat de superfície està en funció de l'orografia; la distribució de les pluges és un altre condicionant per definir la densitat de pluviòmetres. A àrees planes, n'hi ha prou amb una estació cada 100-150 km²; a àrees de muntanya, la densitat no ha de superar els 20-30 km².

4.8. Anàlisi de sèries de dades pluviomètriques

Per a l'anàlisi de les dades, s'ha de tenir en compte el següent:

1) **Anàlisi de fiabilitat de les dades:** és freqüent que existeixen canvis en la situació dels pluviòmetres o les estacions meteorològiques que a vegades no es publiquen ni s'anoten amb les dades pluviomètriques. Per això, és important analitzar les dades i contrastar-les de cara a detectar errors sistemàtics. El sistema habitual és el de les dobles masses. Per això, es dibuixen els registres de pluja acumulats en dues estacions pròximes. Un canvi de pendent podria indicar l'existència d'un error o alteració en les estacions pluviomètriques.

2) **Anàlisi de coherència d'una sèrie:** quan s'analitzen sèries de dades pluviomètriques, és normal trobar-se amb períodes més o menys llargs en els quals faltin dades en alguna estació. Per a poder «omplir» aquests buits, hi ha diferents criteris. El més estès és del National Weather Service, basat en una correlació:

$$P = \Sigma (P_i / r_i^2) / \Sigma (1 / r_i^2)$$

Essent P la precipitació que s'extrapola, P_i la precipitació mesurada a cadascuna de les estacions properes (i), i r_i la distància des de cadascuna d'aquestes fins a l'estació que s'extrapola. Si hi ha moltes estacions, el criteri és aplicar la fórmula només amb les més properes i com a màxim quatre, una per quadrant. Aquesta norma ha de ser flexible i s'ha de considerar en un context més general.

Per exemple, les dades considerades són les de les estacions B , C , D i E , essent l'expressió de la precipitació desconeguda de l'estació A , P_A .

$$P_A = \{(P_B / r_B^2) + (P_C / r_C^2) + (P_D / r_D^2) + (P_E / r_E^2)\} / \{(1 / r_B^2) + (1 / r_C^2) + (1 / r_D^2) + (1 / r_E^2)\}$$

Altres estacions, com podrien ser F i G , no estan introduïdes en el càlcul per la distància més gran de l'estació on s'estaven efectuant els càlculs.

Activitat

Les distàncies entre tres estacions pluviomètriques (A , B , C) són $d(A,B) = 5,5$ km, $d(B,C) = 7,2$ km i $d(A,C) = 8$ km. Calcular la pluja a l'estació B sabent que per a aquell dia la precipitació a A va ser de 20,5 mm i a C , de 32,1 mm.

$$P_B = \{(P_A / r_A^2) + (P_C / r_C^2)\} / \{(1 / r_A^2) + (1 / r_C^2)\}$$

$$P_B = \{(20,5 / 30,25) + (32,1 / 51,8)\} / \{(1/ 30,25) + (1 / 51,8)\} = 1,3 / 0,052 = 25 \text{ mm}$$

4.9. Càlcul de la pluviometria a una conca

Per fer el càlcul de la pluviometria a una conca, s'ha de tenir en compte el següent:

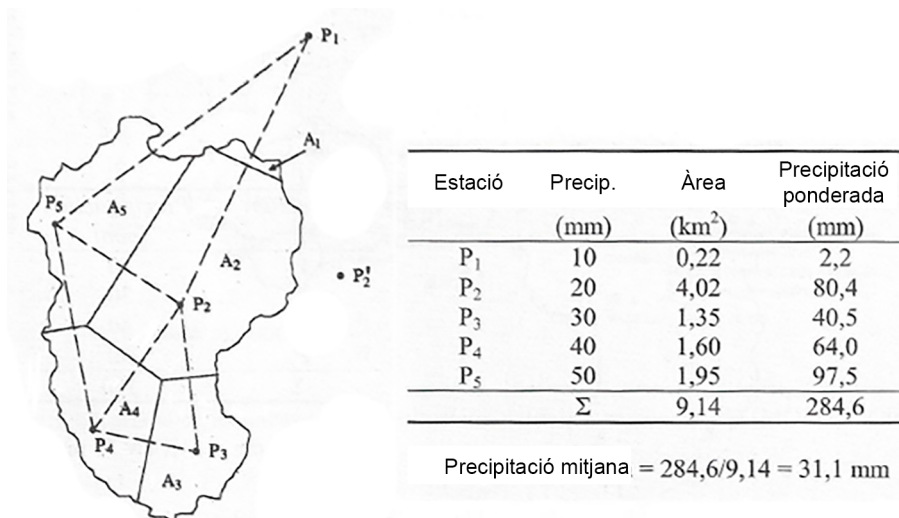
1) **Mitjana aritmètica de les precipitacions.** Es calcula la precipitació mitjana com la mitjana aritmètica de les precipitacions:

$$P_m = (P_1 + P_{12} + \dots + P_n) / n$$

Aquest mètode només és vàlid si existeixen moltes estacions i s'observa que la precipitació és similar a totes elles. Aquest valor no inclou cap consideració sobre la distribució de les precipitacions.

2) **Mètode dels polígons de Thiessen.** Es tracta d'assignar cada punt de la conca a l'estació més pròxima; per això s'han d'unir les estacions més properes entre si i dibuixar les mediatris d'aquests segments assignant a cada estació l'àrea limitada per les línies poligonals que formen les mediatris. Les àrees parcials s'obtenen per pes o per quadrícula (figura 17).

Figura 17. Càlcul de la pluja mitjana en una conca pel mètode dels polígons de Thiessen



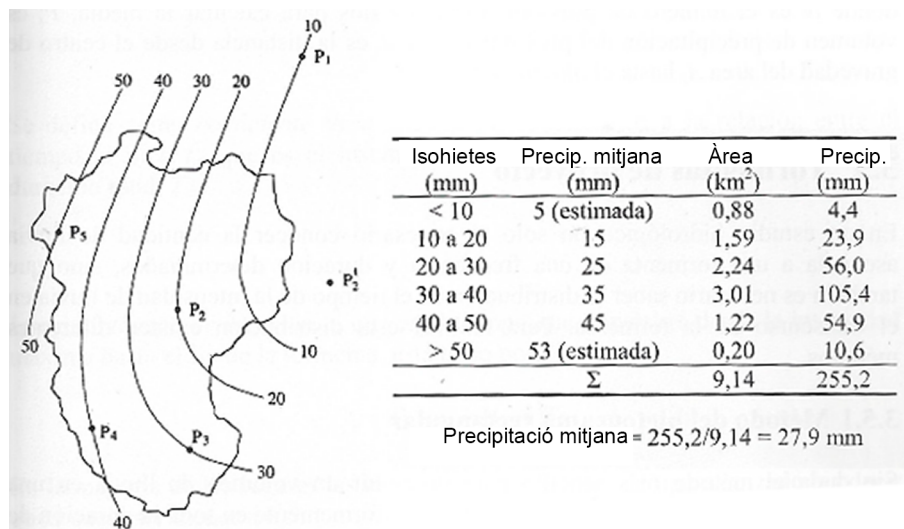
Font: Chow i altres (1988).

3) **Mètode de les isohietes.** Basat en la interpolació entre estacions. Recorda la delimitació de corbes de nivell en cartografia. És el més fiable, però requereix precisió en el treball i coneixement de la topografia de l'àrea:

- Localitzar les estacions i registrar les precipitacions.
- Després es porta a terme una interpolació entre punts en increments o decrements de pluja seleccionats.

- Valors idèntics es connecten a través d'isohietes.
- La mitjana de pluja entre isohietes és la mitjana aritmètica del valor de les isohietes per cada àrea.
- La pluja total es calcula sumant la pluja de cada àrea (figura 18).

Figura 18. Càlcul de la pluja mitjana a una conca pel mètode d'isohietes



Font: Chow i altres (1994).

4.10. Intercepció

La intercepció de l'aigua per la vegetació és el fenomen de retenció de precipitació per la vegetació. Aquesta retenció és temporal, ja que part de la mateixa torna a l'atmosfera per evaporació i part cau al sòl. La quantitat d'aigua retinguda en aquest procés és molt variable, depenent de:

- Tipus de pluja, duració i intensitat.
- Tipus de coberta vegetal, si és que és bosc o conreu, i de la densitat.
- Tipus de clima, de l'estació de l'any.

La magnitud de la retenció d'aigua pot arribar a ser important, de fins al 20-25 % en àrees molt vegetades; aquest valor és molt menor en tempestes d'alta intensitat. Per a avaluar la intercepció, es fan servir fórmules del tipus per arbres:

$$L_i = S_i + (K \times E_t \times D)$$

On:

- L_i = volum de l'aigua interceptada.
- S_i = volum d'aigua retinguda a la vegetació (entre 0,25 mm i 1,25 mm).

- K = coeficient que relaciona la superfície d'evaporació de les fulles projectada sobre l'horitzontal del terreny.
- E_t = evaporació durant la tempesta.
- D = durada de la tempesta en hores.

Aquest tipus de models són conceptualment senzills, però la seva aplicació pràctica és complicada perquè és necessari el coneixement de molts paràmetres per a la seva utilització. A més, cal tenir en compte que la intercepció no és uniforme sinó molt elevada a l'inici de la pluja (90 % o més), i pot decréixer molt quan la pluja continua i es fa més intensa.

5. Aigua al sòl: infiltració i escolament

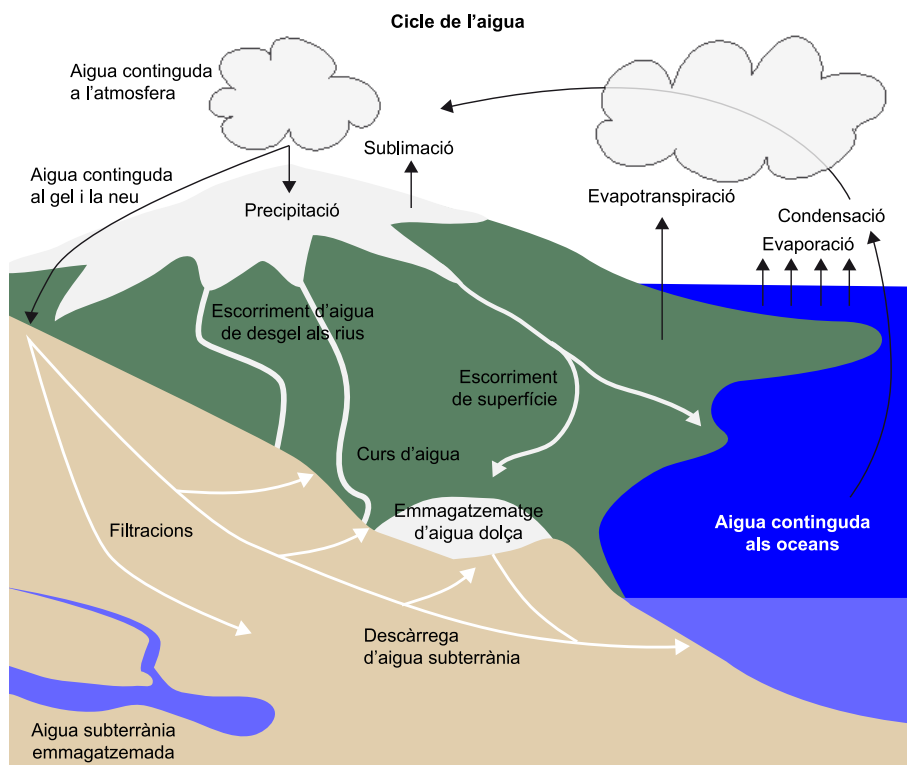
L'aigua al sòl i la disponibilitat d'aigua per part de les plantes i els animals és un factor clau per entendre els tipus de climes (sovint més que la mateixa precipitació), i també les relacions hidrològiques en conques de drenatge. En el primer aspecte, gran part de l'aigua que precipita no és aprofitable pels éssers vius, i per tant cal saber quina és la capacitat de retenció d'un sòl. D'altra banda, el moviment de l'aigua al sòl i la capacitat d'aquest per retenir-la influeix en la quantitat i la distribució temporal de l'escolament, i és un dels factors que ajuda a entendre la conca com un sistema hidrològic complex que té poc a veure amb una caixa negra (balanç hídric). L'aigua es pot classificar en **superficial**, si circula o està estancada sobre el terreny i **subterrània**, que ocupa les obertures del sòl o de la roca. La que s'emmagatzema al sòl a pocs centímetres o metres de la superfície s'anomena *aigua d'infiltració o subsuperficial*, i té un interès especial per l'hidròleg, l'edafòleg, l'enginyer agrònom, el botànic, etc. La que es queda al llit rocós i/o al mantell detrític es denomina aigua de saturació (reserves subterrànies) d'interès pel geòleg.

5.1. L'aigua d'infiltració en el cicle hidrològic

Part de l'aigua de pluja arriba al sòl (després de passar el filtre de la vegetació o intercepció); d'aquesta se'n pot evaporar una part important sense penetrar al sòl. Ara bé, si la pluja és forta i continuada, hi penetrarà i **es convertirà en aigua d'infiltració**:

- Si queda retinguda superficialment, l'aigua d'infiltració pot ser tornada a l'atmosfera per les plantes que l'absorbeixen a través de les arrels.
- Part de l'aigua d'infiltració s'evapora en l'aire que forma obertures al sòl.

Figura 19. Cicle de l'aigua



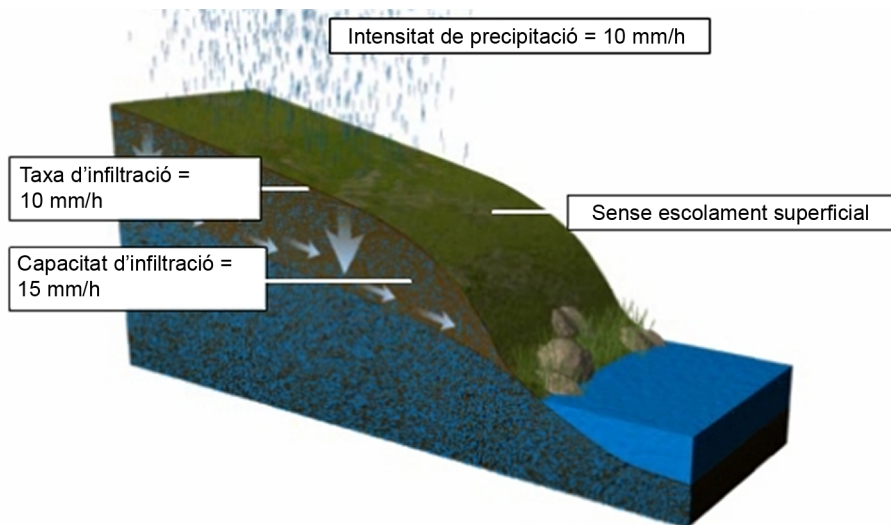
Font: John M. Evans, Howard Perlman, USGS.

