

DEL BIG BANG A L'HOLOCÈ

Ramon Copons

01

 RELAT
HISTÒRIC
D'ANDORRA

HISTORIA.AD

DEL BIG BANG A L'HOLOCÈ

Ramon Copons

1.1. La història de l'univers: des del big bang fins a la formació del sistema solar (13.900-4.500 milions d'anys)

- 1.1.1. Un univers en expansió
- 1.1.2. El big bang
- 1.1.3. El caldo primigeni
- 1.1.4. La formació de les primeres estrelles
- 1.1.5. Estrelles de segona generació
- 1.1.6. La Via Làctia
- 1.1.7. El sistema solar

1.2. La Terra primitiva: des de la formació del planeta fins a l'explosió de la biodiversitat (4.700-542 milions d'anys)

- 1.2.1. El Precambrià
- 1.2.2. La formació del Sol i dels planetes
- 1.2.3. La Terra incandescent
- 1.2.4. Saturn, el salvador de la Terra
- 1.2.5. Teia i l'aparició de la Lluna
- 1.2.6. La formació dels oceans
- 1.2.7. Més meteorits
- 1.2.8. Les molècules prebiòtiques
- 1.2.9. L'aparició de la vida
- 1.2.10. Els cianobacteris
- 1.2.11. L'oxigenació i els organismes eucariotes
- 1.2.12. El Criogenià
- 1.2.13. El Jardí d'Ediacara
- 1.2.14. L'explosió cambriana

1.3. El Paleozoic: les roques d'Andorra i el registre fòssil (542-251 milions d'anys)

- 1.3.1. La tectònica de plaques
- 1.3.2. La formació dels continents
- 1.3.3. El Paleozoic
- 1.3.4. El Paleozoic i les roques d'Andorra
- 1.3.5. Evolució dels continents durant el Paleozoic
- 1.3.6. L'evolució de la vida durant el Cambrià
- 1.3.7. La vida durant l'Ordovicià
- 1.3.8. Silurià, Devonian i Carbonífer
- 1.3.9. El Permian i la gran extinció
- 1.3.10. Les roques més antigues d'Andorra: el Cambrià i l'Ordovicià inferior
- 1.3.11. Les primeres roques d'Andorra amb restes fòssils: l'Ordovicià superior
- 1.3.12. Les roques negres d'Andorra: el Silurià

- 1.3.13. Les roques del Devonià a Andorra
- 1.3.14. Les roques granodiorítiques d'Andorra: el Carbonífer
- 1.4. El Mesozoic: dinosaures i roques pirinenques (251-65 milions d'anys)**
 - 1.4.1. El Mesozoic
 - 1.4.2. Paleogeografia i climatologia del Mesozoic
 - 1.4.3. L'extinció permotriàsica
 - 1.4.4. Quan els dinosaures poblaven la terra
 - 1.4.5. L'extinció K-T
 - 1.4.6. Les roques mesozoiques de la vall del Segre: Buntsandstein, Muschelkalk i Keuper
- 1.5. El Paleogen: la formació del Pirineu (65-23 milions d'anys)**
 - 1.5.1. El Cenozoic
 - 1.5.2. L'evolució de la paleogeografia del Paleogen
 - 1.5.3. El clima durant el Paleogen
 - 1.5.4. L'evolució de la vida al Paleocè i l'Eocè
 - 1.5.5. Els canvis de l'Oligocè
 - 1.5.6. Els inicis de la formació del Pirineu
 - 1.5.7. El Pirineu a l'Eocè
 - 1.5.8. La fi de l'orogènia pirinenca a l'Oligocè
- 1.6. El Neogen: la formació del relleu del Pirineu (23-2,6 milions d'anys)**
 - 1.6.1. El Neogen
 - 1.6.2. L'evolució de la paleogeografia
 - 1.6.3. L'evolució del clima durant el Miocè inferior i mitjà
 - 1.6.4. El clima durant el Miocè superior i el Pliocè
 - 1.6.5. La vida marina
 - 1.6.6. La vida terrestre
 - 1.6.7. L'aparició dels homínids
 - 1.6.8. La formació del relleu pirinenc
 - 1.6.9. L'engruiximent de l'escorça per la tectònica
 - 1.6.10. El ràpid desmantellament del relleu pirinenc
 - 1.6.11. La formació dels altiplans
 - 1.6.12. La formació de les fosses tectòniques
 - 1.6.13. El rejuveniment del relleu
 - 1.6.14. Els sediments i el relleu del Neogen a la vall del Segre
- 1.7. El Pleistocè: les glaciacions (2,6 milions d'anys -11.700 anys abans d'ara)**
 - 1.7.1. El Pleistocè i l'Holocè
 - 1.7.2. L'origen de les oscil·lacions climàtiques de l'Holocè
 - 1.7.3. Els períodes glacials i interglacials
 - 1.7.4. Les formes glacials a Andorra
 - 1.7.5. La glaciació de Riss
 - 1.7.6. L'últim període interglacial: l'Eemià (Pleistocè superior)
 - 1.7.7. La darrera glaciació pleistocena
 - 1.7.8. La glaciació de Würm al Pirineu
 - 1.7.9. Les glaceres a Andorra
 - 1.7.10. Les fluctuacions glacials posteriors al màxim a Andorra
 - 1.7.11. El desgel del final del Pleistocè
 - 1.7.12. La fusió de les glaceres de vall
 - 1.7.13. El Tardiglaciari
 - 1.7.14. Evolució de la fauna i la flora durant les glaciacions
 - 1.7.15. L'evolució humana

1.1. La història de l'univers: des del big bang fins a la formació del sistema solar (13.900-4.500 milions d'anys)

1.1.1. UN UNIVERS EN EXPANSIÓ

L'univers no pot ser reproduït experimentalment ni en podem observar d'altres; per tant, hi ha diferents hipòtesis sobre el seu origen. La més acceptada avui és la del big bang o gran explosió, que situa la creació de matèria, de l'espai i del temps en un punt determinat del no-res. D'altres hipòtesis no descarten que l'univers sigui realment infinit o bé el producte del reinici d'universos anteriors.

Georges Lemaître va demostrar el 1927 que les galàxies es separaven. Al mateix temps, Edwin Hubble va veure que la velocitat d'expansió augmentava a mesura que les galàxies estaven més lluny del punt d'observació. La velocitat d'expansió es va calcular a partir de l'estudi de la llum que arribava de galàxies situades a diferents distàncies. L'expansió, doncs, era una prova del fet que l'univers va néixer en un punt i que s'estava expandint de forma accelerada. Segons la llei d'expansió de les galàxies, es va calcular que l'edat de l'univers és d'uns 13.900 milions d'anys.

1.1.2. EL BIG BANG

En principi, es creia que tota la matèria de l'univers estava concentrada en un punt còsmic, com un enorme forat negre que, en explotar, hauria emès la matèria a través de l'univers. Avui en dia,

els científics postulen que l'origen de l'univers va ser literalment «la fluctuació quàntica del no-res». Els astrofísics intenten explicar com hauria pogut ser aquesta fluctuació de la forma més clara possible a partir de la física quàntica: el buit total sempre té una energia latent que —a través d'una reacció o fluctuació quàntica— pot crear partícules a partir de l'energia que hi ha dins del mateix buit.

Partint d'una fluctuació quàntica s'hauria creat un punt singular de matèria més petit que un àtom que, al mateix temps, hauria produït subsegüents partícules de forma desencadenada a una velocitat més ràpida que la de la llum. D'aquesta manera, s'hauria generat un univers amb massa i llum de forma sobtada i explosiva.

1.1.3. EL CALDO PRIMIGENI

Després del big bang s'hauria format un caldo de partícules elementals de matèria a alta temperatura que atrapaven qualsevol radiació o raig de llum, com una boira densa i fosca. El caldo es va anar refredant a poc a poc i en arribar als 3.000 °C es van formar els àtoms més lleugers de la taula periòdica (H, He, i potser Li), a partir de l'agregació de les partícules elementals. Un cop els àtoms es van haver format, es van alliberar els fotons i es va alliberar la llum. La radiació de microones còsmica de fons és la romanent d'aquest alliberament, que es va produir aproximadament 380.000 anys després del big bang, que s'ha anat refredant des de

llavors i que avui en dia està al voltant dels 2,75 °K. S'interpreta com el rumor, o la radiació fòssil de l'inici «violent» de l'univers. Aquesta radiació es pot percebre, de forma involuntària, en ràdios i televisors mal sintonitzats. Hom diu que aproximadament un 10 % del soroll d'aquests aparells mal sintonitzats podria provenir de la radiació de microones de fons. Els satèl·lits adaptats per analitzar aquest soroll poden fer mapes de la radiació que forma part del teló final més llunyà que es pot observar al firmament. L'escaneig del firmament des dels satèl·lits ha permès fer mapes precisos d'aquesta radiació de fons i s'ha comprovat que no és del tot isòtropa o homogènia, sinó que hi ha cúmuls de major temperatura que podrien ser les llavors de les primeres galàxies.

1.1.4. LA FORMACIÓ DE LES PRIMERES ESTRELLES

Després de la formació dels primers àtoms lleugers —i de l'alliberament de la llum— es van començar a formar i a agrupar enormes núvols de gas. Per gravetat, els àtoms del gas es van ajuntar per formar grans estrelles. I les estrelles es van anar agrupant per formar les primeres proto-galàxies.

A partir de l'anàlisi de la llum que ens arriba de les galàxies es pot estudiar la història de l'univers. Les galàxies més llunyanes, la llum de les quals ha trigat milers de milions d'anys a arribar a la Terra, possiblement han desaparegut, però podem veure com eren. Per tant, tenim imatges de tota la història de l'univers, encara que part dels objectes que podem observar avui ja no existeixin o bé s'hagin transformat.

Es creu que les primeres estrelles es van formar entre 200 i 400 milions d'anys després del big bang. Eren molt grans, formades bàsicament per hidrogen i heli, i tenien reaccions nuclears accelerades al seu interior —com les que hi ha a les estrelles actuals—, però amb velocitats menors, amb les quals es van formar els àtoms més grans i complexos que avui tenim (Be, C, N, O, Ca i fins i tot Fe). La vida de les primeres estrelles va ser relativament curta, ja que les reaccions van consumir ràpidament els àtoms més senzills que hi havia a l'interior. Estudis recents proven que la vida d'aquestes estrelles era, com a màxim, de 100 milions d'anys (el nostre sol, per exemple, té una

edat de gairebé 5.000 milions d'anys). L'explosió d'aquestes estrelles en grans supernoves, amb enormes pressions i temperatures, va permetre la formació dels àtoms més complexos i pesants de la taula periòdica, com l'or i el platí.

1.1.5. ESTRELLES DE SEGONA GENERACIÓ

La pols producte de la destrucció de les primeres estrelles es va tornar a ajuntar i va formar una segona generació d'estrelles que més endavant tornaren a explotar i crearen un cicle de formació i destrucció estel·lar que és aparentment interminable mentre hi hagi l'element combustible bàsic: l'hidrogen (H₂).

Les galàxies són concentracions d'estrelles i de matèria fosca que no emet energia detectable i que s'observa a partir de càlculs físics. Giren al voltant d'un centre de gran gravetat, que pot ser un o diversos forats negres. Les primeres galàxies van aparèixer uns 700 milions d'anys després del big bang. El telescopi Hubble ha captat imatges de les galàxies més antigues —i, per tant, més distants—, que tenen formes complexes, ben diferents de les formes espirals o el·líptiques de les galàxies més recents. La complexitat morfològica es deu al fet que les galàxies es fusionen o col·lideixen, i a l'expulsió del gas interestel·lar.

1.1.6. LA VIA LÀCTIA

La galàxia on vivim, la Via Làctia, es situa en un sector de l'univers amb una alta concentració —un cúmulo— de galàxies primitives poc després del big bang. La fusió de galàxies més petites i l'acreció (el creixement d'un cos per agregació de cossos menors) continuada de la pols interestel·lar per formar estrelles van originar la galàxia. Entre els més de 100.000 milions d'estrelles existents a la galàxia, la més antiga té una edat estimada de 13.500 milions d'anys i es va formar per la pols existent immediatament després del big bang. Per tant, per veure els inicis de la formació de la Via Làctia ens hauríem de remuntar a la formació de les primeres estrelles de l'univers.

La Via Làctia té un bulb esferoidal central amb un forat negre a l'interior que equival a 2,5 milions de masses com el Sol. El bulb està format per les estrelles més antigues, que són el resultat de la fusió de galàxies primitives. Al voltant del bulb hi ha el disc format per braços espirals, que és el lloc on es

formen les estrelles a partir de l'acreció del gas i la pols dels núvols interestel·lars. Al braç d'Orió és on es troba el sistema solar.

1.1.7. El sistema solar

Ara fa uns 5.000 milions d'anys, en un braç de la Via Làctia hi havia un dens núvol de gas i pols que s'havia format per la destrucció d'estrelles de segona i tercera generació després del big bang. L'explosió d'una enorme estrella en forma de supernova va llençar una gran quantitat de matèria a molta velocitat cap al núvol de pols. L'ona de xoc va provocar un col·lapse gravitacional de la matèria que va formar una nova estrella de petites dimensions: el Sol.