Si continua plovent, l'aigua s'infiltra a través del sòl per gravetat i si és el cas, arriba al llit rocós a través del qual es mou lentament fins a emergir novament en llacs, fonts, o fins i tot en el fons dels oceans a través de surgències o filtracions. Si l'aigua que cau excedeix la capacitat del sòl per admetre més aigua, s'originen corrents superficials que circulen pels vessants i van a parar als rius.

5.2. La infiltració i l'escolament

Molts sòls en estat natural són capaços d'absorbir l'aigua de pluges lleugeres o moderades a través d'un procés denominat infiltració. La **infiltració** és el procés pel qual l'aigua superficial s'introdueix en les capes internes del sòl (figura 20). Això és causat principalment per les **forces gravitacionals**, encara que també intervenen forces de tipus capil·lar, així com d'altres de naturalesa més complexa (química). Els sòls solen tenir passadissos (porus) naturals entre partícules no encaixades i també obertures més grans per esquerdes centimètriques com a resultat de processos de dessecació, el transit d'animals i cucs, per creixement i fusió alternativa de cristalls de gel, per putrefacció d'arrels de plantes, etc.

Figura 20. Relació entre la pluja, la infiltració i l'escolament. La capacitat d'infiltració és superior a la quantitat de precipitació i no es forma escolament superficial



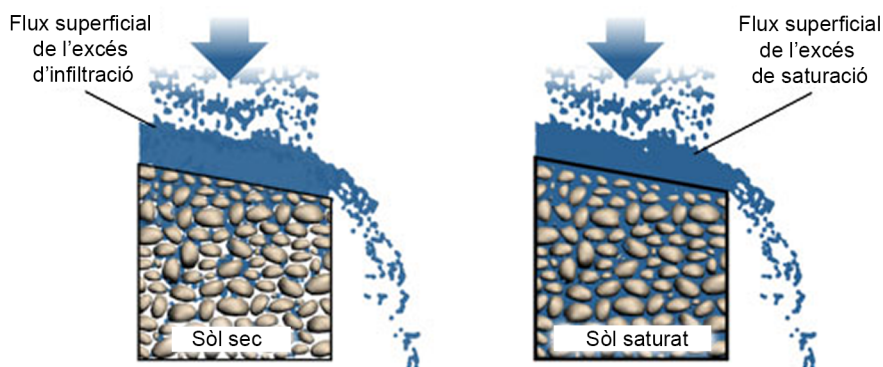
Font: COMET.

El procés d'infiltració depèn de:

- Característiques del sòl, permeabilitat i estat d'humitat.
- Característiques de la coberta vegetal.
- Intensitat i duració de la pluja.
- Estat de la superfície (natural, agrícola, abandonat, etc.).
- Característiques de l'aigua de pluja, temperatura, sòlids en suspensió.

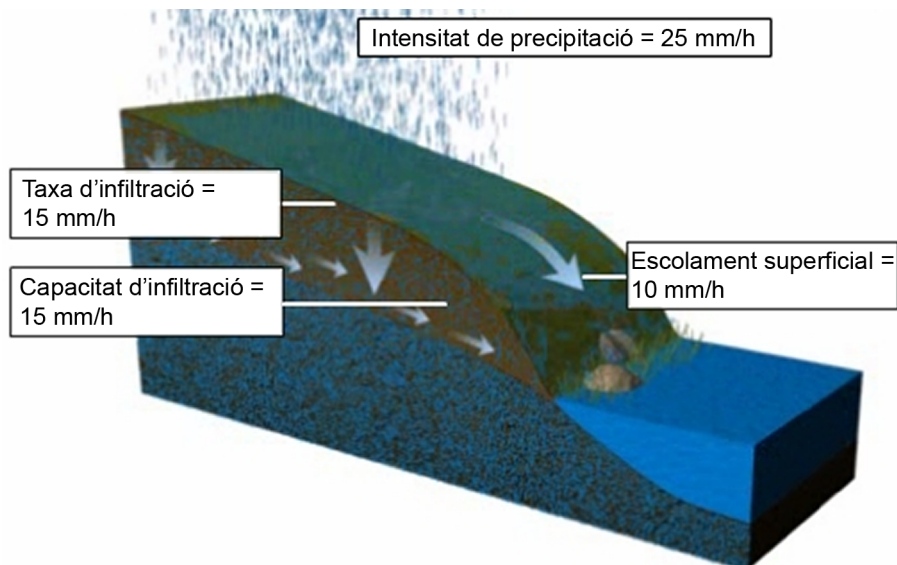
El nombre de paràmetres que intervenen en la infiltració és molt elevat, i per això el grau d'indeterminació del procés és elevat. Per a la seva avaluació, es recorre a fórmules i mètodes de camp, com veurem posteriorment. Si la pluja cau amb una intensitat superior a la capacitat d'infiltració del sòl o amb suficient quantitat per saturar-lo, es produeix un excés en forma de pel·lícula o làmina fina d'aigua superficial en direcció al pendent del terreny i dona lloc a un procés de drenatge anomenat *escolament superficial* (figures 21 i 22).

Figura 21. Tipus d'escolament superficial



Les partícules de terra no han estat dibuixades a escala. Font: COMET.

Figura 22. Relació entre la pluja, la infiltració i l'escolament. La capacitat d'infiltració és inferior a la quantitat de precipitació i es forma escolament superficial



Font: COMET.

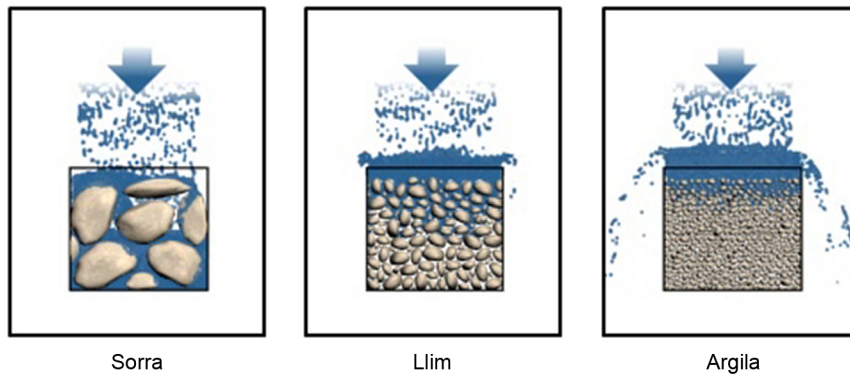
5.3. El procés d'infiltració

Com ja s'ha explicat, la intensitat de precipitació es mesura en mm/h i representa l'altura d'aigua que s'acumularia cada hora a un recipient horitzontal. De la mateixa manera, **la infiltració s'expressa en mm/hora** i pot ser considerada com la velocitat a la qual descendiria el nivell de l'aigua al mateix recipient si l'aigua sortís a través d'una base porosa.

Un fet important és que **el procés d'infiltració és decreixent en el temps**. És generalment gran a l'inici d'una pluja, especialment si aquesta ha estat precedida per una època de sequera, però disminueix ràpidament a mesura que plou i el sòl es va carregant d'aigua, fins a arribar a establir-se i ser constant o en equilibri (poden passar algunes hores).

La raó per aquest **descens ràpid** és que les **obertures o porus del sòl** són obstruïts per partícules arrossegades des de dalt, o tendeixen a taponar-se a mesura que les argiles comencen a absorbir aigua i augmentar de volum. Segons això, podem observar que un sòl sorrenc amb poca argila no tindrà un descens tan acusat de la capacitat d'infiltració i permetrà la penetració de més aigua durant més temps. Al contrari, un sòl argilós tendirà a obturar-se més ràpidament i permetrà una entrada d'aigua més lenta (figura 23).

Figura 23. Variació en la infiltració per textura del sòl

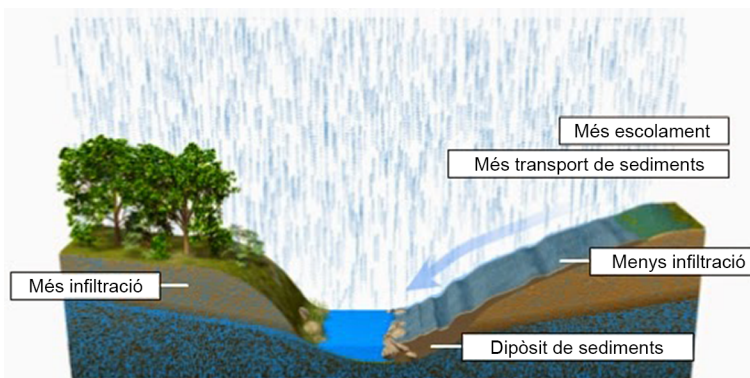


Font: COMET.

D'això també es pot despendre que un **sòl de sorres i graves** pot infiltrar molta aigua, fins i tot de pluges torrencials, sense que es produeixi gaire escolament superficial, mentre que un sòl argilós ha d'evacuar gran part de l'aigua per escolament superficial, amb la qual cosa s'incrementa l'erosió per barrancs.

Moltes formes d'alteració artificial dels sòls tendeixen a disminuir la capacitat d'infiltració i la d'escolament. Per exemple, el conreu tendeix a compactar i a deixar el sòl exposat, de manera que el xoc i l'esquitx de l'aigua de pluja tanca els seus porus. Els incendis, ja que destrueixen la vegetació protectora i alteren les propietats dels sòls, també tendeixen a disminuir la capacitat d'infiltració. La ramaderia (pas de ramats) aixafa el sòl i el compacta, convertint-lo en una capa impermeable. L'impacte de l'home, doncs, modifica la capacitat d'infiltració del sòl i, per tant, altera les seves reserves d'humitat (figura 24).

Figura 24. Efectes de la desforestació en l'escolament, en la infiltració, en l'erosió i el transport de sediments



Font: COMET.

5.4. Quantificació de la infiltració

De fet, la taxa en què l'aigua es pot moure a un sòl depèn del nombre i mida dels porus al mateix i la seva distribució de l'aigua al seu interior. La infiltració de l'aigua té dos components:

a) Component de transmissivitat, que és constant i representa un flux uniforme a través del sòl.

b) Component de difusió, que és ràpid inicialment i progressivament lent, omplint els porus plens d'aire des de la superfície en profunditat.

Aquests components es poden expressar en l'equació d'infiltració de Philip (1957):

$$f = A + (B \times t^{1/2})$$

On:

- f = taxa d'infiltració instantània.
- t = temps des de l'inici de la pluja.
- A = constant de transmissivitat del sòl.
- B = constant de difusió del sòl.

En aquesta equació, la constant A o de transmissivitat representa el moviment lliure del flux d'aigua al sòl a través d'una xarxa continua de grans porus. El terme B o de difusió representa el flux d'aigua en curtes fases de temps d'un porus a un altre, d'una manera a l'atzar, en sentit descendent. En la realitat els dos processos no es poden separar, ja que tots els porus presenten una combinació d'ambdós.

Com hem dit, el procés d'infiltració és decreixent en el temps a mesura que es produeixen pluges i en el curs de pluges individuals, essent important al principi de la pluja, decreixent posteriorment i estable en valors baixos al final. La fórmula o **model d'infiltració d'Horton** (1930) representa aquest tipus de procés segons:

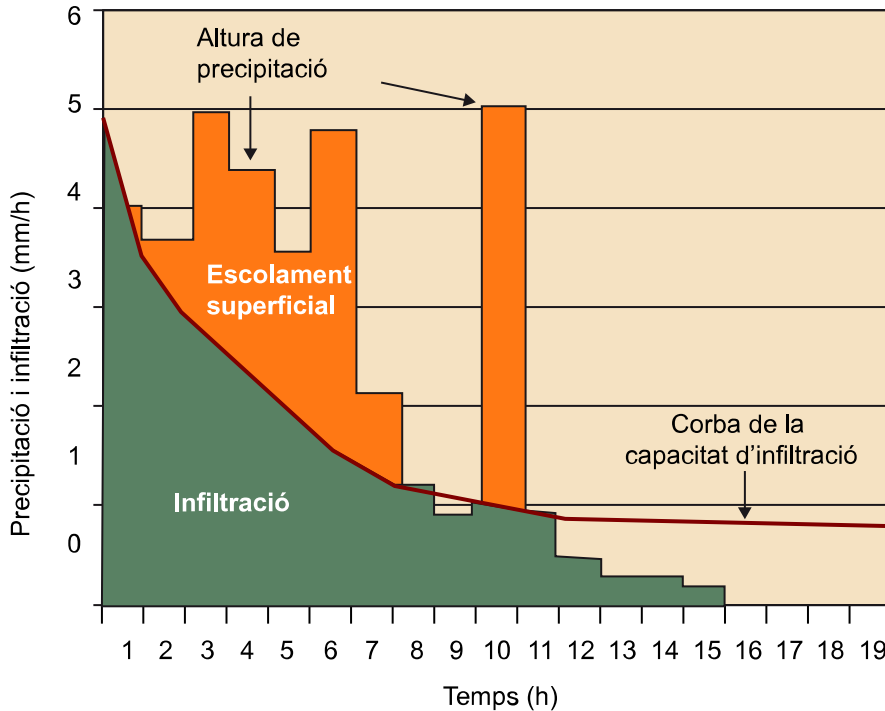
$$f_p = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt}$$

On:

- f_p = infiltració unitària en mm/hora (fondària/temps) en un temps determinat.
- f_0 = infiltració inicial en mm/hora.
- f_c = infiltració final o d'equilibri en mm/hora.
- t = temps en hores.
- k = coeficient de decreixement de la capacitat d'infiltració f .

Indica que si l'arribada d'aigua de pluja excedeix la capacitat d'infiltració, la infiltració tendeix a decreixer d'una manera exponencial. Encara que és una fórmula simple, la dificultat en determinar valors útils per f_0 i k restringeix la seva utilitat. L'àrea sota la corba per a qualsevol interval de temps representa la quantitat d'aigua infiltrada per aquell interval (figura 25).

Figura 25. Corba de la capacitat d'infiltració



Font: https://es.wikipedia.org/wiki/Capacidad_de_infiltraci%C3%B3n, Alfredo Bianco.