Dues teories principals intenten explicar com es van formar els planetes del sistema solar ara fa uns 4.500 milions d'anys. L'una afirma que els planetes es van formar poc després del Sol a partir de la nebulosa que envoltava i girava al seu voltant. L'altra afirma que els planetes es van formar a partir d'un núvol de gas que va sortir expulsat del Sol en passar prop d'una estrella de major densitat. Segons les dues teories, els planetes es van formar en diferents punts d'aglomeració del núvol seguint un procés natural d'acreció per gravetat de les partícules de gas i pols.

1.2. La Terra primitiva: des de la formació del planeta fins a l'explosió de la biodiversitat (4.700-542 milions d'anys)

1.2.1. EL PRECAMBRIÀ

La història geològica de la Terra es divideix en unitats de temps de diferent jerarquia: les unitats geocronològiques.

El Precambrià és un enorme període de temps geològic que habitualment abasta des de l'inici de l'univers, com a mínim ara fa uns 4.570 milions d'anys, fins a l'inici del període càmbric, fa 545 milions d'anys. Per tant, el Precambrià abasta gairebé 4.000 milions d'anys, quasi el 90 % de la història de la Terra.

1.2.2. LA FORMACIÓ DEL SOL I DELS PLANETES

Fa 4.700 milions d'anys, la nebulosa de pols i gas

que va formar el sistema solar es col·lapsava i girava al voltant d'un punt central, el que avui és el Sol. Mentrestant, hi havia d'altres punts on, per acció de la gravetat, també s'hi col·lapsaven pols i gas: els planetes. En un primer moment, els planetes es van crear pel col·lapse de pols i gas per acció de la gravetat; més endavant van aconseguir una certa massa amb la incorporació de cossos més petits i amb l'impacte de meteorits o de planetes minúsculs: els planetesimals.

1.2.3. LA TERRA INCANDESCENT

Fa 4.600 milions d'anys la Terra era un cos esfèric incandescent. El procés tardà d'acreció el van provocar molts xocs i impactes que van alliberar molta energia capaç de fondre qualsevol material. Quan es van formar els cossos planetaris no es van quedar en una distància estàtica respecte del Sol, sinó que es van desplaçar per acció de la gravetat en funció de la massa que adquirien.

La Terra es va situar a la zona habitable del sistema solar: en una estreta franja de distància respecte al Sol amb temperatures adients perquè l'aigua s'hi trobi en estat líquid.

1.2.4. SATURN, EL SALVADOR DE LA TERRA

Els astrofísics han observat que sol haver-hi planetes gegants a la zona habitable d'altres sistemes estel·lars. Els científics creuen que els grans planetes com Júpiter es van formar en llocs prou freds per facilitar el creixement a partir del gel més tard de l'acreció rocosa. Quan el planeta és prou gran, gràcies a la gravetat, es mou cap a l'estrella seguint una trajectòria espiral fins a posicionar-se en un punt d'equilibri.

En el nostre sistema solar, a l'inici, Júpiter s'hauria pogut desplaçar cap al Sol. Però la seva migració es va aturar gràcies al fet que les característiques de la nebulosa van afavorir la formació d'un segon planeta gegant: Saturn. La gravetat de Saturn va aturar Júpiter i va evitar que engolís altres planetes —entre els quals la Terra— durant la seva migració cap al Sol. Així, la Terra es va formar en un punt del sistema solar on hi havia una relativa tranquil·litat.

1.2.5. TEIA I L'APARICIÓ DE LA LLUNA

Durant el període de reajustament planetari per acció de la gravetat, es creu que hi havia un altre planeta al sistema solar: Teia, més petit que la

Terra i amb una òrbita erràtica al voltant del Sol. Teia va impactar contra la Terra a gran velocitat i va emetre una enorme quantitat de runa i pols. Els fragments projectats per l'impacte van anar girant al voltant de la nova Terra i es van agregar per formar la Lluna. Les roques de l'escorça de la Lluna, amb una edat màxima d'uns 4.560 milions d'anys, són les que marquen la data d'inici de la formació de la Terra.

L'aparició de la Lluna a partir d'un impacte catastròfic va afavorir l'aparició de la vida a la Terra. El nou satèl·lit fa que el moviment de rotació de la Terra sigui estable, cosa que permet l'exposició homogènia a la insolació solar. No obstant això, des de la seva formació, la Lluna s'està separant de la Terra a raó de gairebé 4 cm per any, raó per la qual la seva gravetat cada cop hi té menys influència.

1.2.6. LA FORMACIÓ DELS OCEANS

Quan la Terra es solidificava, fa 4.500 milions d'anys, rebia contínuament l'impacte de meteorits. Molts eren de gel: els oceans es van formar a partir de la fusió dels meteorits més l'aigua que s'alliberava de l'interior de la Terra a través de l'activitat volcànica. Les dimensions de la Terra eren les idònies per permetre mantenir una atmosfera extremament rica en CO₂.

1.2.7. MÉS METEORITS

Fa 3.900 milions d'anys, i durant 200 milions d'anys, la Terra va estar sotmesa a un altre període d'impactes intensos de meteorits. L'erosió els ha esborrat, però els nombrosíssims cràters que hi ha a la superfície de la Lluna en són la prova.

Quan va acabar el segon bombardeig, la Terra va gaudir d'una tranquil·litat geològica suficient per permetre l'aparició de la vida de forma gairebé instantània.

1.2.8. LES MOLÈCULES PREBIÒTIQUES

Hi ha poques evidències sobre la formació de la vida a la Terra i sobre quins van ser els primers estadis evolutius. Se n'han conservat escasses restes fòssils i són de difícil interpretació. Per tant, se'n busca informació en altres planetes o cossos extraterrestres.

La missió *Rosetta*, de l'Agència Espacial Europea, va aconseguir fer aterrar la sonda **Rosetta** damunt

d'un cometa l'any 2014. Es creu que els cometes han estat inalterats des de la seva formació. Les anàlisis fetes per la Rosetta van evidenciar que en la superfície del cometa hi havia una gran quantitat de matèria orgànica simple, similar a la que forma part de la vida terrestre. Per tant, sembla que les primeres molècules orgàniques, precursors de la vida, es podrien haver format a les superfícies dels cometes per efecte de l'exposició de la llum ultraviolada del Sol.

Fa més de 3.700 milions d'anys, alguns cometes haurien impactat a la Terra i hi haurien aportat els elements orgànics necessaris per construir la matèria viva. La transformació de molècules orgàniques inertes en molècules que formen part de la vida és un procés que no coneixem bé i dona peu a moltes interpretacions. L'activitat de la tectònica de plaques al llarg de milions d'anys n'ha esborrat els rastres fòssils. Per tant, avui en dia la recerca se centra en Mart, que podria haver tingut una evolució inicial similar a la de la Terra amb condicions favorables per a la formació de la vida. Aquesta dinàmica s'hauria aturat en un moment similar a la dels primers estadis de la vida de la Terra, quan Mart va perdre l'aigua superficial i part de la seva atmosfera. Seria, per tant, un lloc ideal per trobar-hi traces intactes de les primeres formes de vida.

També s'han generat molècules orgàniques de forma experimental, amb simulacions de l'atmosfera primitiva sotmesa a l'energia elèctrica i tèrmica: són els experiments de Miller i Oró als anys 1954 i 1959, respectivament. Per tant, també és possible que les molècules orgàniques prebiòtiques s'haguessin pogut formar a la superfície de la Terra sota una atmosfera reductora.

És a dir, no hi ha proves evidents per assegurar si les molècules prebiòtiques van tenir un origen exclusivament extraterrestre o terrestre o si van coexistir els dos models. L'única certesa és que les molècules biogèniques eren presents a la Terra en els primers moments de la seva formació.

1.2.9. L'APARICIÓ DE LA VIDA

Hi ha vida a la Terra des de fa 3.700 milions d'anys. Una hipòtesi suggereix que la vida microbiana va aparèixer en ambients hidrotermals propers a zones volcàniques. D'altres assenyalen que les grans mareas que es generaven en aquell moment,

quan la Lluna era molt a prop de la Terra, van facilitar la creació de petites basses d'aigua on, per evaporació, es concentraren les molècules orgàniques. No es descarta un efecte mixt: basses amb una alta concentració de matèria orgànica, alimentades per les aigües marines, que coincidien en punts de surgència d'aigua hidrotermal i que proporcionaven calor i energia.

L'alta concentració de molècules orgàniques en basses d'aigua hauria estat necessària perquè poguessin unir-se i formar cadenes, algunes de molt complexes. La primera forma de vida podria haver sorgit quan una molècula —aïllada de l'exterior— va ser capaç de metabolitzar els elements dissolts a l'aigua i va replicar-se en altres molècules iguals per formar una comunitat.

1.2.10. ELS CIANOBACTERIS

Les primeres formes de vida dins de l'aigua van evolucionar cap a cianobacteris: bacteris procariotes —és a dir, sense nucli, però amb ADN— que obtenien la seva energia amb la fotosíntesi. Els cianobacteris formaven grans colònies —els estromatòlits— en aigües poc profundes on arribava la llum solar.

Els estromatòlits són estructures laminades en forma de coixí, formades per fines làmines on s'alternen capes de cianobacteris i de sediments fins. A partir de la llum i del CO₂, present en grans quantitats tant a l'aigua marina com a l'atmosfera, van produir sucres per al seu creixement i O₂ com a residu. No hi ha evidències del moment en què es van formar els cianobacteris, però ja existien fa 2.700 milions d'anys.

1.2.11. L'OXIGENACIÓ I ELS ORGANISMES EU-CARIOTES

Fa 2.400 milions d'anys hi va haver una gran oxigenació com a producte de la fotosíntesi dels cianobacteris. En el registre geològic, les proves més evidents són les formacions de ferro bandejat (en anglès, Bandet Iron Formation, BIF). Els BIF són roques sedimentàries que s'han format amb l'alternança de capes de minerals de ferro i de sediments. L'excés d'oxigen va fer que el ferro dissolt a l'aigua es transformés en òxid de ferro, que es va precipitar al fons marí per ser una molècula no soluble. D'aquesta manera, el ferro dissolt a l'aigua va controlar la proporció de l'oxi-

gen marí que generaven els cianobacteris. Fa 1.800 milions d'anys, el ferro dissolt a l'aigua es va acabar i va augmentar la proporció d'O₂, tant marí com atmosfèric. Amb una atmosfera rica en O₂ es va formar una consistent capa d'ozó (O₃) per efecte de la radiació solar. Aquesta nova situació va propiciar que els microorganismes evolucionessin per adaptar-se a l'excés d'oxigen. Fa uns 1.500 milions d'anys van aparèixer els organismes eucariotes — amb un nucli cel·lular diferenciat.

1.2.12. EL CRIOGENIÀ

Entre fa 720 i fa 625 milions d'anys, l'acció de la fotosíntesi i la relativa calma en l'activitat volcànica van provocar l'escassetat de CO₂ a l'atmosfera. El diòxid de carboni és el responsable de l'efecte hivernacle; sense aquest efecte, la temperatura de la Terra va davallar i hi va haver dues grans glaciacions que van cobrir de neu i gel més del 90 % de la superfície terrestre. És el període anomenat Criogenià. Els dos episodis glacials, que van durar entre seixanta i quaranta milions d'anys, van congelar l'aigua dels oceans, amb gruixos de gel de centenars de metres. Va acabar amb el predomini dels cianobacteris i es van extingir moltes espècies de microorganismes, però sense que s'aturés del tot l'activitat biològica.

1.2.13. EL JARDÍ D'EDIACARA

Fa 625 milions d'anys, l'increment de l'activitat volcànica i l'escassa fotosíntesi van fer que la proporció de diòxid de carboni a l'atmosfera augmentés, tot reactivant l'efecte hivernacle amb l'augment de les temperatures i la retirada del gel. Això va provocar una ràpida evolució biològica, amb l'aparició de bacteris, plantes, fongs i algunes espècies d'animals, formes de vida que conviuen sense depredació. És el que s'anomena el Jardí d'Ediacara. El nom prové d'unes muntanyes australianes, amb uns jaciments de fòssils on es troba una gran quantitat d'individus d'espècies diferents. Hi ha una trentena de jaciments d'aquesta època repartits per tots els continents.

Les formes de vida de la biota d'Ediacara tenien estructures relativament senzilles, sense parts dures susceptibles de fossilització. La major part eren bacteris que coexistien amb els cianobacteris que cobrien el fons marí. Hi havia organismes unicel·lulars procariotes i eucariotes, i van aparèixer els

organismes multicel·lulars macroscòpics: fongs, plantes i els primers animals, uns organismes multicel·lulars ovalats i plans que podien arribar a tenir més d'un metre de diàmetre, les dickinsònies, que s'alimentaven dels cianobacteris del fons marí.

1.2.14. L'EXPLOSIÓ CAMBRIANA

La fauna d'Ediacara va perdurar fins a la fi del Precambrià, fa 542 milions d'anys, tot coincidint amb un sobtat increment de la biodiversitat: l'explosió cambriana. Amb l'inici del Cambrià van aparèixer els vertebrats i espècies depredadores que van proliferar en detriment de les macroscòpiques. Per exemple, les dickinsònies no estaven adaptades als depredadors i es van extingir ràpidament.

1.3. El Paleozoic: les roques d'Andorra i el registre fòssil (542-251 milions d'anys)

1.3.1. LA TECTÒNICA DE PLAQUES

Fa 4.000 milions d'anys, la Terra, acabada de formar, tenia una escorça superficial prima, de roca solidificada freda. A sota hi havia una roca més tova i calenta, amb moviments lents i constants: el mantell terrestre. Els moviments convectius del mantell terrestre, similars als de l'aigua que bull, van fracturar l'escorça superficial i es van formar diferents plaques que es desplaçaven lentament per la superfície. El moviment de les plaques terrestres és la tectònica de plaques, la responsable de la creació dels continents i dels oceans. A les zones d'unió i de pressió entre les plaques es van formar les muntanyes.

L'evolució i la datació dels continents precambrians s'estudia amb uns minerals molt resistents a l'erosió: els zircons, que tenen isòtops radioactius d'urani i tori que permeten la datació dels minerals al llarg del Precambrià. L'escorça continental més antiga, segons l'estudi dels zircons, es va formar entre 4.000 i 3.800 milions d'anys abans d'ara. Era una escorça estable formada per la diferenciació magmàtica. A partir de fa 3.000 milions d'anys, una tectònica incipient i no constant va fer que l'escorça es trenqués en petites plaques.

Des de fa uns 2.000 milions d'anys, la tectònica de plaques s'ha mantingut constant: és la que provoca els terratrèmols.

1.3.2. LA FORMACIÓ DELS CONTINENTS

Els continents es van formar amb l'acreció de materials més moderns al voltant de les plaques: amb la incorporació d'altres masses continentals o amb l'aportació de materials marins. La ràpida deriva dels continents va provocar freqüents contactes que van aixecar sistemes muntanyosos que, en erosionar-se de forma relativament ràpida, van aportar grans quantitats de sediments als límits continentals.

Els zircons demostren que la tectònica de plaques va formar quatre generacions de supercontinents en diferents moments del Precambrià: fa 2.700, 1.800, 1.100 i 600 milions d'anys. La cinquena generació, i última, de supercontinents va ser la de Pangea, de 300 milions d'anys d'antiguitat. A partir de Rodínia —la tercera generació de supercontinents, fa 1.100 milions d'anys— es pot reconstruir l'evolució dels continents. Rodínia es va fragmentar en tres continents: Gondwana oriental (l'Antàrtida, Austràlia i Índia), Lauràsia (Amèrica del Nord, Groenlàndia i part d'Àsia) i Gondwana occidental (Àfrica, sud i centre d'Europa i Amèrica del Sud). La unió de les dues Gondwanes va formar un continent enorme fa 600 milions d'anys. Més tard, durant el Paleozoic, en el mar situat a l'extrem nord de Gondwana es van dipositar els sediments marins que formarien part del substrat rocós d'Andorra. Aquestes roques es van fracturar i plegar quan els dos supercontinents, Gondwana i Lauràsia, es van unir per formar un únic continent: Pangea.

1.3.3. EL PALEOZOIC

Totes les roques, sense excepció, es van formar dins del període geològic anomenat Paleozoic, que significa «vida antiga». El Paleozoic va començar fa 542 milions d'anys, coincidint amb la màxima evolució en diversitat dels éssers vius. Va acabar fa 251 milions d'anys, amb l'extinció massiva d'espècies més gran de la història. Durant els 290 milions d'anys que va durar el Paleozoic hi va haver una enorme evolució en la vida, a més d'importants canvis en la paleogeografia dels continents.

El Paleozoic es subdivideix en sis períodes de temps més petits, determinats segons grans can-

vis globals en la Terra i per aparició i desaparició d'espècies: el Cambrià (542-488 milions d'anys), l'Ordovicià (488-444 milions d'anys), el Silurià (444-416 milions), el Devonià (416-359 milions), el Carbonífer (359-300 milions) i el Permià (300-251 milions).

1.3.4. EL PALEOZOIC I LES ROQUES D'ANDORRA

Tots els períodes de temps en què es divideix el Paleozoic —excepte el Permià— són representats a Andorra per formacions rocoses concretes. Les roques d'Andorra són el producte de la litificació dels sediments que es van dipositar des del Cambrià fins al Devonià, en un context ambiental i geogràfic molt diferent de l'actual. Durant el Carbonífer es van deformar totes les roques sedimentàries a causa de l'anomenada orogènia herciniana. Les roques del Carbonífer són representades per roques plutòniques del tipus granodiorita.

Les roques sedimentàries no tenen una distribució geogràfica característica a Andorra, perquè l'orogènia herciniana va fracturar les capes i les va apilar, amb superposicions repetitives de capes més antigues damunt les més modernes: els encavalcaments. Aquesta superposició de capes, més el replegament de totes, va fer que les roques sedimentàries de diferents edats estiguessin presents a gairebé tot el territori. No obstant això, les més antigues estan situades a l'extrem nord del país.

Avui no hi ha informació prou precisa per calcular el gruix de sediments originals dipositats durant el Paleozoic a Andorra. A sectors més orientals dels Pirineus se n'han calculat gruixos de tres quilòmetres.

1.3.5. EVOLUCIÓ DELS CONTINENTS DURANT EL PALEOZOIC

L'evolució del clima i de la vida durant el Paleozoic està estretament lligada a la distribució dels paleocontinents. El Paleozoic es divideix en dos grans episodis: l'inferior —des del Cambrià fins al Silurià— i el superior, que comprèn el Carbonífer i el Permià. El Devonià és un període de trànsit.

Durant el Paleozoic inferior hi havia un enorme continent, anomenat Gondwana, del qual es deriven gran part dels continents d'avui: Àfrica,

Amèrica, Europa central i meridional, l'Antàrtida, Austràlia i el centre i el sud d'Àsia. Durant l'Ordovicià, Gondwana s'estenia des de gairebé el pol Nord fins a la zona subtropical de l'hemisferi sud, passant per l'equador. Hi havia altres continents més petits: a tocar de Gondwana, Laurèntia (la part central i est d'Amèrica del Nord), i Sibèria i Bàltica (el que seria avui Escandinàvia més l'àrea del Bàltic). Durant el Paleozoic superior van col·lidir —i al final es van fusionar— totes les plaques, i es va crear un gran continent anomenat Pangea. Els sediments litificats —que es van dipositar des del Cambrià fins al Devonià dins dels antics mars que separaven les masses continentals— van quedar pinçats, comprimits i replegats en les línies de sutura entre els diferents continents: és l'orogènia herciniana (o varisca). El replegament va donar lloc a l'engruiximent de les formacions sedimentàries: la Serralada Herciniana, que s'estenia dels Apalatxes cap a la península Ibèrica, França, la Gran Bretanya, Alemanya i l'Europa central. A més, ocupava la Mediterrània occidental (on s'inclou Andorra), Algèria, el Marroc i Mauritània.

Des de finals del Carbonífer i durant tot el Permià, el supercontinent Pangea —que tenia unes dimensions enormes, mai vistes a la Terra— abraçava els dos hemisferis i estava rodejat per un superoceà anomenat Pantalassa. Mentre que el marge occidental de Pangea era rectilini, l'oriental tenia una gran obertura on se situava el mar de Tetis, que connectava amb Pantalassa en el lloc on avui hi ha l'oceà Pacífic. Lluny del Paleozoic, el tancament del mar de Tetis va originar el mar Mediterrani.

1.3.6. L'EVOLUCIÓ DE LA VIDA DURANT EL CAMBRIÀ

El Cambrià és un dels períodes en què hi va haver més evolució i diversificació biològica. Va començar amb l'explosió de la diversitat càmbrica, que va suposar l'aparició d'una gran part dels actuals fílums de les espècies (el fílum, o *phylum*, és un nivell de classificació o rang taxonòmic d'espècies més detallat que el regne): equinoderms, mol·luscs, anèl·lids, amfibis, artròpodes, cordats... Hi ha la hipòtesi que l'aparició de la depredació va comportar una evolució ràpida i constant de les espècies per adaptar-se als ecosistemes hostils.

A diferència del Precambrià, a les roques del Cambrià hi ha abundància de restes fòssils que per-

meten estudiar l'evolució de la vida. Durant el Cambrià, les espècies animals van començar a desenvolupar exoesquelets durs que, un cop mort l'individu, es van preservar i fossilitzar dins dels sediments. Durant aquesta diversificació també van aparèixer els primers esculls de corall. Els organismes més representatius del registre fòssil són els trilobits i els arqueociats, uns organismes similars a esponges que eren capaços de crear colònies i formar esculls en mars poc profunds. Tots dos organismes, trilobits i arqueociats, van estar presents durant tot el Paleozoic i van desaparèixer en l'extinció del final del Permià.

1.3.7. LA VIDA DURANT L'ORDOVICIÀ

Si el Cambrià va ser el moment d'explosió de la biodiversitat, l'Ordovicià va representar la màxima expressió de la fauna paleozoica, en un temps en què el dia durava una vintena d'hores i on encara no hi havia vida en terra ferma. Durant l'Ordovicià hi ha haver un gran augment en el nombre de tàxons: nautiloïdeus, conodonts i bivalves. També van aparèixer diferents formes de vida: graptòlits, briozous, gasteròpodes, cefalòpodes, crinoïdeus... A més, van aparèixer els grans bioconstructors marins de coralls. Els trilobits i els braquiòpodes del Cambrià es van mantenir en gran nombre amb l'aparició de nous tàxons que van substituir els antics. En aquest moment van sorgir els grans invertebrats marins.

La fi de l'Ordovicià va coincidir amb una extinció massiva que va afectar el 85 % de les espècies. Les causes d'aquesta extinció són incertes. Una de les hipòtesis és que de sobte hi va haver una gran glaciació que va perdurar mig milió anys. A més de la davallada de la temperatura dels oceans, la formació d'un gran casquet per damunt de Gondwana va provocar un descens del nivell del mar que va assecar les grans plataformes marines i va provocar la mort de moltes espècies que hi vivien. Hi ha científics que postulen que l'origen de l'extinció hauria estat extraterrestre, quan l'explosió d'una supernova va emetre una quantitat letal de rajos gamma que van afectar la vida a la Terra perquè la capa protectora d'ozó tenia poc gruix.

1.3.8. SILURIÀ, DEVONIÀ I CARBONÍFER

El Silurià va començar amb la fi de la glaciació, amb un clima més càlid. Durant aquest període

geològic, les primeres plantes vasculars van iniciar la colonització fora de l'aigua. També van aparèixer els primers peixos, com ara el *cephalaspis*.

Durant el Devonià hi va haver la màxima expansió de les plantes damunt dels continents i una incipient colonització dels animals en terra ferma, encapçalada pels amfibis, fruit de l'evolució d'algunes espècies de peixos. Alguns amfibis tenien una llargada superior al metre, com l'*hynerpeton*, amb uns pulmons ben desenvolupats per aprofitar una atmosfera suficientment rica en oxigen. Van aparèixer els primers insectes: miriàpodes i aràcnids. Tot i la situació de bonança climàtica, i sense saber-ne la causa, al final del Devonià trobem un segon període d'extinció massiu d'espècies.

Durant el Carbonífer hi va haver la màxima expansió vegetal amb extensos boscos d'unes formes primitives de falgueres que ocupaven entorns pantanosos. La gran massa vegetal va fer augmentar la proporció d'oxigen a l'atmosfera, que va ser la més alta de tota la història de la Terra. Les restes vegetals es van convertir en carbó i van donar nom a aquest període geològic.

L'exuberància de la flora continental durant el Carbonífer va afavorir l'expansió dels animals terrestres: insectes, amfibis i, tímidament, rèptils. És quan van aparèixer els ancestres dels mamífers i els dinosaures. Els ous dels amfibis es van recobrir amb una closca dura que els va permetre deixar els ous fora de l'aigua i avançar terra endins. L'alta quantitat d'oxigen a l'atmosfera va propiciar el creixement desmesurat dels insectes i dels aràcnids, que van arribar a tenir més de mig metre de llargada.

1.3.9. EL PERMIÀ I LA GRAN EXTINCIÓ

Durant el Permià, la presència del megacontinent Pangea va fer que el clima es tornés més sec i extrem. Amb aquest clima més hostil, els boscos de grans falgueres van recular, cosa que va fer baixar la proporció d'oxigen a l'atmosfera. En aquest context van aparèixer les primeres coníferes, plantes capaces de suportar climes extrems. Els insectes i les aranyes gegants van desaparèixer, però els rèptils van evolucionar cap a diferents formes de mida més gran.

El Paleozoic va finalitzar amb l'extinció massiva d'espècies més gran que hi ha hagut a la història: van desaparèixer gairebé el 95 % de les espècies

marines i el 70 % de les terrestres, i la vida a la Terra va estar a punt de desaparèixer totalment. L'extinció va tenir lloc en diverses fases, causades per la suma de diversos factors: grans fluctuacions del nivell del mar, extrema aridesa, impactes meteorics, augment del vulcanisme i alliberament de compostos químics letals —com el sulfur d'hidrogen—, que va afectar la vida aquàtica.

1.3.10. LES ROQUES MÉS ANTIGUES D'ANDORRA: EL CAMBRIÀ I L'ORDOVICIÀ INFERIOR

Les roques més antigues a Andorra s'agrupen dins del període anomenat Cambroordovicià, que abasta tot el Cambrià fins al límit de l'Ordovicià inferior, fa uns 472 milions d'anys. Són grans formacions rocoses formades per sediments siliciclàstics, generalment molt fins, amb ocasionals trams carbonatats dipositats en un fons marí. Els sediments litificats que conformen avui Andorra es van dipositar a l'extrem septentrional del continent Gondwana, al talús d'una enorme plataforma marina amb una amplada de més de 2.000 km que ocupava des del sud del Sàhara fins a pràcticament l'Europa central. En aquest punt hi va haver grans aportacions de sediments procedents de la part central del continent: d'Aràbia i l'Alt Egipte. La gran extensió de la plataforma de Gondwana contrasta amb les de les plataformes marines actuals que tenen, com a molt, una extensió màxima de 500 km.