A la taula 1, es recullen alguns valors d'infiltració típics pel cap d'una hora (f_1) per diferents tipus de sòl:

Taula 1. Valors d'infiltració típics (f_1) per diferents tipus de sòl

Sòl	(f_1) mm/hora
Sorrenc (alta impermeabilitat)	12,7 - 25,4
Llimós i llim-argilós (impermeabilitat mitjana)	2,5 - 12,7
Argilós (impermeabilitat baixa)	0,25 - 2,5

Aquestes dades corresponen a una àrea de gespa en condicions anteriors normals. S'ha de multiplicar per un factor si es vol utilitzar en altres circumstàncies de cobertura vegetal (taula 2):

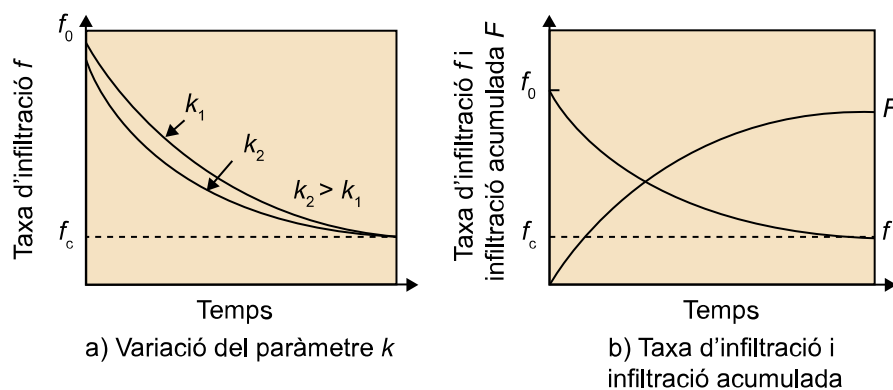
Taula 2. Factors de cobertura (MO: matèria orgànica)

	Cobertura	Factor de cobertura
Bosc permanent i herba	Bona (2-3 cm MO)	3,0-7,5
	Mitjana (0,5-2 cm MO)	2,0-3,0
	Pobre (< 0,5 cm MO)	1,2-1,4

	Cobertura	Factor de cobertura
Conreus tancats (espessos)	Bona	2,5-3,0
	Mitjana	1,6-2,0
	Pobre	1,1-1,3
Conreu en línia	Bona	1,3-1,5
	Mitjana	1,1-1,3
	Pobre	1,0-1,1

Una relació típica entre (f_1) i la taxa d'infiltració a través d'un temps de pluja es mostra en la figura 26.

Figura 26. Evolució de la infiltració en el temps, segons Horton



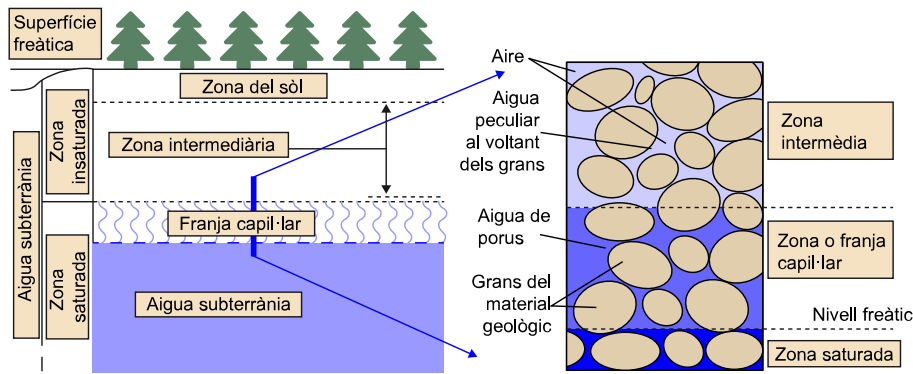
Font: Chow i altres (1991); COMET.

5.5. Humitat al sòl

Quan la infiltració es produeix durant pluges fortes i de durada (o mentre es fon el mantell nival), l'aigua descendeix per gravetat a través dels porus del sòl, humitejant successivament nivells inferiors. Els orificis del sòl s'omplen amb l'aigua descendent, seguint la filtració fins a arribar al mantell rocós. La filtració es veu afavorida per una fina pel·lícula higroscòpica en cada partícula de sòl adherida electroestàticament.

En una **primera capa (aireació)**, els porus estan replens d'aire i vapor d'aigua, en un complex sistema de gasos, líquid i sòlid. Part de l'aigua al sòl continuarà fluïnt cap avall, però una part quedarà adherida a les partícules del sòl, resistint les forces de gravetat mitjançant una força anomenada tensió capil·lar. S'adhereixen les gotes als grans de sòl, i s'hi queden fins a ser eliminades per evaporació o absorbides per les arrels de les fulles.

Figura 27. Distribució vertical de l'aigua al sòl

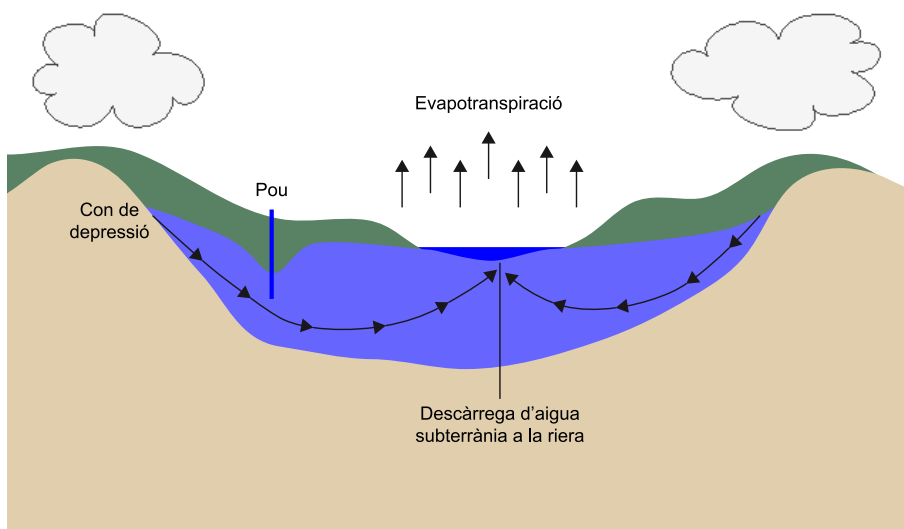


Font: M Elia.

Per sota, passem a una capa saturada on tots els porus estan ocupats per aigua (àrea d'aigua per capil·laritat saturada, figura 27), on l'aigua està retenguda entre les partícules de sòl a menys pressió que l'atmosfèrica (per tant, pot ascendir); més profundament, en aquesta capa saturada la força de capil·laritat és major que la pressió atmosfèrica. La superfície sobre la qual la pressió de l'aigua iguala la pressió atmosfèrica s'anomena **nivell freàtic** (*water table*). L'extensió en profunditat de la zona capil·lar depèn de la composició del sòl i de la cohesió de les seves partícules. Oscil·la des de pocs centímetres en sòls sorrencs fins a metres en àrees d'argiles.

L'efecte d'aquesta gran reserva d'aigua (zona de saturació o aqüífer) respecte al flux anual del sistema (conca) és essencial en molts casos per mantenir o alimentar (figura 28) el **cabal de base** del riu i la humitat del sòl a les riberes i àrees baixes. En canvi, en moments de crescuda la dinàmica acostuma a ser a la inversa, on l'aigua del riu s'infiltrà i carrega l'aqüífer.

Figura 28. Transferència del procés de càrrega aqüífer-riu



Font: COMET.

El contingut d'aigua a un sòl s'expressa en una fracció de volum

$$\theta = V_a / V_t$$

On la fracció de volum (θ) és equivalent a la raó de profunditat d'aigua al sòl, és a dir, la fondària equivalent d'aigua en relació amb una fondària de sòl per unitat de superfície. En aquest sentit, la humitat del sòl és fàcilment relacionable amb els gruixos de precipitació i evaporació.

La influència de la humitat en la infiltració és també gran, tal com hem vist per la textura i el tipus de cobertura o us del sòl (taula 3).

Taula 3. Influència del contingut d'humitat del sòl en la capacitat d'infiltració

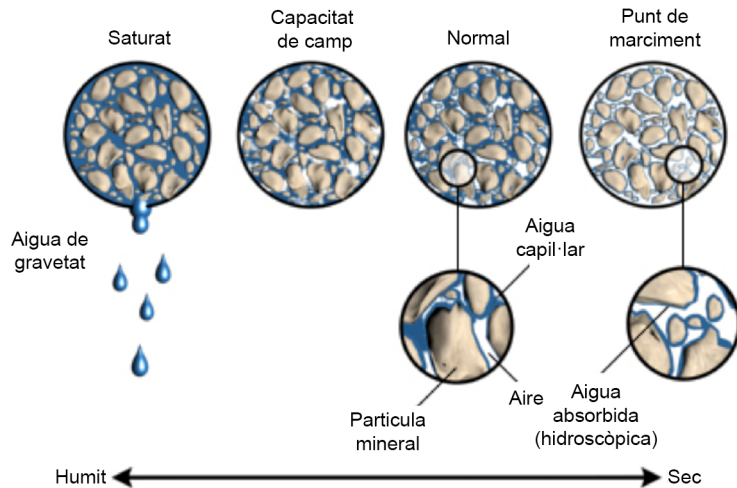
Taxes d'infiltració (mm/hora)			
	Bona cobertura herbàcia		Pobre cobertura herbàcia
Contingut inicial d'humitat	>32 cm de sòl	<32 cm de sòl	<32 cm de sòl
0 - 14	17	19	6
14 - 24	7	7	4
>24	4	4	3

Font: Musgrave i Holtan (1964).

Quan un sòl està saturat d'aigua, aquesta va descendint per gravetat fins que no es mou més en aquest sentit, per la qual cosa es diu que el sòl té una determinada capacitat de retenció d'aigua o capacitat de camp. La capacitat de camp és el contingut d'aigua del sòl (en fracció de volum) després que un sòl saturat ha drenat per gravetat fins a arribar a una situació d'equilibri. A la majoria de sòls, aquest procés triga uns dos dies.

La capacitat de camp d'un sòl depèn de la seva textura (figura 29). Un sòl sorrenc té una capacitat de retenció baixa, ja que arriben a la seva capacitat de retenció ràpidament per la facilitat amb la qual l'aigua entra al sòl i per la poca quantitat requerida. Un sòl argilós té una capacitat de retenció elevada i es necessiten grans períodes de pluja per arribar-hi, ja que la infiltració és lenta i la quantitat total que ha d'absorbir és gran. Hi ha molta menys aigua disponible a la capacitat de camp a sòls sorrencs que drenen ràpidament que a un sòl argilós on el procés és més lent.

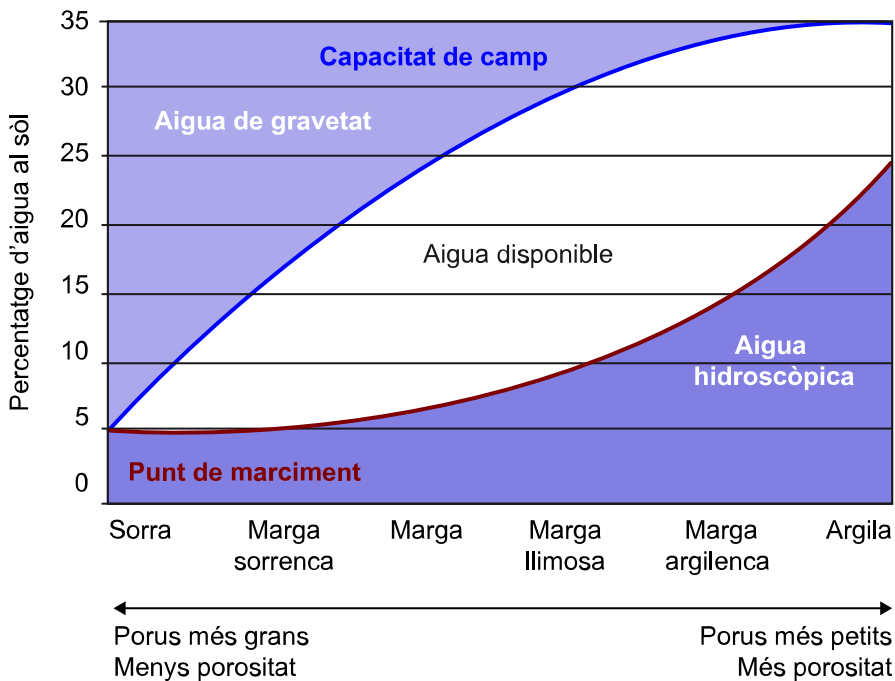
Figura 29. Condicions generals d'humitat al sòl



Font: COMET.

En agronomia s'utilitza també el terme **punt de marciment** (figura 29), que es defineix com la quantitat d'aigua d'infiltració per sota de la qual les plantes es veuen impossibilitades per extreure més humitat del sòl i les fulles es marceixen i no es poden recuperar encara que torni a ploure (figura 30). També depèn de la mida de les partícules del sòl.

Figura 30. Condicions d'humitat per sòls de diferents textures



Font: COMET.

5.6. Mesura de la infiltració

La infiltració d'aigua en un sòl es pot mesurar directament al camp a través de dues tècniques:

- Els infiltròmetres.

- La simulació de pluja.

Ambdós mètodes permeten saber quina és la taxa d'infiltració d'aigua al sòl, és a dir, el temps que triga un determinat sòl, sota unes condicions d'humitat concretes, a deixar passar (absorbir) un volum determinat d'aigua.

5.6.1. Infiltròmetres

Els tipus d'infiltròmetres són els següents:

1) Els **infiltròmetres simples** són apropiats a terrenys pendents on els fluxos d'aigua laterals no són importants (figura 31).

a) Infraestructura i material:

- Anella de 15 cm d'alçada (mínim), de diàmetre variable (8 cm).
- Proveta graduada de 150 ml.
- Dipòsit d'aigua suficient per a una durada de l'experiment llarga.
- Martell de fusta ample.
- Cronòmetre.
- Clau per fer de referència d'alçada d'aigua.

b) Tècnica o mètode operatiu:

- Es clava l'anella perpendicularment al sòl amb el martell, intentant no desestructurar el sòl, fins a 5 cm de fondària.
- Es col·loca el clau al mig perquè quedi fix.
- Es tira aigua fins a cobrir el clau.
- En el moment de cobrir el clau, es tiren 150 ml d'aigua i comença a córrer el temps.
- Quan es torna a veure el cap del clau, s'afegeix altre cop 150 ml, comptant el temps que ha trigat a infiltrar-se la primera tanda; així successivament.
- Fer l'experiment fins a comprovar l'estabilització dels temps d'infiltració (mínim d'una hora).

Figura 31. Infiltròmetre simple



Font: GIS Ibérica.

2) L'infiltròmetre de doble anella s'utilitza a llocs plans i a camps de conreu on els fluxos laterals d'aigua són importants (figura 32). La doble anella s'utilitza precisament per a intentar mantenir les mateixes condicions d'humitat a un cercle al voltant del qual es fa l'experiment, evitant així la circulació lateral de l'aigua i els errors en la mesura de la infiltració en profunditat. A més del material anterior, s'utilitza una anella de diàmetre més gran que l'anterior i un altre pot per abocar aigua. La tècnica és la mateixa que l'anterior, però deixant un espai entre 3 i 5 cm per tirar aigua entre ambdues anelles. La resta és idèntica, tenint en compte que cal mantenir sempre ple el volum entre anelles per contrarestar fluxos laterals.