El conjunt de roques sedimentàries més representatiu d'aquest període és el que els geòlegs anomenen la Formació Jujols: roques molt ben laminades, amb capes molt fines de sediments de pissarres fosques o gresos que s'alternen amb capes centimètriques de quarsites i, puntualment, de calcàries. L'alta laminació és la prova que els sediments es van dipositar en un fons marí tectònicament tranquil i sense organismes remobilitzadors.

És molt difícil datar les formacions del Cambroordovicià a Andorra. Les roques se situen en un ampli lapse de temps, d'uns 70 milions d'anys. Aquestes roques més antigues són a l'extrem nord d'Andorra i han estat molt modificades per processos geològics posteriors a la seva sedimentació (deformació, calor i pressió durant diversos milions d'anys). L'estudi geològic regional assegura que aquests sediments es podrien sit-

uar a l'inici del Cambrià —entre 540 i 510 milions d'anys. El límit inferior de la Formació Jujols se situaria cap als 480 milions d'anys, dins de l'Ordovicià. A diferència del que passa a la zona nord d'Andorra, les roques del Cambroordovicià del sud de les Valls tenen un bon estat de preservació que permet observar les estructures sedimentàries originals. Aquestes roques no contenen fòssils. Possiblement, la zona de sedimentació, situada en un mar profund, prop del pol geogràfic durant l'inici de l'Ordovicià, no afavoria la vida dels organismes.

En acabar l'Ordovicià inferior hi va haver una certa activitat volcànica. El terreny d'Andorra va emergir a la superfície i va començar un període de temps sense cap tipus de sedimentació que va durar uns 35 milions d'anys.

1.3.11. LES PRIMERES ROQUES D'ANDORRA AMB RESTES FÒSSILS: L'ORDOVICIÀ SUPERIOR

El canvi de clima global de l'Ordovicià superior (entre 461 i 444 milions d'anys) va fer augmentar el nivell del mar, que va ocupar grans extensions continentals. El desplaçament de Gondwana va modificar la situació dels Pirineus, que van quedar entre els quaranta i els cinquanta graus de latitud sud, on les masses d'aigua més calentes van afavorir la creació de bioconstruccions i el desenvolupament de carbonats. Aquesta bonança climàtica, més la presència d'un mar poc profund, va fer que en determinats moments hi hagués vida.

A l'inici de l'Ordovicià superior, el mar va recuperar terreny i va recomençar la sedimentació. Amb l'augment del nivell del mar l'escorça es va distendre i van aparèixer depressions tectòniques dins del mar, en les quals es van acumular molts sediments. En aquell moment, Andorra estava situada en una d'aquestes depressions, que era més fonda cap al nord. En aquesta depressió hi havia un gran ventall al·luvial format per un riu provinent de Gondwana. A Andorra, les roques de l'Ordovicià superior estan representades per roques amb clastos grollers — fragments de roques sedimentàries— que tendeixen a ser més fins en els sediments més moderns, com els conglomerats de la Formació de la Rabassa. Hi ha dues formacions geològiques de l'Ordovicià superior amb restes fòssils: la Formació Cava, de microconglomerats, sorres i lutites, i la Formació Estana, de roques calcàries. A la Formació Cava s'identifiquen braquiòpodes i briozous. A la Formació

Estana hi ha molts briozous, crinoïdeus i restes d'equinoderms situats en petites lentícules. Les dues formacions són presents al sector sud del país i, més puntualment, a l'est de la parròquia de la Massana. A la Rabassa és on hi ha la màxima densitat de fòssils d'organismes que van viure en un paleoambient de grans prats submarins en aigües poc profundes.

La successió estratigràfica de l'Ordovicià superior acaba amb la Formació de la Quarsita de Bar, una roca siliciclàstica dipositada en un ambient sense precipitació de carbonats. La presència d'ones suaus en la roca indica que els sediments es van dipositar en aigües molt poc profundes, sotmeses a corrents marins. La formació correspon a un moment de reculada del mar en aigües molt fredes, compatible amb una glaciació global al final de l'Ordovicià.

1.3.12. LES ROQUES NEGRES D'ANDORRA: EL SILURIÀ

Durant el Silurià, la sedimentació va tenir lloc en plataformes marines d'un mar relativament poc oxigenat. L'ambient era particular, amb unes condicions anaeròbiques i reductores propícies per a la formació de dipòsits d'argiles negres, extremament rics en matèria orgànica. L'alta presència de pirites indica que hi havia una alta concentració de sulfurs d'hidrogen. Tot i que era un ambient extrem, en aquest mar hi havia vida, representada per fòssils que es troben en molts afloraments de la meitat sud d'Andorra: els graptòlits i l'*Orthoceras*. Aquest fòssil —un cefalòpode antecessor del calamar— és fàcilment identificable per la closca cònica i allargada.

A la part superior del Silurià hi ha una capa calcària que correspon a moments d'una major oxigenació de l'aigua marina que va permetre la precipitació de carbonats i la proliferació de coralls i gasteròpodes. Localment pot haver-hi una gran abundància de crinoïdeus i mol·luscs. Aquestes formacions calcàries són restes de paleoambients d'esculls coral·lins que es troben als jaciments andorrans amb la màxima densitat de fòssils (la Rabassa, Pal, el port Negre).

1.3.13. LES ROQUES DEL DEVONIÀ A ANDORRA

Els sediments devonians es van dipositar en una plataforma marina situada en aigües poc pro-

fundes a l'extrem sud-occidental del mar de Tetis. Aquesta plataforma estava limitada al nord per la Placa Europea, a l'oest per Laurèntia i al sud per Gondwana. En relació amb els períodes anteriors, l'arribada de sediments des dels continents va ser relativament baixa, i això va permetre la formació de gruixos importants de sediments carbonats. Aquesta menor càrrega de sediment per part dels rius s'atribueix a una menor erosió a causa de la colonització del continent per part de la vegetació. A les calcàries del Devonià, els fòssils estan bàsicament trencats i arrodonits: la plataforma marina estava sotmesa a corrents marins importants que transportaven els organismes una vegada morts. Les roques sedimentàries del Devonià a Andorra estan representades per roques calcàries de color ocre o gris, que sovint formen parets rocoses. En són exemples el roc del Quer de Canillo, les calcàries que hi ha entre la Massana i Ordino, el pic del Casamanya, el roc de Persoma i la muntanya de Rocafort.

1.3.14. LES ROQUES GRANODIORÍTIQUES D'ANDORRA: EL CARBONÍFER

El Carbonífer està representat a Andorra per dos episodis. El primer va ser l'orogènesi herciniana, que va fracturar i plegar els sediments litificats que havien estat dipositats anteriorment. El segon, la intrusió de magma que va originar les roques plutòniques quan es va solidificar.

L'estudi de les estructures geològiques relacionades amb l'orogènesi herciniana indica que el que és avui el substrat rocós d'Andorra estava situat plenament a l'interior de la Serralada Herciniana, una cadena de muntanyes fruit dels plegaments que travessava el que avui és Europa. Aquestes roques, però, es van veure afectades per un metamorfisme de baixa intensitat: van estar sotmeses a pressions i temperatures poc elevades.

Al final de l'orogènesi herciniana —ara fa entre 305 i 310 milions d'anys— va ascendir una gran massa de magma que, en solidificar-se lentament a l'interior de la Terra, va acabar formant les roques granodiorítiques de l'anomenat plutó d'Andorra-Montlluís. Aquesta gran massa granodiorítica aflora als Pirineus des d'Andorra fins al coll de Montlluís, a l'extrem est de la Cerdanya. El seu extrem sud és situat al Pont de Bar, al Baridà, i el límit nord arriba fins a Pessons, a la parròquia d'Encamp. A Andorra,

les roques granodiorítiques representen aproximadament el 35 % de la superfície del territori; entre d'altres llocs, afloren al massís d'Enclar, a la vall del Madriu i al circ de Pessons.

La Serralada Herciniana es va aixecar d'una manera relativament ràpida i estava formada per muntanyes que podrien ser tan elevades com els actuals Alps. Però, a mesura que el terreny ascendia, estaven sotmeses a una intensa erosió. A les acaballes del Permià, ara fa uns 251 milions d'anys, la serralada s'havia convertit en extenses planes dins del continent Pangea.

1.4. El Mesozoic: dinosaures i roques pirinenques (251-65 milions d'anys)

1.4.1. El Mesozoic

Aquesta era geològica s'estén al llarg de 186 milions d'anys. Aquest gran lapse de temps va ser molt important per a l'evolució de la vida i també perquè es va iniciar la configuració continental que tenim avui. Al Pirineu s'hi ha conservat un important registre litològic i fòssil.

Al final del Mesozoic, la zona axial i oriental del Pirineu —on es troba Andorra— va estar sotmesa a una erosió molt important durant molt de temps, durant l'aixecament de la Serralada Pirinenca, que va desmantellar les roques mesozoiques, més recents, i va deixar al descobert les paleozoiques del basament. El nord i el sud del Pirineu, que es van aixecar més tard, van estar menys temps sotmesos a l'erosió, i s'hi troben roques dels sediments mesozoics. Així, el Mesozoic és una part de la història natural d'Andorra de la qual tenim elements als territoris veïns —a l'Alt Urgell i a l'Arieja—, però no pas al propi. Els geòlegs divideixen l'era mesozoica en tres períodes: el Triàsic, el Juràssic i el Cretaci.

1.4.2. PALEOGEOGRAFIA I CLIMATOLOGIA DEL MESOZOIC

Al final del Permià, ara fa uns 251 milions d'anys, Pangea era l'únic continent de la Terra. La gran Serralada Herciniana havia quedat reduïda a rel-

leus molt suaus, gairebé plans. A la costa oriental hi havia un enorme golf situat gairebé a l'equador: era el mar de Tetis. El Pirineu estava situat a la part més occidental del mar de Tetis, a tocar de Pangea. A Pangea hi havia una multitud de climes: des dels més freds, a les altes latituds, fins als càlids equatorials. Les extenses planes de l'interior del continent en latituds mitjanes eren àrides, sotmeses a un clima sec i calent. Tetis, situat a una latitud baixa, tenia un clima molt similar al del Carib actual. Pel que fa a l'evolució dels continents, hi ha un diferent comportament durant els tres períodes del Mesozoic.

Al Triàsic hi va haver tranquil·litat tectònica: al final del període es van separar Gondwana i Lauràsia amb la formació de petites fosses allà on més endavant s'obriria l'Atlàntic nord.

Al Juràssic inferior es va obrir l'Atlàntic central, on avui hi ha el golf de Mèxic; el trencament de Pangea entre Euràsia i Gondwana va fer connectar el mar de Tetis amb l'Atlàntic central a través del sud de la península Ibèrica.

També durant el Juràssic es va separar la Gondwana oriental (l'Índia, Austràlia i l'Antàrtida) de l'occidental (Amèrica del Sud i Àfrica). El que seria el Pirineu estava localitzat a la Placa Euroasiàtica, en una zona estable.

Durant el Cretaci inferior es van separar Amèrica del Nord i Europa. Gondwana occidental es va separar en dos continents: Amèrica del Sud i Àfrica. Gondwana oriental es va separar i va donar pas a l'Índia, Madagascar i Austràlia. La Placa Ibèrica es va separar de l'europea i es va formar un mar profund on avui hi ha el Pirineu. Al Cretaci superior es va obrir definitivament l'Atlàntic nord, que va empènyer Europa contra Àfrica: això va suposar l'inici de l'orogènia alpina. La compressió entre Àfrica i Europa contra la Placa Ibèrica va deformar les roques sedimentàries: fou l'origen del Pirineu.

Al final del Mesozoic, Pangea estava totalment fragmentada en els continents que coneixem, a punt per a la deriva continental.

1.4.3. L'EXTINCIÓ PERMOTRIÀSICA

Al final del Permià —el període final del Paleozoic— hi va haver l'extinció més gran de tota la història de la Terra: l'extinció permotriàsica (P/T), que va afectar el 96 % de les espècies marines i el 74 % de les terrestres. L'extinció va ser ràpida i dràstica des del

punt de vista del temps geològic: va tenir lloc en menys d'un milió d'anys.

L'extinció la van provocar diverses causes encadenades: una gran davallada del nivell del mar, extraordinàries erupcions volcàniques a Sibèria i l'avenç de les aigües marines, poc oxigenades i letals per a moltes formes de vida que haurien subsistit fins llavors.

Després de l'extinció P/T, la vida es va recuperar lentament. Les gimnospermes (les actuals coníferes) eren presents en tots els climes terrestres, menys a les extenses àrees ermes al centre de Pangea. En zones humides, les falgueres dominaven els terrenys temperats i les cicadàcies (antecessores de les palmeres) ho feien a les zones càlides. A finals del Mesozoic van aparèixer les angiospermes —les plantes amb flors.

Els ammonits eren els principals animals marins, amb belemnits (actuals pops, sípies i calamars), gasteròpodes, equínids, ostracodes, caròfits, orbitolines i, al final del període, foraminífers. Els rudistes, amb els coralls, les esponges i les algues, van ser els grans bioconstructors d'esculls.