Consideracions generals:

- Si la infiltració és molt ràpida, és difícil que una sola persona faci l'experiment (tirar aigua, controlar clau, anotar temps, etc.).
- Es recomana retirar la fullaraca per poder controlar el procés nítidament.
- Tirar l'aigua amb cura per no desestructurar els primers horitzons del sòl.
- Poca aigua perquè la pressió que exerceixi sobre el sòl sigui el més petita possible.

- Cal agafar una mostra de sòl del lloc per conèixer el seu contingut en humitat.

Figura 32. Infiltròmetre de doble anell

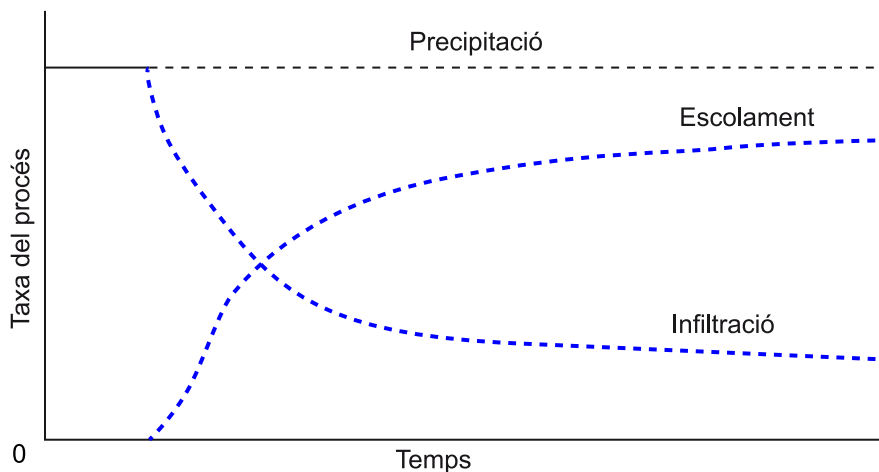


Font: Ibáñez, Moreno i Blanquer (UPV).

Càlcul i expressió dels resultats (per als dos tipus):

- Alçada d'aigua infiltrada (cm) = volum infiltrat (cm^3) / àrea del cilindre (cm^2).
- Taxa d'infiltració (mm/hora) = alçada infiltrada (mm) / temps (hora).

Figura 33. Intensitat de pluja, taxa d'escolament i capacitat d'infiltració per una pluja constant



Font: Purdue University.

Mirant la figura 33 es pot veure la reacció vers una infiltració i establir el temps que trigaria aquell sòl a començar a produir escolament. Es tracta d'un mètode indicat per fer comparacions entre topografies d'un mateix sòl o entre diferents tipus de sòl. La relació entre infiltració i humitat no sempre és directa i cal incloure altres paràmetres en la interpretació, com per exemple la textura del sòl.

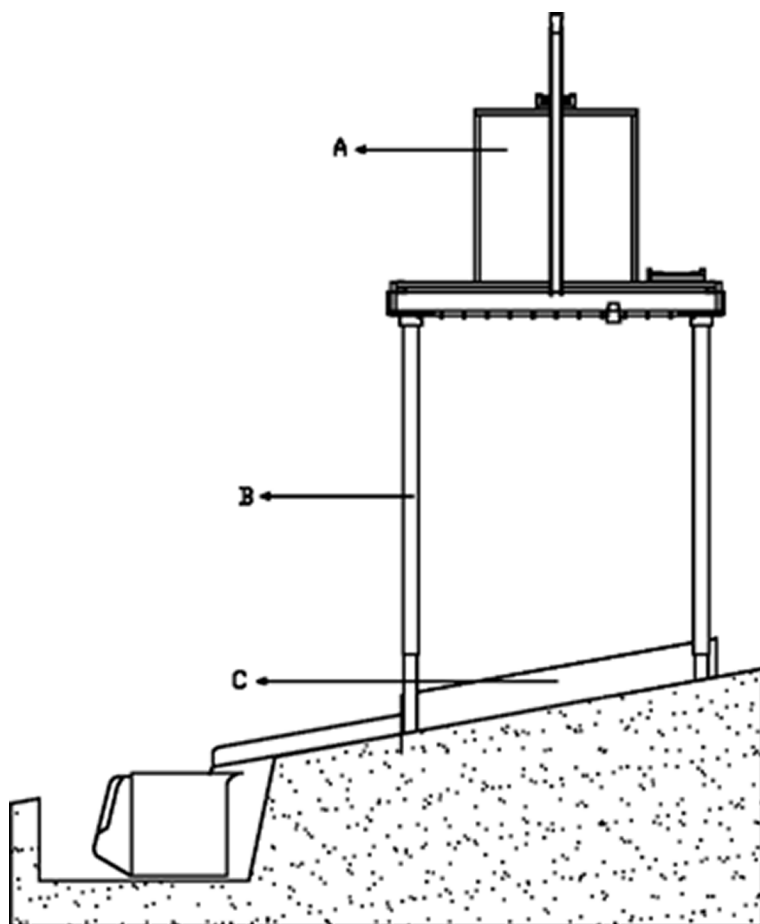
5.6.2. Simulació de pluja

Els objectius de la simulació de pluja són diversos. Cronològicament, es poden observar els següents aspectes:

- Temps que triga el sòl a saturar-se.
- Quantitat d'aigua que s'escola.
- Quantitat de sediment arrossegat.
- Observació de diferències en vessants i pendents diversos.

És un mètode que permet l'experimentació amb els dos processos més importants en els vessants: infiltració i escolament. Les simulacions es fan a una àrea de 4 a 8 m² de superfície, i permeten calcular les relacions entre pluges de diferent intensitat i escolament, de les quals se'n pot deduir la infiltració (figura 34).

Figura 34. Esquema del simulador de pluja



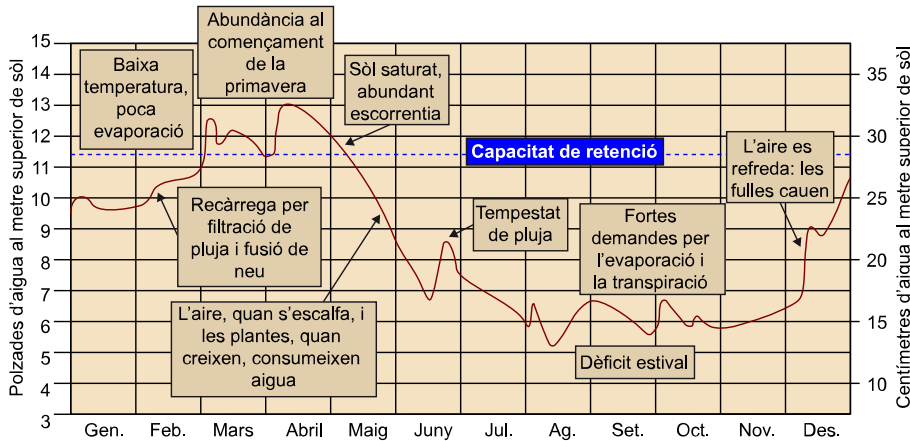
a) Una regadora amb un regulador de pressió intern per generar una pluja uniforme en temps i espai; b) suport ajustable d'alumini per a la regadora; c) una carcassa d'acrílic per preveure els moviments laterals de l'aigua que van de l'àrea de prova als voltants de sòl. Font: Monge (2007).

5.7. Cicle de l'aigua d'infiltració

A partir de les explicacions anteriors sobre els processos relacionats amb l'aigua al sòl (balanç hídric), podem considerar en aquest apartat la quantitat d'aigua d'infiltració de què es disposa anualment i la seva variació, aspecte important

no només per a la hidrologia (escolament, modelat de vessants) sinó també per a la biogeografia i l'agricultura. En la figura 35 es mostra un cicle d'aigua al sòl segurament representatiu de latituds mitjanes, amb contrastos entre temperatures mitjanes d'hivern i d'estiu.

Figura 35. La humitat del sòl segueix un cicle anual amb excessos i dèficits



a) Primavera (març):

- Poca evaporació per baixa temperatura.
- Aigua al sòl sobrant per pluges i fusió de neu.
- Porus quasi plens durant dos mesos.
- Sòls tous i fangosos.
- Escolament important a causa d'un excedent d'aigua.

b) Primavera (maig):

- Forta transpiració per l'increment de les temperatures, augment de l'evaporació i el creixement de les fulles.
- Reducció de la quantitat d'aigua al sòl.

c) Estiu:

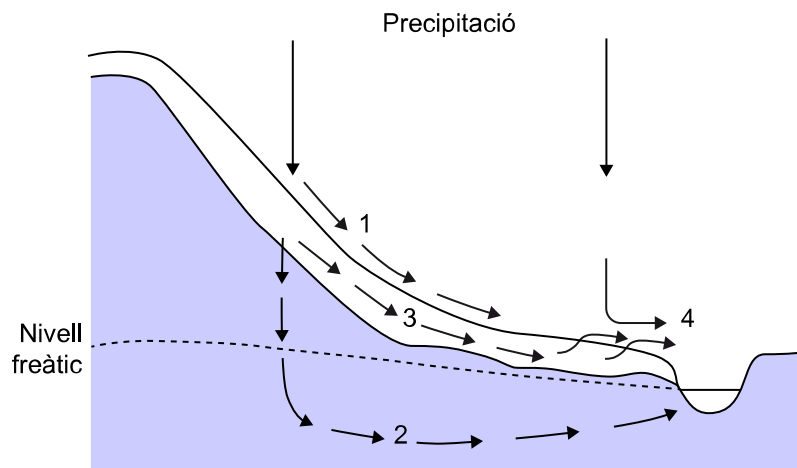
- Fort dèficit d'humitat.
- Les tempestes d'estiu, encara que constants, no poden restablir l'aigua que es perd per evapotranspiració.
- Desaparició de l'escolament superficial a rius (estiatge) per desconexió hidràulica amb l'aqüífer.

d) Finals d'estiu-tardor (novembre): la reducció de les pèrdues per transpiració (cauen les fulles) i el descens de la temperatura afavoreixen la recuperació de la capacitat de retenció de l'aigua al sòl.

5.8. Moviment de l'aigua superficial (model d'Horton) i subsuperficial

A la figura 36 es mostren els diferents tipus d'escolament:

Figura 36. Moviment de l'aigua a un vessant on es localitzen els diferents tipus d'escolament



1) Escolament superficial per falta d'infiltració, 2) escolament subterrani, 3) escolament subsuperficial o hipodèrmic i 4) escolament superficial per saturació. Font: Dunne i Leopold (1978).

5.8.1. Flux o escolament superficial

El **flux superficial o hortonianà** es defineix com el flux superficial que ocorre quan la intensitat de precipitació és tan gran que no tota l'aigua es pot infiltrar (Horton, 1945). Aquest tipus de flux superficial és força freqüent en condicions climàtiques semiàrides, però és relativament poc freqüent a àrees humides i temperades. El **paper de la vegetació** és clau per fer aquesta distinció:

1) La vegetació incrementa la taxa d'infiltració, ja que afavoreix l'existència una bona cobertura del sòl, dóna una millor estructura del sòl (construeix un bon horitzó A amb bona porositat altament impermeable) i trenca les gotes de pluja, evitant-ne l'impacte directe sobre el sòl.

2) Si les gotes de pluja hi impacten directament, el material fi del sòl és posat en suspensió per l'impacte (esquitx) i és novament sedimentat, formant una crosta gairebé impermeable (mínim de 10 vegades menys).

La vegetació, per tant, té un control directe sobre la generació d'escolament superficial (**hortonià**) per incrementar la retenció inicial en depressions i les taxes d'infiltració. Quan hi ha una bona cobertura vegetal, el flux superficial no és gaire usual (l'exemple contrari és el de pluges molt intenses, com en el cas extrem de Biescas al Pirineu el 1996). L'agricultura, els camins forestals, etc. compacten el sòl i afavoreixen pel contrari la generació d'escolament superficial. Seguint el model d'Horton, a una conca petita, on els sòls són menys homogenis, es pot esperar que la intercepció i la capacitat d'infiltració no variïn gaire i, per tant, que el flux superficial es pugui donar sempre i a tota la conca

a partir d'unes condicions iguals d'intensitat i duració de la precipitació. Les velocitats típiques pel flux superficial són entre 200-300 m/hora. Per tant, a conques amb vessants de 200-300 metres fins a l'interfluvi, en una hora de pluja l'aigua de tots els punts de la conca haurà arribat al riu i ho farà d'una manera constant:

$$q_0 = (i - f) \times a$$

On:

- q_0 = cabal d'escolament superficial per unitat de corba de nivell.
- i = intensitat de precipitació (després de la intercepció).
- f = taxa d'infiltració.
- a = àrea drenada per unitat de corba de nivell (igual a la distància des de l'interfluvi, assumint totes les corbes com a línies rectes).

Per tant, partint del fet que la intensitat de pluja és suficientment alta (o la taxa d'infiltració suficientment baixa), per aquest tipus d'escolament superficial la magnitud del cabal serà molt dependent de l'àrea o distància del vessant, i serà completament independent de la durada de la pluja, sempre que aquesta excedeixi un valor mínim o llindar. Aquest és el model d'Horton clàssic per l'escolament superficial.

5.8.2. Flux subsuperficial o hipodèrmic

Part de l'aigua que s'infiltra al sòl passa cap avall per recarregar l'aqüífer, i molta part circula aigües avall del vessant entre les capes del sòl. És el conegut com el fenomen d'escolament **subsuperficial**. Al final, també contribueix al flux dels rius. Es produeix així:

- a) La permeabilitat varia al sòl i és generalment més alta en els horitzons A (MO, estructura oberta) que els B (amb argiles de rentat) i que els C (roca mare alterada, generalment molt impermeable, a no ser que tingui fissures).
- b) Quan la impermeabilitat es redueix molt (i això succeeix generalment a la base de l'horitzó A), part de l'aigua no pot penetrar-hi i s'escola lateralment per l'interior de la capa més superficial. És el flux subsuperficial.
- c) És similar a l'esquema de flux hortonianà, excepte que en el sòl la reducció de la infiltració és gradual, fet que dona un flux subsuperficial de manera progressiva.

d) Si la pluja dura i més capes del sòl se saturen, les capes més superficials són incapaces de transmetre més aigua i el flux subsuperficial es va acostant cap a la superfície. En el moment en què apareix a superfície s'anomena *flux superficial saturat* (no hortonià). En condicions de pluja constant, aquest flux de saturació s'aconsegueix a través d'intensitat de precipitació més baixa. També pot ser que coexisteixin ambdós processos alhora a diferents parts de la conca.

Les velocitats de transmissió del flux subsuperficial que viatja a través dels porus són més baixes que el superficial. Arriben a mitjanes de 20-30 cm per hora, per la qual cosa es necessiten pluges de milers d'hores per aconseguir un flux subsuperficial constant al llarg de tota la conca. En la pràctica, aquest tipus de flux no s'aconsegueix mai, i l'equació de flux superficial cal que sigui modificada:

$$q_T = (p - f^*) \times v \times t$$

On:

- q_T = cabal total d'escolament subsuperficial per unitat de corba de nivell.
- i = taxa de percolació superficial (igual a i o f , la que sigui més petita).
- f = taxa d'infiltració a la base de la capa de sòl més permeable.
- v = velocitat del flux subsuperficial.
- t = és el temps de retard (estrictament $v \times t$ s'hauria de reemplaçar per la longitud de la corba de nivell en una distància de $v \times t$ vessant amunt).

En aquesta equació el temps de retard és el factor de control més important, en lloc de la distància fins a l'interfluvi en el model d'Horton. En realitat, el flux és retardat pel temps de transmissió, des de la superfície fins a una capa impermeable, i pot ser qüestió de minuts o d'hores en alguns casos.

5.8.3. Aigua subterrània

El càlcul del moviment de l'aigua subterrània al sòl o a roca mare és complicat, perquè es tracta d'un recorregut lent a un medi complex. L'abast d'aquesta percolació subterrània depèn de la mida dels porus del sòl i de la roca i del pendent del terreny. Pot reintegrar-se al flux superficial al peu del vessant, o quan trobi una capa totalment impermeable.

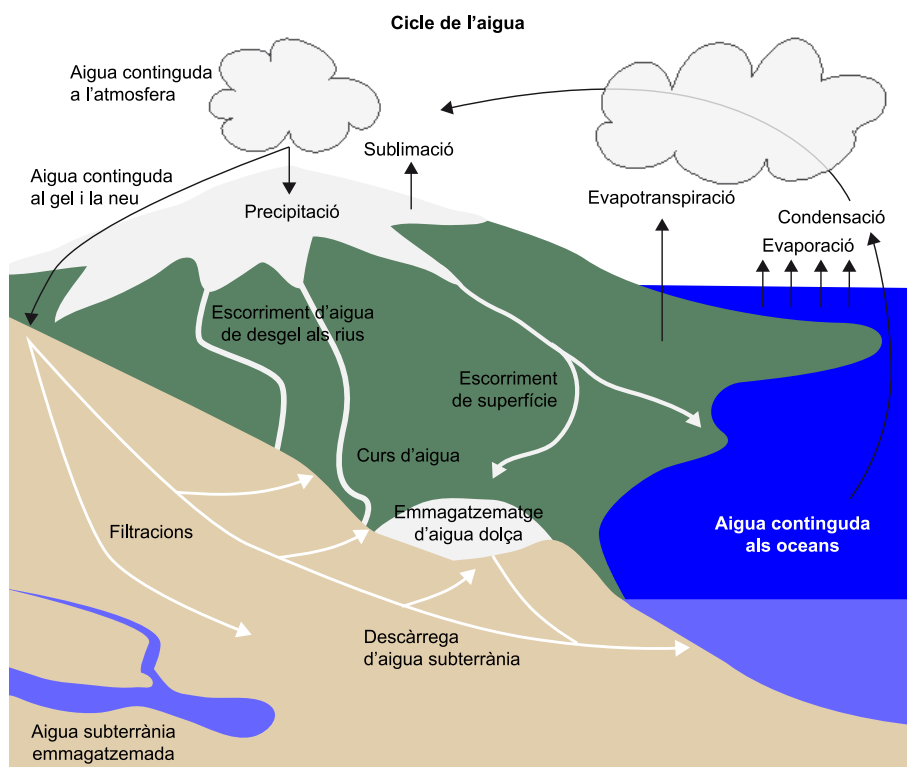
Nota

Veure els apunts i lectures complementàries.

6. Flux concentrat i fluvial

Les aigües d'escolament superficial completen el cicle hidrològic perquè porten l'aigua altre cop al seu inici (mars i oceans), sigui la que s'escorre pels vessants com la que circula per un canal o llera. Tal com vam assenyalar, l'aigua d'escolament pot derivar directament d'una precipitació excessiva que no ha pogut infiltrar-se al sòl o pot originar-se per la sortida a l'exterior de l'aigua de saturació al llarg de les línies d'intersecció del nivell freàtic amb la superfície del terreny (figura 37).

Figura 37. Cicle de l'aigua



Font: John M. Evans, Howard Perlmán (USGS).

Les aigües d'escolament que corren pels vessants es poden dividir en:

1) **Aigües d'escolament laminar o difús.** Allà on el terreny és llis, adopta la forma d'una fina pel·lícula d'aigua. Allà on el terreny és rugós (cavitats), o per presència de vegetació, l'aigua es desdobla en una sèrie de petits riuetos que connecten unes depressions plenes d'aigua amb unes altres i que són l'inici d'una certa concentració.

2) **Aigües d'escolament per solcs o xaragalls**, on l'aigua concentrada en fluxos més o menys constants erosiona els vessants i forma un sistema de petits canals paral·lels, canals que poden ser estables estacionalment (durant pluges torrencials), però que desapareixen a l'hivern, quan el gel-desgel nivella altre cop el terreny, o a causa d'activitats antròpiques (figura 38).

Figura 38. Concentració d'escolament en solcs



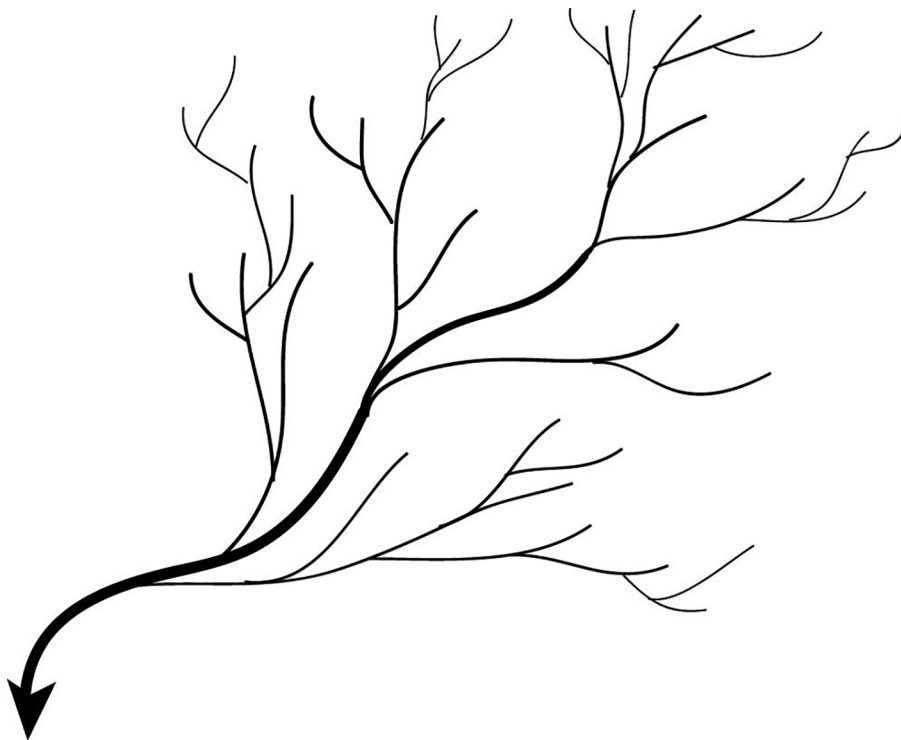
Font: International Olive Council.

Un cop les aigües d'escolament superficial s'han concentrat de manera estable, s'organitzen en un **sistema de drenatge** que podem descriure com àrees millor o pitjor delimitades per límits topogràfics clars, dins de les quals els vessants i les xarxes de drenatge estan ajustades per conduir de manera eficient les aigües i les partícules minerals erosionades del terreny que aquestes arrossegueu fins al mar, és a dir, acomplint amb la seva funció en el cicle de denudació.

La majoria de **sistemes de drenatge tenen una sortida restringida**, generalment la boca d'un corrent principal on es reuneix amb una altra massa d'aigua més gran o final.

Per tant, un **sistema de drenatge és un mecanisme de convergència** al qual es van afegint les formes d'escolament més dèbils i difuses, originant cursos cada cop més profunds, estables i d'activitat més intensa. Aquesta estructura, anomenada *xarxa de drenatge* (o *conca de drenatge*), és l'esquelet i el cos hidrològic per excel·lència (figura 39).

Figura 39. Xarxa de drenatge dendrític



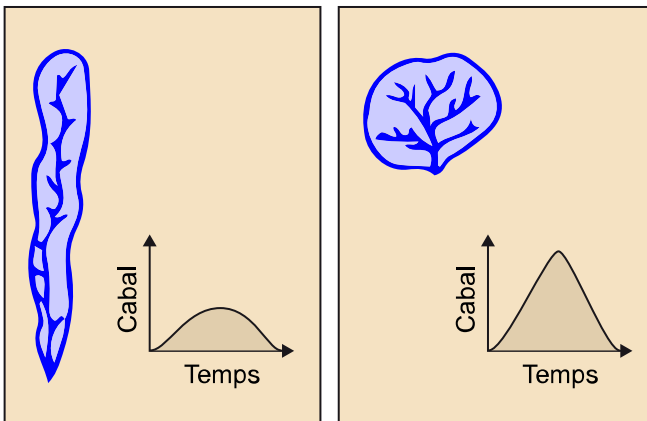
Font: https://es.wikipedia.org/wiki/Red_de_drenaje.

En aquest sentit, una part fonamental en l'estudi d'una conca de drenatge des del punt de vista hidrològic i geomorfològic és la investigació dels processos fluvials, bloc que treballarem en la unitat de geomorfologia de processos.

Aquests processos creen una gran varietat de formes del relleu i a través de la història han dominat moltes activitats humanes, des del control d'avingudes a la navegació, passant pel desenvolupament d'esquemes de reg i subministrament d'aigua, l'aterrament d'embassaments, etc.

Els rius drenen l'aigua que precipita i circula pels continents i la porten als oceans, i són, per tant, els agents de transport dels productes de la meteorització i de l'erosió. En el procés de portar a terme aquesta transferència, l'aigua que circula des del continent fins a l'oceà forma i manté un sistema físic i hidràulic altament organitzat. El mateix que per a qualsevol aspecte del medi natural, les interrelacions del sistema fluvial són múltiples i complexes, per la qual cosa es fa difícil estudiar-lo simultàniament en la seva totalitat. Els aspectes fonamentals que regeixen el comportament dels rius i dels seus processos hidràulics s'entenen a la llum dels principis bàsics de la física, encara que són possibles infinites variacions en el seu comportament, causades per les condicions locals de litologia, topografia, clima o vegetació (figura 40).

Figura 40. Diferències locals entre la generació de l'hidrograma per un mateix episodi de precipitacions sobre dues conques amb característiques morfològiques diferents



Font: Chow i altres (1994).

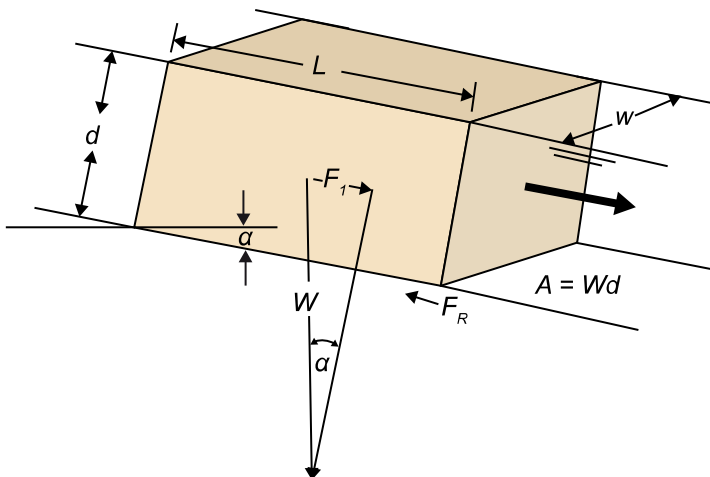
6.1. Principis d'hidràulica

6.1.1. Força-resistència

Per entendre com són i com actuen les forces que treballen als canals fluvials, és necessari conèixer alguns conceptes d'hidràulica.

L'aigua que circula per un canal està subjecta a dues forces externes principals: la gravetat i la fricció (o resistència). La gravetat és la força que dóna impuls a 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 (figura 41).

Figura 41. Un volum de control d'un fluid en un canal rectangular de longitud L , amplada w i profunditat d . La força impulsora F_1 gravitatòria s'oposa a la força de la resistència límit (és a dir, fricció) F_R



La capacitat de l'aigua que circula per excavar un canal, transportar sediment i, en definitiva, degradar el relleu 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. Com a resultat, l'aigua que circula riu avall produeix una força sobre el canal fluvial anomenada **tensió de tall**. La tensió de tall que exerceix el flux d'aigua que circula sobre el llit i les lleres del riu ve definida per la següent equació:

$$\tau_0 = \rho_w g d s \text{ (en } N m^{-2}) = \gamma_w D s$$

on:

- ρ_w és la densitat del fluid en $kg m^{-3}$,
- g és l'acceleració de la gravetat en $m s^{-2}$, que defineixen el pes unitari de l'aigua (γ_w),
- d és la fondària mitjana de la secció en metres i a vegades el radi hidràulic ($R = A/P$, A és la secció i P és el perímetre mullat $2d+w$), i
- s és el pendent de l'aigua en el sector.

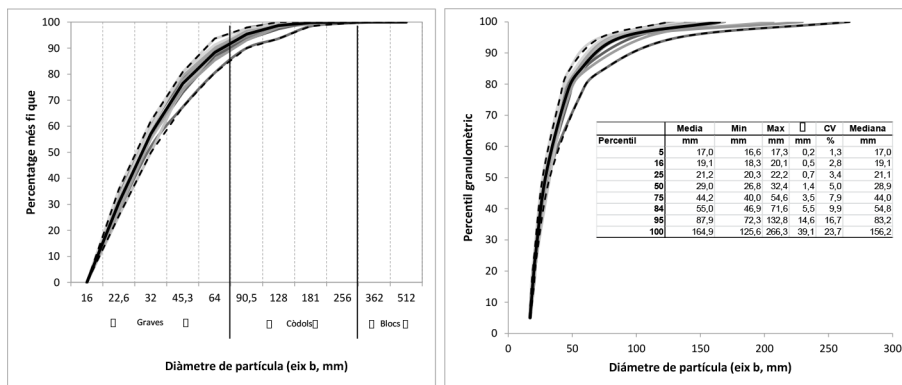
La **força de resistència** variarà segons la distribució granulomètrica del material del llit del riu, de la geometria del llit fluvial, i de les irregularitats del llit i els marges del canal, i destaca també el paper de la vegetació en determinades èpoques del l'any. Segons quin sigui el balanç entre ambdós components, tensió de tall i resistència, tindrem mobilització, transport i/o deposició. La **resistència** varia en funció del següent:

- **Distribució granulomètrica** del material del llit del riu (figura 42).
- **Rugositat** del canal fluvial en relació amb les formes del canal.
- **Forma longitudinal** del canal (corbes, sinuositat, etc.).
- **Vegetació**.