Els rèptils, tot i que moltes espècies del Permià van desaparèixer després de l'extinció P/M, van manifestar una gran evolució cap als rèptils actuals i sobretot cap als arcosaures. Els arcosaures (similars als actuals cocodrils) apareixen just a l'inici del Mesozoic i van ser un èxit rotund evolutiu que no va trigar a evolucionar cap als dinosaures (al voltant dels 230 milions d'anys abans d'ara) i els pterosaures o sauris voladors (al voltant de 245 milions d'anys), entre d'altres.

Després de l'extinció, l'evolució va continuar el seu camí: va ser el gran moment dels rèptils i els dinosaures.

1.4.4. QUAN ELS DINOSAURES POBLAVEN LA TERRA

A l'inici del Juràssic, els dinosaures van encapçalar el relleu evolutiu i van ser preponderants. Eren molt diversos des dels punts de vista taxonòmic, morfològic i ecològic. Eren presents en tots els continents, independentment del seu clima. Se n'han identificat més de 500 gèneres i s'estima que durant tot el Mesozoic n'hi va haver al voltant de 3.400. A mitjan Juràssic, una branca evolutiva dels dinosaures va començar a tenir plomes: és l'aparició del gènere *Anchiornis*: els

avantpassats de les més de deu mil espècies d'aus. Durant el Juràssic i el Cretaci, les espècies de sauris van evolucionar cap a formes cada vegada més grans. A final del Juràssic (fa 154 milions d'anys) va aparèixer el dinosaure terrestre més gran: el braquiosaure, un herbívor de més de deu metres d'alçada i setanta tones de pes. L'animal més gros de tota la història natural va aparèixer al Juràssic mitjà (ara fa 160 milions d'anys): el liopleurodon, que vivia a l'oceà, pesava unes 150 tones i tenia uns 25 metres de llargada. El popular tiranosaure rex, el depredador més gros i voraç que ha existit mai a la Terra, feia quatre metres d'alt i pesava set tones. Va aparèixer fa 67 milions d'anys, poc abans del final del Mesozoic.

Els sinàpsids eren uns rèptils mamiferoides. Després de l'extinció P/T van evolucionar i, al final del Triàssic, ja eren mamífers. Amb la gran varietat de sauris i rèptils durant el Juràssic i el Cretaci, els mamífers van quedar relegats a petites dimensions —els més grossos eren com un gat— i intentaven no competir. Gràcies a la seva gran capacitat d'adaptació i al fet que poden mantenir la temperatura corporal pel seu propi metabolisme i per l'existència del pèl protector van ser capaços d'adaptar-se a l'hàbit nocturn i a les temperatures baixes.

1.4.5. L'EXTINCIÓ K-T

L'extinció K-T —o extinció del Cretaci-Terciari— representa el final del Mesozoic i l'inici de l'era terciària o Cenozoic. Van desaparèixer el 84 % de les espècies; entre d'altres, tots els dinosaures. No es coneix del cert la causa de l'extinció. Les espècies es van anar extingint selectivament durant un cert temps i no totes les extincions coincideixen amb el límit K-T. N'és una raó l'aparició de les plantes amb flor, que van fer recular les grans gimnospermes, una font important d'alimentació dels dinosaures. N'és una altra l'augment del vulcanisme, que va conduir a una aportació letal d'anhídrid carbònic a l'aire i a l'aigua. També es creu que els dinosaures van créixer massa i que eren poc eficients respecte al medi. Una altra teoria suggereix que els mamífers, bàsicament nocturns, es van fer més hàbils i van competir amb els dinosaures prenent-los els ous i, per tant, malmetent-ne la descendència.

L'any 1980 va sorgir una nova hipòtesi: l'impacte d'un gran meteorit a la Terra. N'és la prova la

presència d'un estrat molt ric en iridi a les roques sedimentàries, just en el trànsit entre el Cretaci i el Cenozoic. L'any 1991 es va descobrir un enorme cràter al golf de Mèxic, datat també a finals del Cretaci. L'impacte del meteorit sobre la Terra hauria emès una enorme quantitat de pols cap a l'atmosfera que va limitar l'arribada de la llum solar a la superfície terrestre malmetent les espècies vegetals grans, font d'aliment dels sauris herbívors. La davallada de població dels herbívors va afectar els carnívors, fins a l'extinció. Els petits mamífers van ser capaços d'adaptar-se a un medi fred i amb escassetat d'aliments. Els més de 160 milions d'anys d'èxit evolutiu i dominància que van tenir els sauris durant el Mesozoic no els van servir de res davant d'aquest episodi d'extinció massiva. És un bell exemple de la premissa de Darwin sobre l'evolució de les espècies: «No és l'espècie més forta la que sobreviu, ni la més intel·ligent, sinó la que s'adapta millor als canvis.»

1.4.6. LES ROQUES MESOZOIQUES DE LA VALL DEL SEGRE: BUNTSANDSTEIN, MUSCHELKALK I KEUPER

On avui s'aixequen els Pirineus—damunt de la Serralada Herciniana erosionada durant el Permià—es van dipositar grans volums de sediments amb fòssils. La presència de roques sedimentàries del Triàsic significa la fi de qualsevol relleu de l'antiga Serralada Herciniana i la immersió dins del mar. Les roques sedimentàries del Mesozoic que hi havia a Andorra—que avui estan del tot erosionades—eren molt similars a les que es troben a l'Alt Urgell i al Pallars. Seguint la vall del Segre es pot descriure l'evolució paleoambiental del Mesozoic: les roques més antigues són al nord i les més modernes al sud.

Durant el Triàsic hi havia una gran plataforma que anava des del sud de l'actual Placa Ibèrica fins al mar del Nord passant per la costa catalana, el Pirineu, França, Alemanya i Polònia: era el límit occidental del mar de Tetis. Al Pirineu hi ha les tres unitats geològiques del Triàsic, molt replegades per l'orogènia alpina, definides per geòlegs alemanys l'any 1834. De dalt a baix són: Buntsandstein, Muschelkalk i Keuper. Les diferents unitats equivalen a grans avenços i retrocessos del mar damunt d'una plataforma continental estable. Les roques del Buntsandstein són conglomerats,

gresos, argiles i lutites de color roig grana. Representen extenses planes fluvials ermes eventualment envaïdes pel mar on els rius provinents de la Pangea, situada a l'oest, aportaven sediments molt fins. A l'Alt Urgell, la sedimentació va començar a partir del Permià superior. N'hi ha afloraments sobretot a la zona de Guils del Cantó i Noves de Segre. Les roques de Muschelkalk són calcàries i dolomies. La sedimentació representa la inundació total de la plana fluvial per un mar de poca fondària en un clima càlid. Les roques pirinenques del Muschelkalk contenen petits fòssils marins, foraminífers i braquiòpodes, i marques dels organismes que excavaven i es nodrien dels sediments. A la vall del Segre afloren calcàries del Muschelkalk a Noves de Segre.

El Keuper està format per argiles de color variable. La litologia representa l'evaporació de l'aigua en un mar poc profund en un clima càlid i sec propici a la formació d'aigües amb una alta concentració de sals. També s'hi troben roques volcàniques típiques del vulcanisme submarí que mostren l'inici de la separació entre Amèrica del Nord i Euràsia. A la vall del Segre, les fàcies del Keuper afloren a la vall de Tost.

Durant el Juràssic, el Pirineu era una conca allargada i submergida en un mar poc profund, dins del continent que unia l'Atlàntic central i el mar de Tetis. L'estabilitat de la conca, la poca fondària de l'aigua i el clima càlid van afavorir la deposició de grans paquets de sediments carbonatats i fangs que van generar les roques calcàries i les margues de la vall del Segre. El congost de Trespunts ens mostra un excepcional tall geològic, amb continuïtat des del Juràssic fins al Cretaci inferior.

Al Cretaci inferior es va trencar la plataforma de sedimentació que havia romàs estable durant el Triàsic i el Juràssic, i es va formar un mar profund entre Europa i Ibèria. A l'inici del Cretaci superior es va intensificar l'enfonsament. A la part central i nord del que és avui el Pirineu es va formar un veritable rift, amb profundes fosses submarines a l'extrem nord. A la vall del Segre, les grans formacions calcàries de Coll de Nargó i de l'embassament d'Oliana representen una plataforma sedimentària situada al límit sud del rift pirinenc.

A la fi del Cretaci superior va començar un aixecament del terreny al nord i centre dels Pirineus com a conseqüència de la compressió entre Ibèria i Eu-

ràsia. Les fosses es van tancar i es van aixecar els dipòsits sedimentaris. Al sud hi havia extensos patamolls, desconnectats del mar, on es van sedimentar les fines argiles vermelles que afloren ara a la conca de Tremp, amb excepcionals restes fòssils de dinosaures.

1.5. El Paleogen: la formació del Pirineu (65-23 milions d'anys)

1.5.1. EL CENOZOIC

La fi del Mesozoic va coincidir amb la desaparició dels dinosaures, fa 66 milions d'anys, i amb l'inici del Cenozoic, l'era geològica en què ens trobem. El nom li prové del grec i significa «animals nous»: en aquesta era hi han viscut pràcticament els mateixos tàxons biòtics que hi ha avui. El Cenozoic es subdivideix en tres períodes geològics: el Paleogen (de 55 a 23 milions d'anys), el Neogen (de 23 a 2,6 milions d'anys) i el Quaternari (des de fa 2,6 milions d'anys fins ara).

El Paleogen es subdivideix en tres èpoques geològiques: el Paleocè (66-56 milions d'anys), l'Eocè (56-34 milions d'anys), i l'Oligocè (34-23 milions d'anys).

1.5.2. L'EVOLUCIÓ DE LA PALEOGEOGRAFIA DEL PALEOGEN

Durant el Paleogen es va eixamplar l'oceà Atlàntic i els continents que es van crear amb la disgregació de Pangea van continuar a la deriva. Es va tancar el mar de Tetis i es va formar la Mediterrània. Al pol sud, l'Antàrtida pràcticament no es va moure.

El moviment continental durant el Paleogen és a l'origen de les grans serralades que hi ha avui a la Terra: les Rocalloses, Sierra Nevada i els Andes es van formar per la deriva dels continents americans cap a l'est. L'arc alpí —est-oest— que dibuixen les serralades del sud d'Europa i Àsia (des de la Cantàbrica fins al Caucas) es va formar pel xoc del continent africà amb la Placa Euroasiàtica. L'Himàlaia va sorgir del xoc del subcontinent indi amb Àsia.

L'obertura de l'Atlàntic a través de la dorsal

oceànica i la deriva d'Àfrica cap al nord es van esdevenir al mateix temps. Aquests moviments van empènyer la petita Placa Ibèrica cap al nord i va quedar comprimida entre Àfrica i Europa. Aquesta compressió és a l'origen de la Serralada Pirinenca.

1.5.3. EL CLIMA DURANT EL PALEOGEN

El clima del planeta durant el Paleogen va tendir a l'escalfament, lent i progressiu, que es va iniciar al Juràssic. L'escalfament va tenir el seu màxim absolut a inicis de l'Eocè amb l'anomenat «òptim climàtic de l'Eocè». Després d'aquest episodi hi va haver un refredament climàtic gradual, que arriba fins a l'actualitat amb múltiples oscil·lacions d'ordre menor.

Durant el Paleogen i l'Eocè, el clima era càlid, uniforme i relativament humit. No hi havia grans contrastos entre els pols i l'equador i, per tant, probablement no hi havia casquets polars. Després de l'òptim climàtic de l'Eocè, les temperatures van disminuir i van aparèixer els primers casquets glacials —petits i efímers— a l'Antàrtida.

En el trànsit entre l'Eocè i l'Oligocè, es va esdevenir un refredament molt sobtat que va durar un milió d'anys, gairebé tot l'Oligocè. Aquesta glaciació va formar l'actual casquet de gel a l'Antàrtida: és el que ha arribat fins avui, però amb importants fluctuacions en la seva extensió. El corrent marí circumpolar que es va generar amb l'allunyament de l'extrem sud d'Amèrica va impedir l'arribada d'aigües marines més càlides a l'Antàrtida.

Cap a la fi de l'Oligocè, el planeta es va escalfar, sense arribar als nivells de les èpoques anteriors.

1.5.4. L'EVOLUCIÓ DE LA VIDA AL PALEOCÈ I L'EOCÈ

La flora de l'inici del Paleogen era similar a la de la fi del Cretaci, amb una evolució important de les plantes de flor (les angiospermes). El clima càlid del Paleocè i de l'Eocè va afavorir el creixement de boscos subtropicals a latituds molt elevades que, durant l'òptim climàtic, van arribar fins als pols. La flora més característica de les zones àrtiques eren plantes de fulla ampla, més adaptades a les variacions estacionals de la llum.

A l'inici del Paleocè, els mamífers eren petits i poc diversos, sovint d'hàbits nocturns. Pocs milions d'anys després, una gran diversitat de mamífers —que ocupaven tots els nínxols ecològics que havien

quedat buits amb l'extinció dels dinosaures— va colonitzar la Terra. Eren de dimensions més grans i ja n'hi havia de carnívors. Durant l'òptim climàtic de l'Eocè, coincidint amb la màxima expansió dels boscos subtropicals, hi va haver la màxima diversitat de mamífers i van aparèixer els ordres més comuns d'avui: cetacis, primats, èquids, paquiderms, òvids, bovins...