Un dels mètodes objectius per estimar la rugositat d'un llit fluvial és la utilització de percentils característics de la granulometria del sediment (figura 42), especialment el calibre mitjà (d_{50}) o un percentil característic de la distribució (d_{84}). Aquests calibres característics s'han utilitzat per a la preparació de coeficients de rugositat molt utilitzats en càlculs fluvials (velocitat, formules de transport de sediment, etc.). Un d'aquests coeficients és el de Strickler:

$$n = 0,0151 d_{50}^{1/6}.$$

Figura 42. Distributions granulomètriques del material superficial d'un tram de riu i alguns dels percentils característics habitualment analitzats

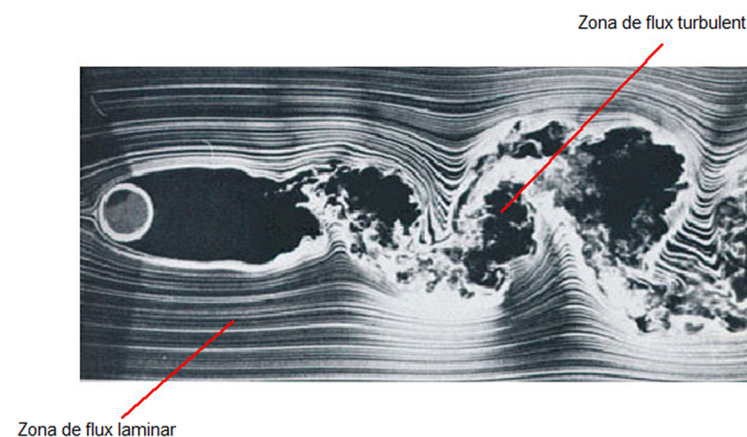


6.1.2. Condicions del flux

Un flux d'aigua es defineix com **laminar** o com **turbulent**. Aquest extrem es pot comprovar amb un simple experiment: si aboquem tinta a un flux laminar, traçarà una línia prima que està composta sempre de les mateixes partícules de fluid. En flux turbulent, la línia es confon ràpidament i es barreja amb les partícules de fluid a mesura que aquest flueix, formant gran quantitat de núvols i filaments que es van dispersant (figura 43).

La major part de fluxos que circulen en 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 elevar, sostenir i transportar partícules en l'aigua.

Figura 43. Diferències entre un flux laminar i un altre de turbulent



Font: <http://www.textoscientificos.com/>.

La turbulència es genera per la fricció entre l'aigua i el perímetre mullat, és a dir, pel contacte amb el llit i els marges. La rugositat provoca una circulació turbulenta. Com més rugós el llit, més fricció amb el flux d'aigua i més turbulència. El **número de Reynolds** (R_e) descriu les condicions del flux, a partir de la relació entre inèrcia (dificultat d'inici de moviment o canvi de tipus

de moviment d'un cos ja en moviment) i viscositat (força per unitat d'àrea necessària per mantenir una diferència de velocitat entre dues línies de flux paral·lels, resistència a la barreja). Es defineix com:

$$Re = dv\rho / \mu$$

On:

- v és la velocitat del flux en $m\ s^{-1}$,
- d és la fondària del flux en m ,
- ρ és la densitat del flux en $kg\ m^{-3}$, i
- μ és la viscositat del flux en $g\ cm^{-1}\ s^{-1}$.

Els valors alts del número de Reynolds indiquen un flux turbulent, mentre que els valors baixos indiquen un flux proper al laminar. Així, el flux laminar ocorre quan els números de Reynolds són inferiors a 500; quan els valors es 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 del número de Reynolds és que la transició resulta molt ampla.

El **número de Froude** (F) és un altre índex o número adimensional que s'utilitza per classificar el tipus de corrent d'aigua i que estableix la influència de la gravetat sobre el flux. Es defineix com la relació entre les forces d'inèrcia i de gravetat. Aquest número indica si el corrent és tranquil o subcrític ($F < 1$), ràpid o supercrític ($F > 1$), o crític ($F = 1$). 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 o supercrític comporta una forta acceleració de l'aigua i es dona en punts als quals 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 perturbacions abans de l'obstacle, i amb remolins oblics estacionaris després (figura 45).

El flux tranquil o subcrític és el més comú a canals fluvials. Els obstacles al canal tendeixen a donar perturbacions 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 44).

La transició de flux tranquil a ràpid va acompanyada d'una forta caiguda en el nivell de l'aigua, mentre que el pas contrari dóna lloc al fenomen anomenat *salt hidràulic*. Aquest fenomen provoca una forta inversió del corrent i produeix bancs d'escuma a la superfície, tornant l'aigua a presentar un flux lent i profund aigües avall.

Figura 44. Moviment de les ones de gravetat segons el tipus de règim. Equivaldria al desplaçament que farien les ones si llencéssim una pedra a un canal amb aigua circulant

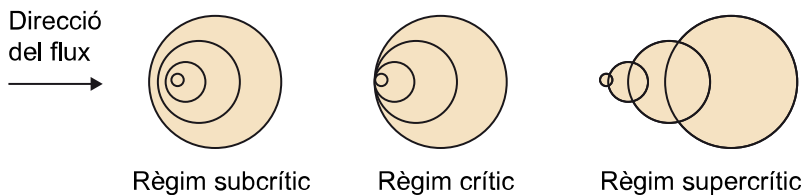
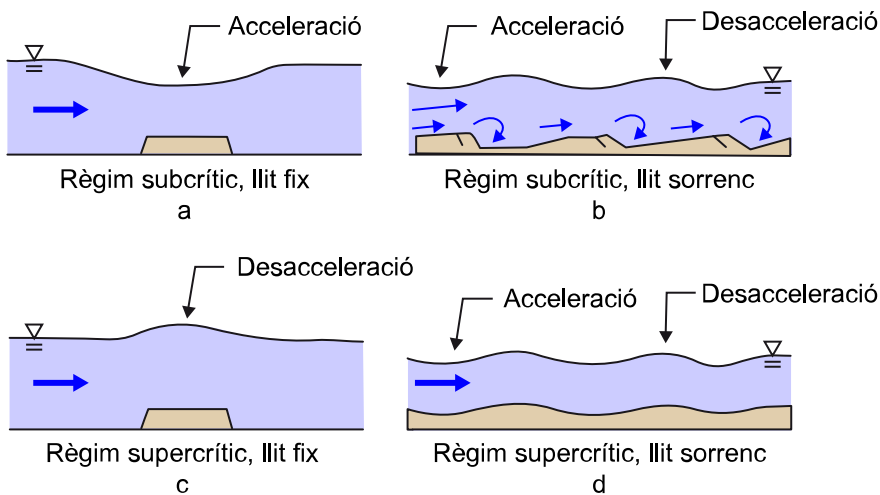


Figura 45. Diferències entre el règim subcrític i supercrític en trobar-se un obstacle al llit



6.1.3. Geometria hidràulica

Per mesurar les característiques de la llera fluvial i la quantitat de flux d'aigua, s'utilitzen una sèrie de termes anomenats *de geometria hidràulica* (figura 46):

a) La **fondària o calat** (y) es mesura en metres o en peus i es considera a qualsevol lloc la distància vertical des de la superfície (de l'aigua) fins al fons.

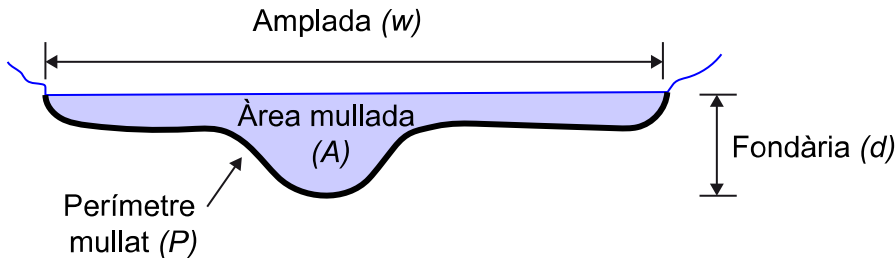
b) L'**amplada o mirall d'aigua** (B) és la distància horitzontal des d'un marge fins a l'altre del canal.

c) L'**àrea mullada** (A) és l'àrea en metres quadrats d'una secció transversal de riu a un punt determinat delimitada pel perímetre mullat i la superfície de la làmina d'aigua.

d) El **perímetre mullat** (P) és la longitud de la línia de contacte entre l'aigua i el canal mesurada en la secció transversal (P), i s'estima com $2d + w$ (en metres).

e) El **radi hidràulic** (R) es defineix com el quocient entre l'àrea transversal (A) i el perímetre mullat (P), és a dir, $R = A/P$. En rius poc profunds, s'assimila a la fondària.

Figura 46. Principals variables de la geometria hidràulica d'una secció transversal



Una altra relació important que defineix la geometria del canal és la **relació de forma**, que es defineix com la relació entre la fondària (d) i l'amplada (w). S'indica en forma de fracció segons 1/100 o 1:100. Dóna una idea de la fondària en relació amb l'amplada i la seva forma.

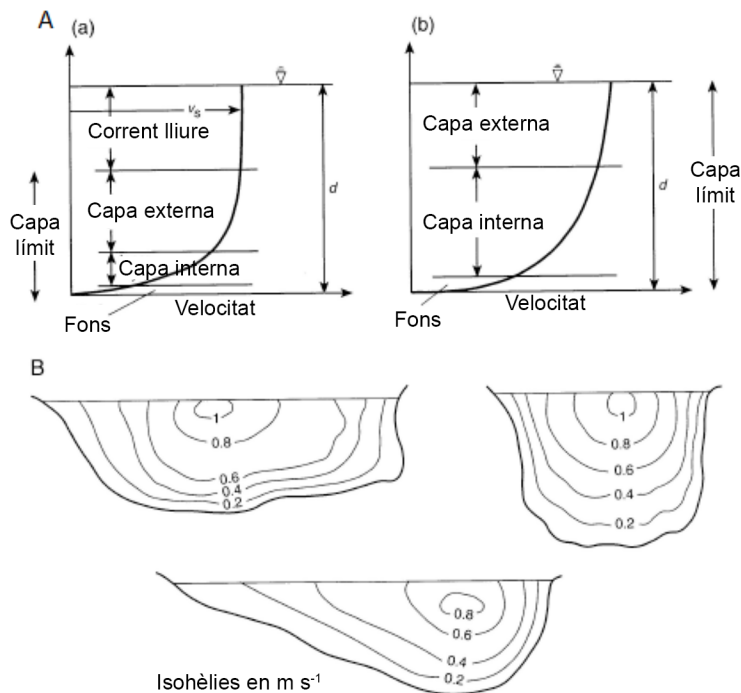
Finalment, una mesura molt important és el **pendent** (s) o gradient. És l'angle que forma la superfície de l'aigua amb un pla horitzontal. Es tracta d'una mesura de tipus adimensional i es dóna en % o en tants per 1; per exemple, 3 % o 0,03 significa que el llit del riu descendeix 3 metres cada 100 de recorregut horitzontal.

6.1.4. La velocitat del flux i la seva distribució

La gravetat actua sobre l'aigua del riu i produeix que aquest faci una certa pressió contra les parets que el confinen. Una part de la força gravitacional actua corrent avall paral·lelament a la superfície del llit, originant el moviment de l'aigua. En sentit contrari, operen les forces de resistència o fregament entre l'aigua i les vores del llit. Com a conseqüència, l'aigua que es desplaça prop del fons i dels marges ho fa lentament, mentre que a les zones centrals el desplaçament és més gran.

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 i els marges (figura 47).

Figura 47. La velocitat pot variar dins d'una secció transversal d'un canal de dues maneres molt diferents, segons si és un flux (a) laminar o (b) turbulent



(A) Distribució vertical de la velocitat segons el règim del flux. (B) Corbes comunes d'igual velocitat a diferents seccions de canal. Font: Hickin (1995).

La taxa d'increment està governada per la forma en què té lloc la barreja entre els elements que es mouen del flux que ho fan lentament prop del fons i els que es mouen més ràpidament per sobre d'ells.

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 canal decreix cap al llit del riu seguint la forma d'una corba de tipus logarítmic. Una relació en la qual la velocitat és proporcional al logaritme de la fondària descriu bastant bé el canvi de velocitat en la majoria de canals fluvials. 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 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 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. Quan es parla de velocitat de l'aigua a un curs fluvial no s'ha d'entendre que ens referim a la velocitat que es produeix en un punt determinat, sinó a una **velocitat mitjana** per al conjunt el flux a aquella secció determinada. 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:

- a) El **gradient d'energia** (component tangencial de la força de la gravetat), generalment estimat pel pendent de la superfície de l'aigua.
- b) La **fondària del flux**, és a dir, del cabal.
- c) La **rugositat del perímetre** per on circula l'aigua (a efectes de fricció).
- d) 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 semiempíriques 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,
- 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).

Taula 4. Valors del coeficient de rugositat n més usuals per corrents naturals

Rius de plana (<30 m d'amplada)	Mínim	Normal	Màxim
1. Llit net, recte, sense tolles	0,025	0,030	0,035
2. Llit net, ondulat amb fondals i soms	0,035	0,040	0,045
3. Sectors d'aigües lentes, fondals amb herbes	0,050	0,070	0,080

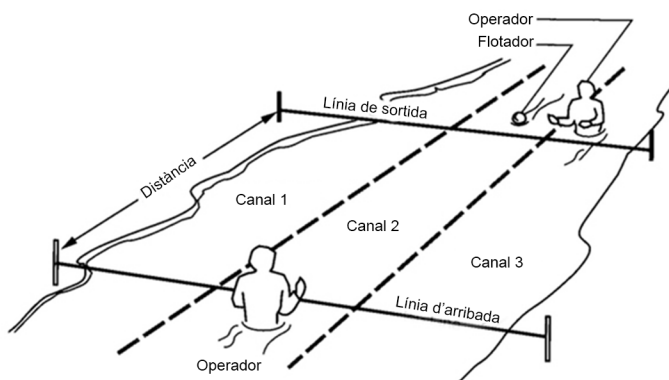
Rius de plana (<30 m d'amplada)	Mínim	Normal	Màxim
Rius de muntanya	Mínim	Normal	Màxim
1. Llit amb graves, còdols i alguns blocs	0,030	0,040	0,050
2. Llit amb còdols i blocs	0,040	0,050	0,070

Font: Ven Te Chow (1994).

Hi ha mètodes directes i indirectes per a la **mesura de la velocitat** i el cabal d'un riu al camp. A continuació, en presentem dos dels més comunament utilitzats:

a) **Mesura de velocitat mitjançant flotadors.** La duració mínima del moviment del flotador ha de ser de 20 segons, i les mesures s'han de prendre en sectors rectes sobre una distància mínima de 100 metres (figura 48). La velocitat mitjana a partir de les mesures amb flotadors s'ha d'ajustar mitjançant una sèrie de coeficients per convertir-la en la velocitat mitjana de la vertical. Els coeficients pels quals hem de multiplicar els resultats dels flotadors oscil·len entre 0,8 i 0,9 segons el tipus de flotador.