Les aus gegants del Paleocè —les més representatives eren les del gènere *Gastornis*, de dos metres d'alçada i amb un gran bec— depredaven els petits mamífers.

Les formes de vida marina eren, essencialment, les mateixes que hi ha avui. Hi havia un gran nombre de foraminífers (minúsculs protozous marins, amb una closca que es fossilitzava fàcilment). Durant el Paleocè i l'Eocè van proliferar els coralls i el nanoplàncton.

1.5.5. ELS CANVIS DE L'OLIGOCÈ

Amb el deteriorament climàtic de finals de l'Eocè, que va continuar durant l'Oligocè, van desaparèixer els boscos subtropicals dels pols, i els boscos de coníferes i caducifolis de les latituds mitjanes es van reduir. Moltes zones ven ser ocupades per extenses pastures d'angiospermes i van aparèixer moltes espècies de gramínies.

Els canvis van comportar la desaparició de mamífers arcaics i de moltes de les aus gegants, una selecció natural en benefici d'espècies de mamífers similars a les d'avui. Els paisatges més oberts van permetre l'aparició dels mamífers terrestres herbívors més gegants que hi ha hagut mai, com el paracerateri, que feia set metres d'alçada i pesava quinze tones.

A les zones marines, la glaciació de finals de l'Eocè va causar un descens ràpid del nivell del mar i el refredament de l'aigua, la qual cosa va provocar la desaparició de moltes espècies de coralls.

1.5.6. ELS INICIS DE LA FORMACIÓ DEL PIRINEU

La formació de la Serralada Pirinenca va començar al cretaci, fa 83 milions d'anys, i va acabar fa uns 20 milions d'anys. La seva evolució està vinculada a l'obertura de l'oceà Atlàntic, que va desplaçar la Placa Africana cap al nord i, al mateix temps, va empènyer la petita Placa Ibèrica cap a la gran Placa Euroasiàtica. És llavors quan les roques i els sediments existents entre la Placa Ibèrica i l'Eu-

ropea van començar a rebregar-se per formar el Pirineu.

Andorra està just damunt de la Placa Ibèrica, on hi ha les roques paleozoiques, més antigues, més rebregades i fracturades. Al damunt d'aquestes roques paleozoiques hi ha les mesozoiques, que avui estan totalment desmantellades. Cap al sud d'Andorra hi ha grans unitats de roques que s'han desplaçat, de forma solidària, desenes de quilòmetres cap al sud: són els mantells de corriment, que llisquen per damunt d'una gran fractura geològica —un encavalcament— producte de l'escurçament horitzontal de les roques i que arriba a tenir una amplada de 200 km al Pirineu oriental. Cap al vessant nord-pirinenc hi ha també mantells de corriment, però de menor extensió, ja que el grau d'escurçament és més petit. Per aquest motiu, el vessant nord-pirinenc té menor extensió i s'acaba bruscament amb la plana d'Aquitània.

Tot i que l'escurçament de les roques situades entre la Placa Ibèrica i l'Europea va començar fa 83 milions d'anys, no va ser fins al Paleocè —fa 65 milions d'anys— que les terres van començar a emergir del mar en el que és l'eix central del Pirineu. Aquest lleu aixecament, que va començar al sector oriental i que va progressar després cap a l'oest, va ser el producte de la pròpia rebregada de les roques, que va provocar l'engruiximent de l'escorça.

1.5.7. EL PIRINEU A L'EOCÈ

Fa uns 50 milions d'anys, durant l'Eocè, es van formar els grans mantells de corriment que van desplaçar enormes unitats rocoses més de 20 km cap al sud, en produir-se la subducció de la Placa Ibèrica per sota de l'Europea. A partir d'ara, les roques ja no només es van rebregar a l'eix central del Pirineu, sinó que la deformació es va desplaçar cap al sud i cap al nord, i es va eixamplar la serralada.

Durant l'Eocè, la Placa Ibèrica es va desplaçar per sota de la Placa Europea, amb la màxima deformació i engruiximent de l'escorça per la rebregada i l'apilament dels diferents mantells. El pes de les roques apilades va enfonsar la litosfera, igual com ho faria un llençol agafat per les puntes amb un pes al mig. D'aquesta manera, les àrees limítrofes del sud i del nord de la serralada van quedar topogràficament per sota del mar: va ser quan es van formar els golfs de l'Ebre i d'Aquitània, units pel mar Atlàntic just on es troba ara el golf de Biscaia. Men-

trestant, la serralada, situada entre ambdós golfs, presentava ja uns relleus significatius.

1.5.8. LA FI DE L'OROGÈNIA PIRINENCA A L'OLIGOCÈ

Fa 30 milions d'anys, a l'Oligocè, els encavalcaments van eixamplar el Pirineu cap al sud i al nord fins a arribar a tenir aproximadament l'extensió que té avui. Al sector occidental, el relleu pirinenc va tancar el golf de l'Ebre i el va convertir en un mar salat interior. Dins de la serralada, incloent-hi Andorra, hi havia un relleu jove que estava sotmès a una important erosió. En aquest moment es va formar el relleu inicial de la serralada, marcat pels cims principals. En períodes geològics posteriors, un relleu més recent va superposar-s'hi, i del relleu inicial només en van quedar els cims més elevats.

Durant l'Oligocè inferior, les grans quantitats de sediments que es van generar per la intensa erosió del relleu es van transportar pels rius principals cap a l'exterior de la serralada, on van abocar grans dipòsits al·luvials en forma de conglomerats. Durant l'Oligocè superior, la deformació va quedar restringida a l'interior de la serralada.

Fa 20 milions d'anys, quan va acabar l'Oligocè, va finalitzar la col·lisió de les plaques Ibèrica i Europea. La tectònica pirinenca va deixar de funcionar i les roques van deixar d'experimentar cap pressió lateral. Des d'aquell moment, les dues escorces ibèrica i europea van quedar segellades i la deformació es va traslladar cap al sud, a altres serralades, com la Ibèrica.

1.6. El Neogen: la formació del relleu del Pirineu (23-2,6 milions d'anys)

1.6.1. EL NEOGEN

El Neogen és el segon període en què es divideix el Cenozoic, que al seu torn està dividit en dos episodis de temps ben representats en el relleu pirinenc: el Miocè (23-5,3 milions d'anys) i el Pliocè (5,3-2,6 milions d'anys).

Aquest període té una rellevància especial al

Pirineu: marca l'inici de la formació del relleu pirinenc d'avui, l'establiment de les bases del clima actual, l'evolució dels mamífers cap a l'actual diversitat i l'inici l'hominització dels primats.

1.6.2. L'EVOLUCIÓ DE LA PALEOGEOGRAFIA

La distribució dels continents durant el Neogen és molt propera a la d'avui en dia: es van desplaçar com a molt alguns centenars de quilòmetres durant aquest període. Al final del Neogen, els continents estaven només a setanta quilòmetres de distància respecte a les posicions actuals.

A inicis del Neogen, el mar de Tetis estava connectat amb l'oceà Índic a través de l'actual golf d'Oman. Cap al Miocè mitjà, el desplaçament d'Àrabia cap al nord el va tancar definitivament i es va formar la Mediterrània, que en aquell moment estava oberta a l'Atlàntic al sud de la península Ibèrica. La compressió del continent africà cap a la Península va fer aixecar lentament el fons marí, que va estrangular la mar mediterrània. El tancament definitiu va tenir lloc al Miocè superior, ara fa sis milions d'anys: és la crisi messiniana, que va provocar l'assecament gairebé total de la conca mediterrània per l'evaporació constant de l'aigua marina que no es compensava per l'entrada d'aigua procedent de l'Atlàntic. El nivell del mar va disminuir uns tres quilòmetres. La pràctica desaparició del mar va causar un impactant canvi climàtic a l'àrea d'influència mediterrània. Fa 5,3 milions d'anys, una petita llengua d'aigua de mar atlàntica va travessar l'estret de Gibraltar fins a arribar a la conca seca de la Mediterrània. Aquesta petita inundació va ser el punt detonant per erosionar el terreny fins a generar un enorme riu d'aigua marina que, en pocs mesos, va inundar el 90 % de la conca mediterrània. Un altre canvi amb conseqüències globals va ser la connexió dels dos continents americans amb la formació de l'istme de Panamà. Aquesta connexió es va iniciar durant el Miocè mitjà i es va completar al Pliocè. El tancament del pas de l'Atlàntic vers el Pacífic va tenir conseqüències climàtiques globals: va ser l'origen del corrent del Golf.

1.6.3. L'EVOLUCIÓ DEL CLIMA DURANT EL MIOCÈ INFERIOR I MITJÀ

El paleoclima durant la primera meitat del Neogen va ser una continuació del clima del final del Paleogen: un escalfament constant i una major aridesa

després de la gran glaciació oligocena, provocada per la formació del corrent circumpolar antàrtic. Tot i l'escalfament, el corrent circumpolar es va mantenir estable, fet que va evitar la desaparició total de les glaceres antàrtiques i va impedir un sobreescalfament global. Durant l'òptim climàtic del Miocè mitjà, les temperatures globals van ser uns 7 °C més elevades que les d'avui.

A banda de la tendència climàtica global, hi va haver forts canvis climàtics regionals. La crisi messiniana va afectar la Mediterrània. En una conca buida d'aigua marina, les temperatures màximes estaven al voltant dels 60 °C. En una regió sense humitat a l'atmosfera i amb la presència de vents sobreescalfats, l'àrea d'influència mediterrània —incloent-hi la part oriental del Pirineu— havia de ser notablement àrida fins que la conca mediterrània es va tornar a omplir d'aigua.

Durant el Neogen, l'escorça africana es va fragmentar i es va generar una profunda depressió, la Gran Vall del Rift. La fricció entre plaques va originar una serralada paral·lela a la vall del Rift que va fer de barrera als aires humits de l'Atlàntic i va provocar sequera a la costa oriental africana. Aquest canvi climàtic regional va comportar importants canvis ambientals i evolutius en la fauna de la regió.

1.6.4. EL CLIMA DURANT EL MIOCÈ SUPERIOR I EL PLIOCÈ

Després de l'òptim climàtic del Miocè mitjà va començar un deteriorament climàtic global, amb clima més fred i sec, que va continuar durant el Pliocè i es va estendre al Quaternari.

L'istme de Panamà va separar els oceans Atlàntic i Pacífic i va crear el corrent del Golf: una massa d'aigua marina superficial que s'escalfa al golf de Mèxic i el Carib i que es desplaça cap al nord-oest fins a les costes d'Europa occidental, on ressegueix tota la costa fins a l'Àrtic, es refreda i s'enfonsa per retornar novament cap al sud-oest. D'aquesta forma es crea una circulació d'aigua perpètua que escalfa la costa europea per tenir un clima més temperat respecte al seu equivalent latitudinal a Amèrica del Nord. És per això que a Groenlàndia hi ha grans casquets de gel, en contraposició al seu equivalent latitudinal a Escandinàvia.

Durant el Pliocè inferior es va formar el gel àrtic. Fa 3,5 milions d'anys, la temperatura mitjana

global era dos o tres graus centígrads més elevada que ara. El nivell del mar estava per damunt de l'actual, perquè l'extensió de les glaceres polars era menor que la d'ara. Al Pliocè superior, el gel àrtic va esdevenir cada vegada més persistent damunt de Groenlàndia i els gels antàrtics van assolir una extensió similar a la de la nostra època. Cap a la fi del Pliocè, els casquets polars estaven ben desenvolupats i van ser capaços de retenir humitat atmosfèrica i reflectir els rajos solars. Aquesta capacitat per reflectir l'energia del sol —l'albedo— és clau per explicar els canvis climàtics periòdics de la Terra durant el Quaternari, per efecte de la rotació al voltant del Sol. Així doncs, el Pliocè és el preludi de les grans glaciacions esdevingudes durant el Plistocè, al Quaternari.

1.6.5. LA VIDA MARINA

Durant el Neogen, la vida als oceans era molt semblant a l'actual i va seguir una certa evolució marcada pels canvis de temperatura marins. Els registres de sediments mostren una gran abundància d'alga bruna, que avui només creix en zones properes a l'equador. Els mamífers van continuar la seva radiació evolutiva dins dels oceans (balenes, foques, vaques marines...) amb la presència d'un depredador descomunal, el megalodon o tauró de grans dents, similar a un tauró blanc de vint metres de llargada, que es va extingir a partir del Pliocè mitjà a causa de la disminució de la temperatura de l'aigua.

Durant la crisi messiniana es van extingir totes les espècies marines de la Mediterrània, que es va repoblar amb espècies atlàntiques quan es va tornar a obrir l'estret de Gibraltar.

1.6.6. LA VIDA TERRESTRE

Durant el Neogen, la tendència a un clima més sec va fer recular els boscos en favor de prats, sabanes i estepes. Les herbes i els matolls, capaços de resistir millor l'estrès hídric, van esdevenir la vegetació dominant, amb proliferació de les gramínies, que van ser la font d'alimentació principal dels herbívors. Els boscos de coníferes es van concentrar a les latituds més elevades i la selva tropical es va limitar a l'equador.

Tots els continents —excepte l'Antàrtida i Austràlia— van estar connectats en algun moment del Neogen per ponts de pas terrestres que van afavorir l'homogeneïtzació de la fauna. La dessecació del

Mediterrani durant la crisi messiniana va permetre el pas d'espècies entre Àfrica i Europa; l'istme de Panamà va connectar l'Amèrica del Nord i la del Sud i va provocar la desaparició dels marsupials sud-americans amb la penetració de predadors procedents del nord. L'estret de Bering també va propiciar l'intercanvi d'espècies entre Amèrica i Àsia. Aquesta homogeneïtzació va suposar una pressió competencial entre espècies que va afavorir la selecció i l'evolució cap a la fauna actual.

1.6.7. L'APARICIÓ DELS HOMÍNIDS

Les condicions paleoambientals van permetre la proliferació de grans mamífers herbívors, com els mastodonts —amb tres metres d'alçada, similars als elefants i als mamuts. Els grans animals de sang freda, com els cocodrils, van desaparèixer de les latituds mitjanes i altes pel refredament global. La densitat d'aus gegants va davallar, sense que desapareguessin del tot.

Els primats, apareguts al Paleocè, van evolucionar amb l'aparició dels simis, que van colonitzar tots els continents. Al Miocè mitjà van aparèixer els primers grans simis menys dependents dels arbres.

A partir del Miocè mitjà, el canvi climàtic que va estendre la sequera a la costa oriental d'Àfrica va dur a la desaparició progressiva de la selva equatorial. La transició de la selva cap a la sabana va provocar una forta pressió ambiental a tota la fauna. Alguns simis van prescindir de la vida arbòria i van evolucionar cap a la locomoció bípeda per desplaçar-se i veure-hi damunt l'herba: eren els primers homínids. Aquesta postura va permetre l'alliberament de les mans i el desenvolupament creatiu i cognitiu amb l'augment de la capacitat cranial.

A l'inici del Pliocè, de l'evolució dels primers homínids, en va sorgir el gènere dels australopitecs. Tenien un esquelet molt similar al de l'home actual i una dieta omnívora, però el cervell era encara similar al dels homínids. A finals del Pliocè es va desenvolupar l'evolució cap al gènere *Homo*, amb els humans més ancestrals, a partir d'una espècie d'australopitec especialment carnívora. Més endavant en el temps, el gènere *Homo* va continuar evolucionant i es va diversificar en una sèrie d'espècies avui extingides fins a arribar a l'*Homo sapiens sp.*, que representa l'actu-

al humanitat.

1.6.8. LA FORMACIÓ DEL RELLEU PIRINENC

Les grans formes del relleu pirinenc —incloent-hi la xarxa de drenatge— tenen un origen deslligat de la formació de la serralada. El traçat dels grans rius pirinencs es va començar a configurar en les primeres etapes de formació i aixecament de la serralada a l'inici del Paleogen, però les valls més petites es van originar durant el Pliocè. Així, entre la fi de la formació tectònica dels Pirineus i l'aparició dels elements més importants del relleu, hi va haver un lapse de quinze milions d'anys.

1.6.9. L'ENGRUIXIMENT DE L'ESCORÇA PER LA TECTÒNICA

L'engruiximent de l'escorça terrestre per l'efecte de la tectònica compressiva va ser la causa de l'aixecament altitudinal de la Serralada Pirinenca i en va formar el relleu. L'aixecament altitudinal s'explica per l'estat d'equilibri gravitacional entre l'escorça terrestre i el mantell inferior (que és viscos, com un plàstic en estat fos). D'aquest equilibri se'n diu isostàsia: l'escorça sura damunt del mantell i la seva elevació topogràfica depèn del gruix i de la densitat de les roques. L'engruiximent es va esdevenir per l'escurçament de l'escorça per la compressió entre les plaques Ibèrica i Europea (entre 100 i 150 km de gruix a la part oriental de la serralada on es troba Andorra). L'engruiximent té lloc a través de plecs i falles que estrenyen i apilen les roques al centre de la serralada. A la zona axial dels Pirineus, que és l'eix on hi ha els cims més elevats, es calcula que el gruix de l'escorça pot arribar a ser de fins a 50 km, en contraposició a la que hi ha a la Placa Ibèrica, que té uns 30 km.

Fa uns vint milions d'anys, l'aturada de la compressió tectònica —que va coincidir amb l'obertura de la mar Mediterrània— va acabar amb aquest procés d'engruiximent de l'escorça pirinenca.

1.6.10. EL RÀPID DESMANTELLAMENT DEL RELLEU PIRINENC

Quan es va acabar la formació de la serralada —en el punt que va assolir la màxima elevació— hi va haver una enorme erosió dels nous relleus, d'entre tres i quatre quilòmetres. Aquesta erosió va tenir lloc durant tot l'Oligocè i part del Miocè i va generar un enorme dipòsit de sediments als límits nord

i sud de la serralada. Així, la conca de l'Ebre es va omplir totalment pels sediments, que en alguns sectors del Pirineu arriben fins als 2.000 m d'altura i més de 1.000 m de gruix. El pes dels sediments va impedir que hi hagués nous aixecaments verticals isostàtics.

1.6.11. LA FORMACIÓ DELS ALTIPLANS

Alguns cims plans del Pirineu central i oriental, entre els 2.000 m i els 2.500 m d'altura, són les restes d'un gran altiplà, l'expressió geomorfològica d'una serralada erosionada.

La superfície d'aplanament pirinenca marca la fi dels relleus pirinencs amb el rebliment final de la conca de l'Ebre. En aquell moment, l'energia erosiva de l'aigua superficial va ser pràcticament nul·la per falta de relleu, cosa que va permetre el manteniment de les superfícies planes durant diversos milions d'anys.

Només els rius principals pirinencs —que amb un clima més càlid i sec que l'actual tenien menys cabal— van mantenir el curs inicial durant l'etapa final de peneplanització.

1.6.12. LA FORMACIÓ DE LES FOSSES TECTÒNIQUES

Travessant Europa de nord a sud, hi ha tot un sistema de fosses tectòniques que es van desenvolupar durant el Miocè: les fosses d'Oslo, els Països Baixos i les valls del Rin i del Roine. A partir de la segona meitat del Miocè, la tectònica de distensió que va formar aquestes fosses va arribar fins als Pirineus orientals.

D'aquesta manera, a partir del Miocè mitjà es va esdevenir el col·lapse de la part oriental de la serralada amb l'aparició d'un sistema de grans falles subverticals i profundes que va ser l'origen de les depressions tectòniques de l'Empordà i el Rosselló, que continuen cap a l'oest amb la depressió de la Cerdanya i la cubeta de la Seu d'Urgell.

Al sud de la Cerdanya hi ha un sistema de falles quasi verticals que van enfonsar uns 500 metres aquest sector pirinenc ara fa entre onze i vuit milions d'anys. En els cims del sector nord de la Cerdanya es poden observar extenses restes de superfícies d'aplanament, corresponents a l'antic altiplà, inclinades cap al sud.

El curs alt de la vall del Segre està marcat per l'alineació de les depressions tectòniques de l'Alt

Urgell i la Cerdanya per l'enfonsament parcial de la serralada. El Segre havia estat una continuació de la Valira, ja que tots dos rius tenen una direcció nord-sud. Però la formació de les dues depressions va engrandir la conca del Segre cap a l'est, i l'actual Valira va deixar de formar part del Segre per esdevenir-ne un dels principals afluents.

1.6.13. EL REJOVENIMENT DEL RELLEU

Fa cinc milions d'anys, coincidint amb la fi de la crisi messiniana a la Mediterrània, les roques del Pirineu van tornar a aixecar-se. La davallada del nivell del mar a la Mediterrània —tres quilòmetres— va fer que els rius mediterranis tinguessin un major pendent i una major capacitat erosiva. Durant el mig milió d'anys que va durar la crisi, els rius mediterranis, intermitents i torrencials, van formar grans congostos, tant en terrenys que avui estan submergits com en terra ferma. Els rius torrencials van travessar la serralada fins a tocar els sediments poc consolidats de la conca reblerta de l'Ebre. A partir d'aquest moment, tots els rius del vessant sud del Pirineu van trobar la sortida al Mediterrani.

L'abocament a la Mediterrània dels sediments poc consolidats de la conca de l'Ebre, sota un clima àrid i torrencial durant i després de la crisi messiniana, va ser un procés ràpid i eficient: els milers de quilòmetres cúbics de material erosionat van alleugerir la pressió a què estava sotmesa l'escorça tot provocant un nou aixecament isostàtic.

1.6.14. ELS SEDIMENTS I EL RELLEU DEL NEOGEN A LA VALL DEL SEGRE

Les formes del relleu més antigues estan representades per les restes de superfícies d'aplanament del Miocè inferior i mitjà, situades als cims més elevats. L'exemple més exuberant és el calm de Claror, a 2.500 metres d'altitud. Cap al nord, la tosa del Braibal, lleugerament més elevada. Cap a l'est, enllaça amb la tosa Plana de Lles, al Baridà, amb la superfície que bascula cap al sud.

A la Cerdanya, el vessant que hi ha sobre Queixans, Alp i Urús és la resta del pla de falla que va originar la depressió. La falla de l'Urgellet es veu al vessant per on passa la carretera N-260, entre el barri de Sant Antoni de la Seu d'Urgell i Torres d'Alàs. A Andorra, hi ha petites restes de falles inclinades cap al sud: el vessant meridional del pic de Padern i la tosa del Braibal.

Pel que fa als registres sedimentaris, a la Cerdanya hi ha restes fòssils ben datades (11-9 milions d'anys) en sediments fluvials i lacustres: grans mamífers extingits. Entre d'altres, dinoteris, mastodonts i *tetralophodon* (similars a l'actual elefant), *amphicyon* (similar a un gos), *dicerorhinus* (similar a un rinoceront), *hipparion* (avantpassat del cavall actual) i d'altres espècies de mamífers petits.

Els estudis paleobotànics demostren que el territori estava colonitzat per un bosc mixt: pi, avet, bedoll i alzina, amb comunitats de ribera i d'aiguamolls associades a la presència d'un estany. Aquesta vegetació era pròpia d'un clima més càlid i sec, però amb una diversitat botànica més gran que l'actual.

1.7. El Pleistocè: les glaciacions (2,6 milions d'anys - 11.700 anys abans d'ara)

1.7.1. EL PLEISTOCÈ I L'HOLOCÈ

El Quaternari —els últims 2,6 milions d'anys de la història de la Terra— és l'últim període de temps geològic. Tot i que representa menys del 0,06 % de la història, hi han passat dos fets determinants: els grans canvis climàtics cíclics —les glaciacions— i l'evolució humana, que culmina amb l'aparició de l'*Homo sapiens*.

El Quaternari se subdivideix en dues èpoques geològiques: el Pleistocè i l'Holocè. El Pleistocè se situa entre els 2,6 milions i els 11,7 milions d'anys abans d'ara (cal recordar que els arqueòlegs solen fixar aquest «ara» l'any 1950), inclou les glaciacions quaternàries i, pel que fa a la història humana, gairebé tot el Paleolític. L'Holocè és l'actual període postglacial, que va començar amb la fi de l'última glaciació, coincidint també amb l'inici del sedentarisme humà, ara fa uns 11,7 milions d'anys.

1.7.2. L'origen de les oscil·lacions climàtiques de l'Holocè

Una glaciació dura milers d'anys. Comença amb un refredament del clima que fa que les glaceres

dels pols arribin a una extensió màxima. Després, la millora climàtica progressiva fa que les glaceres retrocedeixin fins a arribar a l'extensió mínima d'abans de la glaciació.

Les glaceres continentals —les inlandsis— són immenses masses de gel en forma de casquet que cobreixen el relleu d'enormes extensions de terreny. El gel flueix del centre de la glacera cap als límits laterals. Quan arriba a una latitud suficientment baixa, es fon per donar pas a l'aigua de fusió.

Durant el Pleistocè, els continents estaven situats en la mateixa posició que ara. Per tant, a diferència dels temps geològics anteriors, la deriva continental no va intervenir en els grans canvis climàtics.

La causa més important dels canvis climàtics pleistocens està relacionada amb el comportament de la Terra al voltant del Sol, que segueix uns patrons cíclics. En funció de la posició de la Terra, el planeta té una diferent eficiència a l'hora de transformar la intensitat de radiació solar rebuda en calor, un fet que interfereix en el clima global i, per tant, en l'avenç o el retrocés de les glaceres continentals.

Els moviments cíclics de la Terra que tenen influència en el clima són els cicles astronòmics de Milankovitch: l'excentricitat, l'obliquïtat i la precessió dels equinoccis. L'excentricitat és la forma de l'òrbita el·líptica de la Terra al voltant del Sol que mostra cicles complets de 100.000 anys. L'obliquïtat és l'angle d'inclinació de l'eix de rotació de la Terra respecte al pla orbital al voltant del Sol, amb cicles de 41.000 anys. La precessió dels equinoccis és la direcció de l'eix de rotació de la Terra, que mostra un gir similar a una baldufa que roda sobre ella mateixa, amb cicles de 26.000 anys. La combinació de tots tres cicles afecta la intensitat de la radiació solar rebuda i, en conseqüència, l'energia que la Terra absorbeix.

Avui, l'eix de rotació de la Terra té una obliquïtat de 23° i és la causa que hi hagi estacions amb diferent durada entre la nit i el dia. Quan la inclinació és menor, la diferència estacional de la insolació també és menor: els estius polars són menys calorosos i les glaceres continentals creixen.