Figura 48. Càlcul de la velocitat mitjançant un flotador a un tram rectilini d'un canal fluvial



Font: Canyon Hydro.

b) **Mesura de la velocitat mitjançant el molinet hidràulic.** El molinet hidràulic és un instrument de precisió que s'utilitza per a mesurar la velocitat del flux d'aigua (figura 49). El valor resultant de la mesura ve donat en nombre de voltes per un temps determinat. Cal transformar, doncs, aquest valor per obtenir la velocitat del flux en $m s^{-1}$. La fórmula de conversió pren la forma:

$$v = [(c / t) \times a] + b$$

On:

- v és la velocitat del flux,
- c és el nombre de voltes,
- t és el temps de mesura en segons, i
- a i b són constants empíriques que depenen de l'aparell utilitzat.

Quan es prenen mesures puntuals, la velocitat mitjana s'ha de determinar a 0,6 de la fondària del flux des de la superfície, o com la mitjana dels punts a 0,2 i 0,8 des de la superfície, tal com hem assenyalat anteriorment. Si és possible, es prendran de 2 a 5 lectures en cada punt. Trenta segons són suficients per a obtenir una estimació de la velocitat mitjana a una vertical, excepte quan les velocitats són molt baixes, que són necessaris 60 segons.

Figura 49. Mesura de la velocitat del flux amb un molinet amb nivells baixos d'aigua



La suma de les voltes que dona l'hèlix és comptabilitzada per un comptador connectat al molinet que les enregistra. Font: <https://ich1104grupo45.wordpress.com/2016/04/26/marco-teorico-actualizado/>.

Quan es prenen lectures a més de quatre punts a una vertical, el temps de mesura es pot reduir a 10 segons. El nombre de mesures de velocitat en l'amplada del flux d'aigua depèn de l'amplada del riu però, en general, excepte per rius molt petits, **se'n recomanen un mínim de 20**, a espais regulars al llarg de la secció transversal escollida i tenint en compte els punts característics del perfil (figura 50). Això dona un error menor al 2% en condicions normals.

6.2. El cabal d'aigua

El cabal d'aigua d'un riu és el volum d'aigua per unitat de temps que circula per una secció del canal fluvial determinada. Es calcula, generalment, a partir de la fórmula següent:

$$Q = A \times v$$

On:

- Q és el cabal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ o l s^{-1}),
- A és l'àrea de la secció (m^2), i
- v és la velocitat del flux (m s^{-1}).

En el cas d'un riu amb llit poc uniforme, es pot emprar el mètode del càlcul de cabal per panells per a fer un càlcul més exacte, a partir de la fórmula:

$$Q_T = \sum_{i=1}^{i=n(20)} (Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n)$$

On:

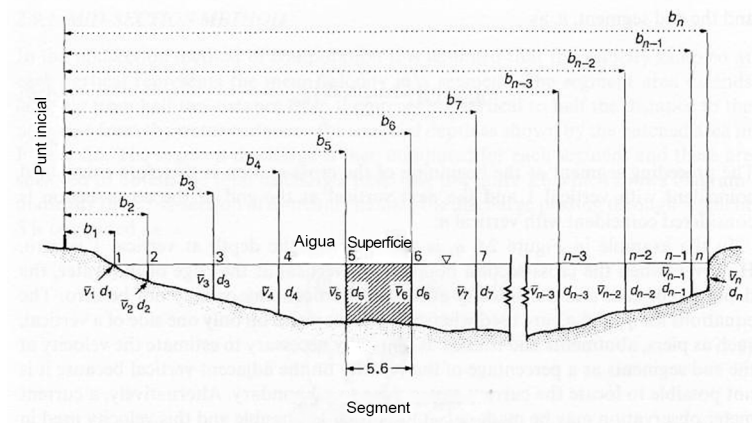
- Q_T és el cabal total.
- Q_i és el cabal a cada panel (excepte el primer i l'últim, que es calculen de manera més senzilla) a partir de:

$$Q_i = [(v_i + v_{i+1}) / 2] \times [(d_i + d_{i+1}) / 2] \times w$$

On:

- Q_i és el cabal pel panel i .
- v_i és la velocitat mitjana del panel i .
- v_{i+1} és la velocitat mitjana del panel $i + 1$.
- d_i és la fondària mitjana del panel i .
- d_{i+1} és la fondària mitjana del panel $i + 1$.
- w és l'amplada de cada panel, idèntica per a tots ells, en principi, 20.

Figura 50. Esquema del mètode de secció mitjana de mesura de cabal



6.2.1. Principi de continuïtat

Si la densitat de l'aigua roman constant al llarg d'un sector de riu i no rep aportacions noves d'aigua laterals per afluents (important) o filtració (negligible) o perd aigua, aleshores el cabal serà constant entre diferents seccions transversals aigües avall.

$$Q = A_1 \times v_1 = A_2 \times v_2 = A_3 \times v_3 = \dots A_n \times v_n.$$

La magnitud relativa dels dos components (A i v) pot ser diferent, però el seu producte ha de mantenir-se constant. Això és el que expressa l'equació de continuïtat: la noció que el flux d'aigua és constant a sectors successius, assumint que no hi ha entrades i sortides d'aigua al sector. De cara a mantenir la continuïtat, la velocitat del flux entre seccions transversals ha de canviar de manera inversament proporcional a l'àrea a les mateixes seccions.

Exemple 1

$Q = 2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, la velocitat a una secció de 4 m^2 ha de ser de $0,5 \text{ m s}^{-1}$, però si aigües avall la secció es redueix a 1 m^2 la velocitat haurà d'augmentar fins a 2 m s^{-1} .

Com que l'àrea d'una secció és igual al producte de la fondària per l'amplada, l'equació de continuïtat es pot reescriure com:

$$Q = w_1 \times d_1 \times v_1 = w_2 \times d_2 \times v_2 = w_3 \times d_3 \times v_3 = \dots w_n \times d_n \times v_n.$$

Altres cops, els canvis a un dels tres paràmetres han de provocar l'ajustament d'un o dos dels altres paràmetres.

Exemple 2

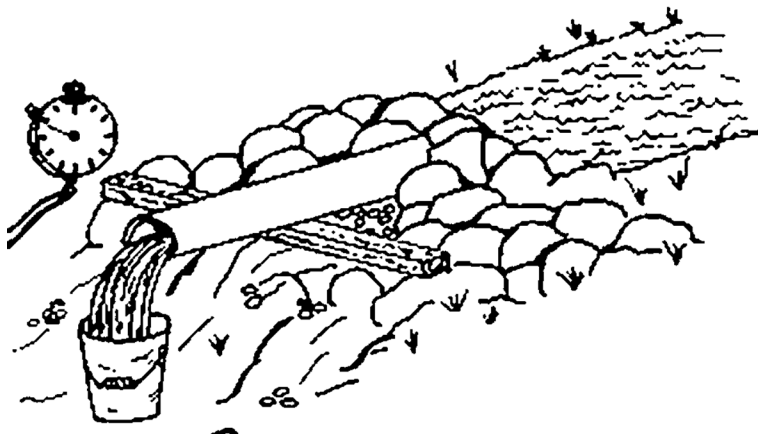
Un cabal de $2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ es pot complir a partir, entre d'altres, de:

$$\begin{aligned} Q = 2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} &= W (8 \text{ m}) \times d (0,5 \text{ m}) \times (0,5 \text{ m s}^{-1}) \\ &= W (4 \text{ m}) \times d (0,5 \text{ m}) \times (1 \text{ m s}^{-1}) \\ &= W (4 \text{ m}) \times d (1 \text{ m}) \times (0,5 \text{ m s}^{-1}) \\ &= W (4 \text{ m}) \times d (0,25 \text{ m}) \times (2 \text{ m s}^{-1}). \end{aligned}$$

6.2.2. Altres mètodes de mesura del cabal

Hi ha, així mateix, altres mètodes directes i indirectes per a la determinació del cabal d'aigua d'un riu al camp. Entre les tècniques de tipus directe, cal citar la de la **mesura volumètrica** mitjançant el mètode de la galleda. Aquesta és una tècnica que s'utilitza per a cabals petits, normalment no superiors a 10 l s^{-1} . Malgrat que la seva aparença resulta senzilla és, com tots els mètodes volumètrics, absents de càlculs posteriors, molt exacte. Com el seu nom indica, es tracta de mesurar el cabal d'aigua recollint tota l'aigua que circula pel canal fluvial a un recipient amb un volum conegut durant un període de temps determinat, o bé mesurant el temps necessari per omplir el recipient utilitzat (figura 51).

Figura 51. Mesura del cabal mitjançant el mètode de la galleda



Font: Canyon Hydro.

Entre els mètodes indirectes, cal assenyalar també les estacions d'aforament. Una estació d'aforament és una construcció estable a una secció de riu determinada on es registren de manera contínua les alçades del flux d'aigua que hi circula mitjançant instruments de mesura com el limnigraf (amb suport de paper) o les sondes capacitives i ultrasòniques (amb suport informàtic). Les estacions d'aforament estan construïdes sobre formigó i les seves estructures poden ser de molts tipus, que es poden resumir en a) simple, on l'abocador o sobreixidor té una forma rectangular o triangular; o b) compost, on el sobreixidor pot adoptar múltiples solucions hidràuliques, essent les més comuns rectangular sobre rectangular i rectangular sobre triangular (figura 52). El càlcul del cabal es basa en una relació coneguda entre alçada del flux en l'estació i cabal anomenada *corba de desguàs o de cabals* (corba de despesa), obtinguda generalment a partir de mesures de camp (són mutables en el temps), i sobre hipòtesis teòriques de càlcul hidràulic per cabals d'avinguda.

Figura 52. Estació d'aforament de Cogulers (Ribera Salada) formada per un sobreixidor de llavi fi amb una secció composta, triangular per aigües baixes i rectangular per aigües altes



Font: David Estany (CTFC).

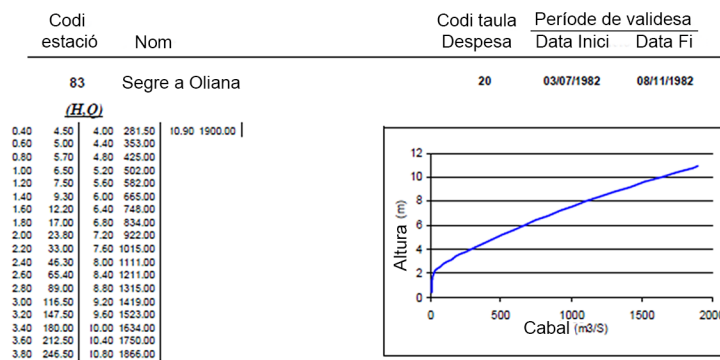
Els registres de cabals obtinguts mitjançant un **limnígraf** (o qualsevol altre aparell de registre analògic o digital) ens permet de comprovar les variacions del flux durant episodis de pluja concrets i calcular l'aportació hídrica anual d'una conca de drenatge. Del registre gràfic se'n diu **limnigrama**.

6.3. La resposta de la conca a la precipitació: les crescudes

Mitjançant l'estudi dels diferents cabals que presenten els rius en relació amb les precipitacions ocorregudes en la conca, es poden desenvolupar una sèrie de principis bàsics que s'apliquen a les variacions de descàrrega amb diferents duracions i intensitats de les tempestes i a diferents mides de conques.

Aquestes variacions contínues del cabal d'aigua es representen a través d'un hidrograma, que és un registre gràfic on es veu la resposta hidrològica de la conca en relació amb el temps, a partir de la transformació d'un limnigrama (relació fondària-cabal) mitjançant una **corba de despesa** (figura 53).

Figura 53. Corba de despesa de l'estació d'aforament d'Oliana (riu Segre) del 3 de juliol al 8 de novembre del 1982



Font: Confederació Hidrogràfica de l'Ebre.

Una **crescuda** es pot definir com un augment (sobtat) del cabal d'aigua d'un riu com a conseqüència d'una precipitació més o menys intensa (a àrees naturals) o d'una descàrrega d'aigua artificial (aigües avall d'embassaments) i que sovint el riu no pot acomodar al seu canal, sinó que l'aigua flueix per sobre del llit d'inundació. Les crescudes es classifiquen segons dos termes: la seva magnitud i la seva freqüència.

L'**hidrograma** de crescuda que es produeix en un riu és el resultat dels diferents processos hidrològics que operen a una conca durant i després d'una tempesta. A un hidrograma, es distingeixen les parts següents (figura 54):

a) **Cabal de base**, que correspon al cabal circulant pel riu abans de la pluja i després que els efectes de la pluja han desaparegut. És més o menys independent de les entrades per precipitació a curt termini, i és persistent en el temps amb poques variacions, com a mínim interanuals (per això no s'inclou en els balanços hídrics anuals). El flux de base representa l'aigua que es va deixant anar a partir d'un emmagatzematge a llarg termini, més que no pas aigua que és subministrada periòdicament per les pluges. Hi ha dues contribucions principals al flux de base: l'aigua al sòl que és drenada a través dels porus del sòl fins a arribar al canal, i l'aigua subterrània que prové de la roca mare.

b) **Corba de concentració o branca ascendent de l'hidrograma**, que és funció de la intensitat i distribució de la pluja, així com de les característiques de la conca. Les condicions inicials de la conca (humitat del sòl, vegetació) influeixen decisivament en la corba de concentració. Hi inclou la pluja al canal.

c) **Pic de la crescuda o punta de l'hidrograma**, que és el cabal màxim assolit per la crescuda en un petit segment de cresta.

d) **Corba de baixada o descendent**, que és la primera part de la branca descendent de l'hidrograma. En aquesta corba influeixen els cabals d'aigua provinents de l'escolament superficial, així com de l'aigua subterrània i hipodèrmica; per això existeix un punt d'inflexió a la corba de l'hidrograma que separa la corba de baixada amb la corba d'esgotament.

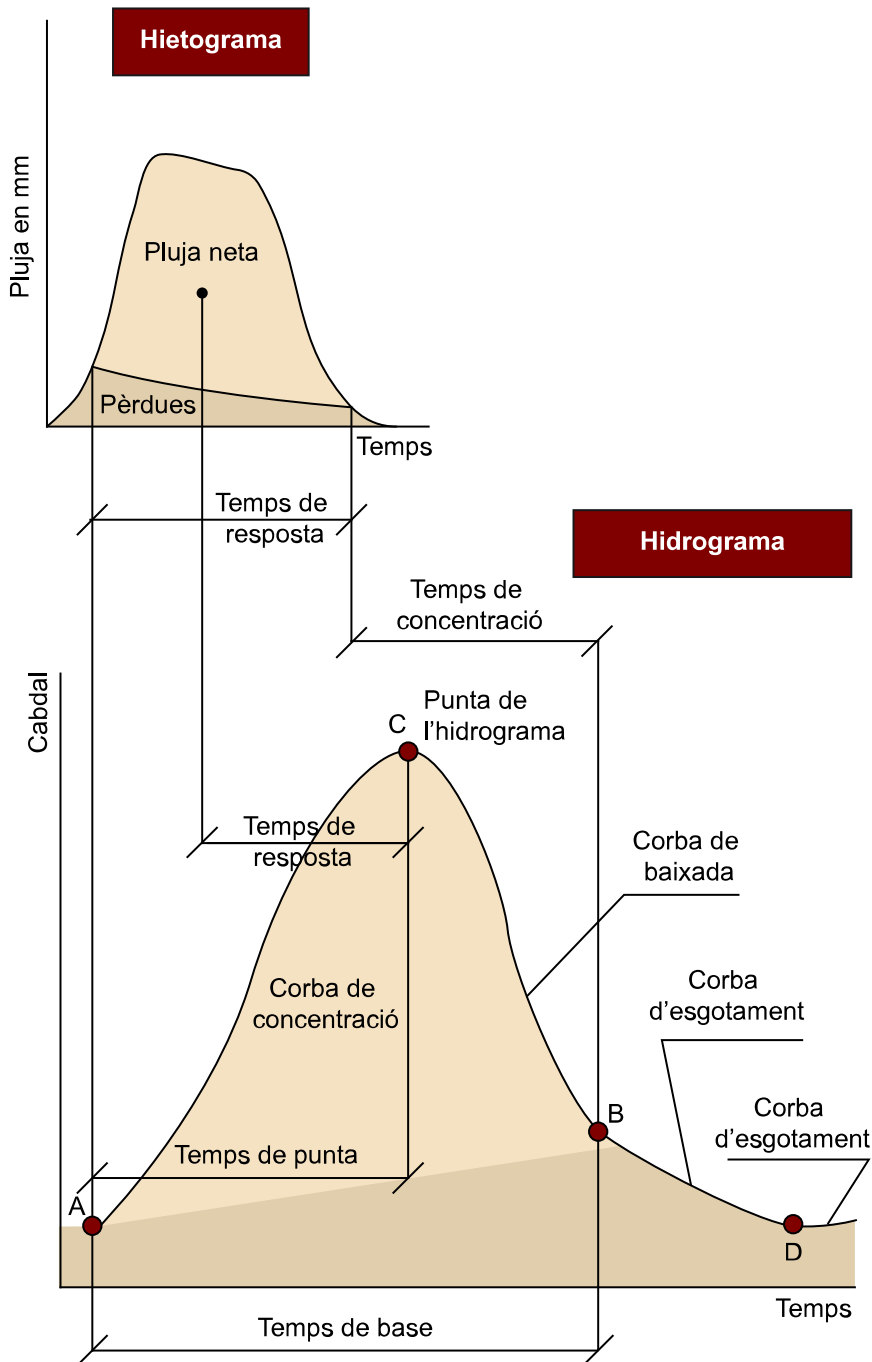
e) **Corba d'esgotament**, que correspon a la part final de la corba de baixada i que s'alimenta dels cabals subterranis que tenen un temps de resposta més gran dels superficials. Els cabals subsuperficials o hipodèrmics tenen un temps de resposta intermedi i se situen al voltant del punt d'inflexió.

f) El **temps de retard** és el temps transcorregut des del centre de masses o gravetat del hietograma fins al moment de produir-se la corba de l'hidrograma.

g) El **temps de base** o temps transcorregut des de l'inici de la concentració fins al punt d'inflexió que identifica el final de la corba de baixada.

h) **Temps de concentració** o temps transcorregut des del final de la pluja efectiva fins al final de l'escolament superficial. És el temps que triga a arribar l'última gota de pluja que produeix escolament a un punt llunyà on es mesura l'hidrograma.

Figura 54. Components d'un hidrograma



Un cop vistes les característiques generals que defineixen una crescuda i els processos que hi contribueixen, cal assenyalar que segons les característiques físiques (i antròpiques) de la conca, la resposta hidrològica a la precipitació serà diferent (figura 55).

Quant a les **característiques físiques**, cal assenyalar com a fonamentals tres:

- a) Superfície i forma (interna).
- b) Relleu i litologia (interna).

c) Intensitat i distribució de la precipitació (externa).

a1) La superfície és la magnitud més important que defineix la conca, ja que delimita el volum total d'aigua que la conca rep en cada episodi plujós. Tant és així que existeixen formules que relacionen directament el cabal de resposta de la conca amb la superfície i la precipitació. El que cal és delimitar l'àrea a partir de les corbes de nivell, i per aproximació a polígons (total o a subconques), calcular-ne la superfície.

a2) A igualtat d'àrea, l'arrodoniment o allargament de la conca és un element important de control de la seva resposta hidrològica. La forma s'indica mitjançant l'índex de Gravelius o coeficient de compacitat:

$$Kc = 0,28 P / \sqrt{A}$$

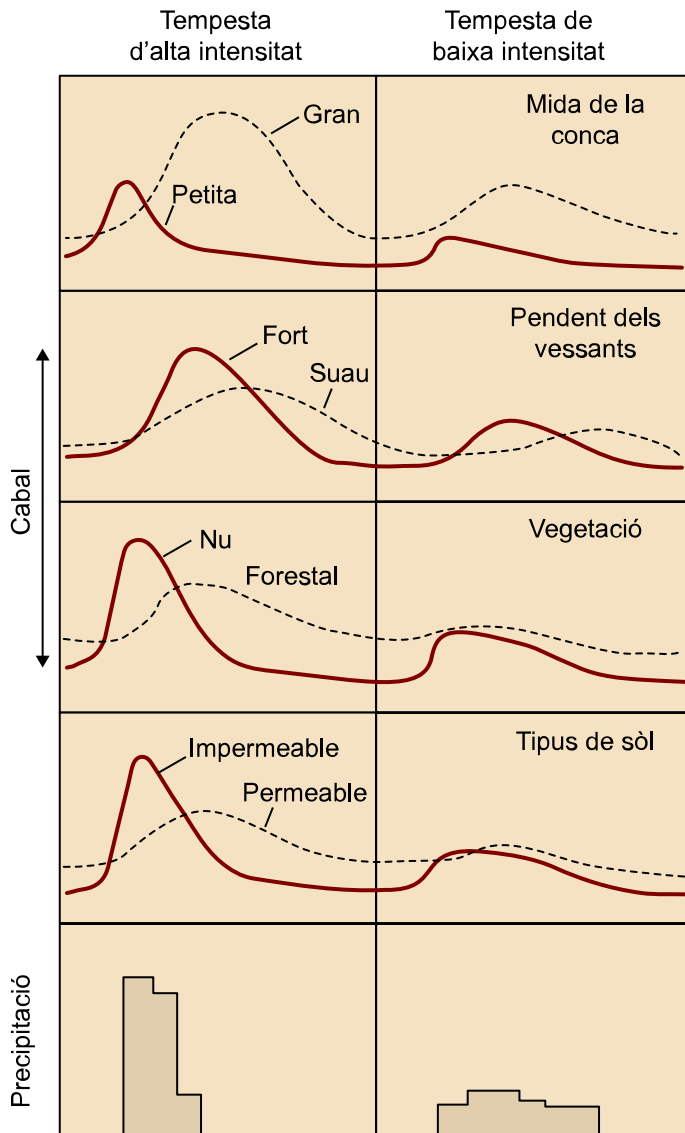
On:

- P = perímetre de la conca.
- A = àrea de la conca.

b1) El relleu és també un element important en el comportament de la conca, ja que com més grans són els desnivells a la conca, més és la velocitat de circulació i menys és el temps de concentració, amb la qual cosa augmenta el cabal punta. Aquesta característica es representa mitjançant una corba hipsomètrica que és la que representa en ordenades l'altura (s. n. m.) i en abscisses la superfície de la conca que està per sobre de la cota. Es porta a terme a partir d'un mapa topogràfic amb corbes de nivell.

b2) La litologia és un element que va lligat a l'anterior i que té una influència clara en la resposta de la conca, és a dir, el tipus de roca i les seves característiques. Per exemple, les roques calcàries són més permeables que les granítiques, fet que origina un cabal de més magnitud per a una mateixa pluja.

Figura 55. Resposta a diferents tipus de conca a dos tipus de precipitació



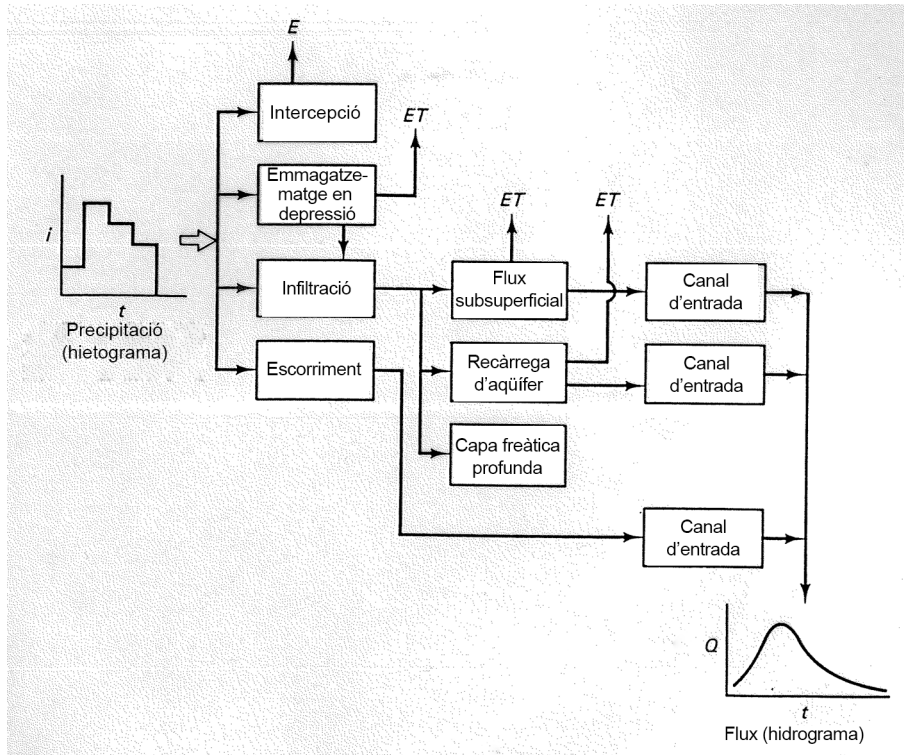
Quant a les característiques antròpiques, cal assenyalar com a fonamental l'ús del sòl que indica el grau de permeabilitat de la conca, el fet que pugui actuar com a «filtre» de la pluja o no i el de controlar-ne la magnitud de la resposta.

6.4. El cicle hidrològic de les conques

De la mateixa manera que en una crescuda, també es pot analitzar el flux d'un riu segons la procedència de l'aigua, especialment a regions de clima humit, on el nivell freàtic és elevat i normalment talla els rius importants (figura 56). A aquestes àrees, els hidrogrames ens mostren clarament els efectes dels dos tipus d'aigua segons procedència: lux basal i aigua superficial. Les variacions en la descàrrega són produïdes per aigües d'escolament de vessants després de períodes de pluja. Després d'aquests períodes, la descàrrega disminueix ràpidament, però si al cap de pocs dies torna a ploure, es torna a un altre màxim. Quan no hi ha tempestes, el flux basal és l'encarregat de subministrar aigua al riu i per tant experimenta un marcat cicle anual. Durant el període de pluges, el nivell freàtic augmenta i, amb ell, el flux basal. Coneixent les característi-

ques climàtiques i el tipus de roca que influeixen en aquest fenomen, es pot afirmar que el flux basal és important en regions de pluges abundants i ben distribuïdes, però no té tanta o nul·la importància en regions de clima àrid o semiàrid. Les àrees mediterrànies tenen un comportament mixt, amb fortes descàrregues en èpoques de pluja (primavera i tardor) combinades amb períodes de sequera en les quals sovint el flux basal arriba a desaparèixer.

Figura 56. Esquema del cicle hidrològic de l'aigua



6.5. Conclusions d'hidrologia: balanç hidrològic o hídric d'una conca

Com a resum de la part de curs d'hidrologia, cal recordar els elements del balanç hidrològic, l'equació de balanç i les unitats de mesura equivalent que permeten la seva confecció i que s'han anat estudiant:

$$P = E_{TP} + R + \Delta S$$

On:

- P = precipitació anual (mm).
- E_{TP} = evapotranspiració anual (mm).
- Q = cabal mig anual ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) que proporciona l'escolament (R) o aportació hídrica anual (A) en mm o hm^3 .

- ΔS = canvis de reserva d'aigua a partir de $(S_i - S_f)$, que s'assumeix com a nul per períodes anuals o superiors i que fa, a aquestes escales temporals, els processos d'infiltració negligibles des d'un punt de vista del càlcul de balanç hídric (però no des del punt de vista dels processos físics que el fan possible), i que dóna:

$$P = E_{TP} + R.$$

Bibliografía

Bentabol, H. (1900). «Las aguas de España y Portugal». *Bol. Com. Mapa Geol. España* (núm. 25, pàg. 347).

Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. Nova York: McGraw-Hill.

Dunne, T.; Leopold, L. B. (1978). *Water in environmental planning*. San Francisco: W. H. Freeman.

González Quijano, P. M. (1922). *Hidrología general de España*, Madrid.

Horton, R. E. (1945). «Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology». *Bulletin of the Geological Society of America* (núm. 56, vol. 2, pàg. 75-370).

Masachs, V. (1947). «Los factores determinantes de la distribución espacial de los tipos de régimen de los ríos de la Península Ibérica». *Estudios Geográficos* (núm. 28, pàg. 475-492).

Masachs, V. (1948). *El régimen de los ríos peninsulares*. Barcelona: CSIC.

Monge, R.; Aguilar, J. F. (2008). Manual de operación del simulador de lluvia para la cuantificación de la infiltración, escorrentía y erosión de suelos. Proyecto microcuenca Plató-Pacayas. Documento técnico núm. 5. *Área suelos y aguas*. San José, Costa Rica: Depto. Servicios Técnicos, INTA.

Musgrave, G. W.; Holtan, H. N. (1964). «Infiltration». A: V. T. Chow (ed.). *Handbook of Applied Hydrology* (Sec. 12). Nova York: McGraw-Hill Book Co.

Sala, M.; Batalla, R. J. (1996). *Teoría y métodos en Geografía Física*. Madrid: Síntesis.

Shklomanov, I. (1993). World fresh water resources. A: Peter H. Gleick (ed.). *Water in Crisis: A Guide to the World's Fresh Water Resources*. Nova York: Oxford University Press.

Torres, R. (1895). «Nuestros ríos». *Bol. Real Soc. Geográfica* (núm. 37, pàg. 7-32).

Ward, R. C. (1975). *Principles of Hydrology*. Londres: McGraw-Hill.