Cadascun dels tres cicles astronòmics té un patró cíclic particular i etern durant la història de la Terra. Durant el Pleistocè van tenir una major incidència en el clima global i van formar grans glaciacions per l'efecte albedo de les glaceres continentals.

L'albedo és la quantitat de radiació solar que re-

flecteix la superfície de la Terra cap a l'espai i que, per tant, el planeta no absorbeix en forma de calor. L'efectivitat de l'albedo depèn del color de la superfície terrestre: amb colors més clars hi ha més albedo que amb colors més foscos. L'albedo més alt és a la neu —fins al 80 %—; per tant, una petita disminució de la radiació solar per causes astronòmiques permet que les superfícies de neu, situades a latituds i altituds altes, resisteixin millor l'època estival. D'aquesta manera, la superfície blanca de neu s'incrementa any rere any i, a la vegada, augmenta cada vegada més l'energia reflectida i la Terra es va refredant. Per tant, l'efecte albedo amplifica de forma lenta, però efectiva, qualsevol canvi climàtic.

Pel que fa a la proporció del diòxid de carboni atmosfèric, principal causa de l'escalfament actual per l'efecte hivernacle, durant el Pleistocè les concentracions eren d'entre 180 i 280 parts per milió (ppm), uns valors que contrasten amb les 420 ppm que s'enregistren l'any 2020. Per tant, aquesta variació de concentració va interferir menys en els canvis climàtics.

1.7.3. ELS PERÍODES GLACIALS I INTERGLACIALS

Els investigadors han identificat fins a sis glaciacions que reben el nom de les localitats alpines on es van estudiar: Biber, Donau (del Pleistocè inferior), Gunz, Mindel, Riss (al Pleistocè mitjà) i Würm (Pleistocè superior).

Les glaciacions no sempre coincideixen en nombre i en temps entre les diferents serralades ni amb les glaciacions globals. Els canvis climàtics poden tenir un impacte diferent segons la geografia terrestre. A més, en funció del clima de cada indret, més sec o més humit, les glaceres tindran diferent comportament i resposta als canvis climàtics. A aquesta complexitat s'hi afegeix que la informació geològica en els continents és incompleta, ja que les successives glaciacions esborren, totalment o parcialment, les empremtes deixades per les precedents.

En el cas dels fons marins, la situació és diferent. La sedimentació al fons del mar té lloc d'una manera lenta, cosa que permet l'enregistrament de qualsevol canvi ambiental de l'aigua marina. D'aquesta manera, l'estudi del contingut isotòpic, mineral i fòssil dels sediments marins obtinguts

a partir de sondejos profunds permet analitzar els canvis climàtics globals.

Un dels paleotermòmetres utilitzats en l'estudi de testimonis de sediments és la relació entre els isòtops de l'oxigen 18 i 16, que són molt comuns en la natura, però que tenen un comportament diferent segons que la precipitació meteorològica sigui en forma líquida o sòlida. Aquesta diferència fa que la proporció de l'isòtop pesat de l'oxigen, el 18, sigui molt pobre dins del gel glacial. Per tant, durant una glaciació, l'oceà estarà enriquit amb l'isòtop de l'oxigen 18, ja que una gran proporció de l'isòtop 16 estarà emmagatzemat en el gel de les glaceres continentals. En cas contrari, davant un període interglacial amb menys volum de gel a la Terra, la relació entre ambdós isòtops en l'aigua marina estarà més equilibrada. Tots aquests canvis isotòpics queden enregistrats en les parts fossilitzades dels organismes fòssils marins.

Amb la informació existent als continents i als oceans, es resumeix l'evolució climàtica del Pleistocè a l'Europa occidental, on s'emmarca la Serralada Pirinenca, de la manera següent:

- El Pleistocè inferior (2,6 milions d'anys - 780.000 anys). Comença amb un clima temperat i amb una accentuació progressiva de les fluctuacions climàtiques glacials que tenen una periodicitat cíclica d'uns 30.000-40.000 anys. A partir de la segona meitat del Pleistocè inferior (al voltant de dos milions d'anys abans d'ara), les glaciacions van adquirir ja una magnitud important.

- El Pleistocè mitjà (780.000-130.000 anys). Es caracteritza per tenir períodes glacials i interglacials amb cicles més llargs, al voltant de 100.000 anys, que donen un major temps a les glaceres continentals per esdevenir més grosses. S'identifiquen sis grans glaciacions globals, i tres a la Serralada Alpina: Gunz (850.000-600.000 anys), Mindel (460.000-400.000 anys) i Riss (300.000-130.000 anys).

- Al Pleistocè superior (130.000-11.700 anys) té lloc l'últim cicle interglacial-glacial de la història de la Terra representat per l'interglacial Eemià i la glaciació de Wurm.

- L'Eemià (130.000-11.500 anys) està estudiat en múltiples localitats arreu del món i està identificat dins de la seqüència isotòpica marina en el subestadi MIS-5e. Representa un clima més càlid que l'actual postglacial, l'Holocè, que va comportar la quasi desaparició del casquet de Groenlàndia. Amb

nivells de diòxid de carboni propers a 280 ppm s'estima que la temperatura mitjana de la Terra era al voltant d'1,5 °C més alta que ara i que el nivell del mar era uns sis metres per damunt de l'actual.

- La glaciació Wurm va començar fa uns 115.000 anys, amb un refredament global progressiu, i va finalitzar fa 11.700 mil anys. Té representació global a la Terra i es relaciona amb dos estadis isotòpics marins freds: el MIS-4 i el MIS-2. La màxima extensió de les glaceres continentals situades als pols es va assolir fa 24.000-21.000 anys, coincidint amb el MIS-2, amb el nivell del mar per sota dels 120 metres respecte de l'actual.

1.7.4. LES FORMES GLACIALS A ANDORRA

Les muntanyes i les valls andorranes estan avui totalment lliures de gel glacial, però van estar repetidament cobertes per glaceres durant les successives glaciacions pleistocenes. L'acció glacial ha generat especulars formes en el relleu andorrà. Les més evidents són les següents:

- Circs: depressió en forma de semicercle envoltada per crestes rocoses. A l'interior es crea el gel glacial per acumulació de la neu.

- Cubetes de sobreexcavació: depressió aproximadament circular situada a l'interior de valls i circs glacials, formada per la sobreexcavació de la glacera damunt del substrat.

- Valls glacials en forma d'U: perfil transversal d'una vall ocupada per una glacera amb ruptures de pendent convexes que indiquen el punt d'inici de l'erosió glacial.

- Morrenes: formes que tenen els sediments glacials dipositats en els límits laterals i frontals de la glacera que les ha format.

A partir del relleu glacial es pot observar la magnitud, o la grandària, de les glaceres que ocupaven les valls. Tenien llargades quilomètriques i gruxos significatius. Gran part del territori, sobretot les capçaleres de les muntanyes i els fons de les valls, estaven ocupades per gel.

Tot i que el relleu d'Andorra mostra un exuberant passat glacial, ni el paisatge ni els registres geològics donen informació sobre el nombre de vegades que les nostres valls han estat cobertes per gel. Les glaceres d'un episodi retoquen i esborren les formes de l'anterior, i encara més

si la glaciació més recent havia estat més intensa amb les morrenes. Tenint en compte que l'última glaciació pleistocena va ser molt intensa, els registres geològics que van deixar les anteriors van quedar esborrats en gran mesura.

Una manera de determinar aproximadament el nombre de glaciacions és fer-ho a partir de l'estudi geològic en zones situades geogràficament més enllà dels límits dels fronts glacials. Seguint aquesta premissa, a les terrasses fluvials del Segre s'hi pot obtenir informació. Les terrasses són restes d'antigues planes d'inundació fluvial situades a nivells més elevats de la posició actual del curs fluvial que es formen quan el riu transporta gran quantitat de sediment. Els avenços i els retrocessos dels fronts glacials han influït en la quantitat de sediments que transportaven els rius.

Els estudis geològics fets a les terrasses dels rius de les valls meridionals dels Pirineus mostren perfectament dues glaciacions: l'equivalent a la Riss (al final del Pleistocè mitjà) i l'equivalent a la Würm (Pleistocè superior). Els resultats evidencien que la glaciació Riss va ser la més gran als Pirineus i va esborrar qualsevol traça de glaciacions anteriors.

A l'interior de la vall de la Valira, més avall de les morrenes de l'últim màxim glacial, hi ha restes de sediments glacials situats a mig vessant sense cap forma morrènica preservada. La degradació total de la morrena és un indicatiu de la seva antiguitat. A més, els sediments tenen còdols amb un major grau de meteorització que els relacionats amb l'última glaciació. Aquest és l'exemple de l'aflorament situat a la Juverrussa, a una altitud d'uns 1.000 metres, que representa una de les escasses restes d'una antiga glacera que va ocupar la totalitat de les valls d'Andorra. Seguint els estudis geològics fets a les terrasses fluvials, els sediments glacials de la Juverrussa podrien ser la glaciació equivalent Riss que va ocupar la totalitat de les valls d'Andorra.

1.7.5. LA GLACIACIÓ DE RISS

Una manera de determinar aproximadament el nombre de glaciacions és fer-ho a partir de l'estudi geològic en zones situades geogràficament més enllà dels límits dels fronts glacials. Seguint aquesta premissa, a les terrasses fluvials del Segre s'hi pot obtenir informació. Les terrasses són restes d'antigues planes d'inundació fluvial situades a nivells

més elevats de la posició actual del curs que es formen quan el riu transporta gran quantitat de sediment. Els avenços i els retrocessos dels fronts glacials han influït en la quantitat de sediments que transportaven els rius.

Els estudis geològics fets a les terrasses dels rius de les valls meridionals dels Pirineus mostren perfectament dues glaciacions: l'equivalents a la Riss (al final del Pleistocè mitjà) i a la Würm (Pleistocè superior). Els resultats evidencien que la glaciació Riss va ser la més gran als Pirineus i va esborrar qualsevol traça de glaciacions anteriors. A l'interior de les valls de la Valira, més avall de les morrenes de l'últim màxim glacial, hi ha restes de sediments glacials situats a mig vessant sense cap forma morrènica preservada. La degradació total de la morrena és un indicatiu de la seva antiguitat. A més, els sediments tenen còdols amb un major grau de meteorització que els relacionats amb l'última glaciació. Aquest és l'exemple de l'aflorament situat a la Juverrussa, a una altitud d'uns 1.000 metres, que representa una de les escasses restes d'una antiga glacera que va ocupar la totalitat de les valls d'Andorra. Seguint els estudis geològics fets a les terrasses fluvials, els sediments glacials de la Juverrussa podrien ser la glaciació equivalent Riss que va ocupar la totalitat de les valls d'Andorra.

1.7.6. L'ÚLTIM PERÍODE INTERGLACIAL: L'EEMIÀ (PLEISTOCÈ SUPERIOR)

L'interglacial eemià és poc conegut a Andorra, ja que molta informació geològica va ser esborrada per l'última glaciació pleistocena. Els vestigis del relleu de l'Eemià són aigües avall de la Margineda, que és el punt de màxima extensió de la glaciació. A la finalització de la penúltima glaciació a Andorra, els vessants de les valls es van tornar inestables i van formar grans esllavissades, molt degradades avui en dia pel pas del temps. Es poden veure a la vall de la Valira al seu pas per la parròquia de Sant Julià de Lòria: són les esllavissades de Certers, Sant Martí de Nagol, Tarteres i Aubinyà.

Les enormes morrenes laterals que va construir la glacera principal del Riss també es van desmantellar totalment per la inestabilitat de vessants de l'Eemià. Ara només hi ha escasses restes de dipòsits glacials a mig vessant com és el de la Ju-

verrussa.

1.7.7. LA DARRERA GLACIACIÓ PLEISTOCENA

L'última glaciació a Andorra va tenir lloc entre 90.000 i 20.000 anys abans d'ara. La màxima extensió de gel es va assolir ara fa 76.000 anys, com en altres valls veïnes. Després del màxim, el front glacial de la Valira va mostrar un retrocés relatiu i diverses fluctuacions en funció de les variacions climàtiques dins del mateix període glacial. Les fluctuacions posteriors al màxim van perdurar fins a l'inici del desglaç, fa 20.000 anys. El màxim refredament global —24.000-21.000 anys— es va manifestar a Andorra amb una petita recuperació del front glacial, sense arribar a la màxima posició de fa 76.000 anys.

Durant el màxim glacial, al nord d'Europa hi havia la glacera continental, la inlandsis, amb centre al pol Nord i que abastava l'Àrtic, Escandinàvia, Escòcia i el nord de Rússia, amb un front al voltant del nord d'Anglaterra i els Països Baixos. Més al sud, a les serralades de latituds mitjanes, com és el cas dels Alps i dels Pirineus, hi havia grans glaceres de vall.

Entre les glaceres de muntanya de les serralades més meridionals i la glacera continental del nord hi havia extenses tundres d'ambient periglacial que estaven sotmeses a un fred intens amb variacions cícliques estacionals i diàries.

1.7.8. LA GLACIACIÓ DE WÜRM AL PIRINEU

El Pirineu axial estava cobert per una gran massa de gel que tan sols deixava al descobert les parets dels circs glacials, els pics i les superfícies d'aplanament. El gel superava els colls de muntanya i podia passar d'una conca cap a una altra. D'aquesta gran massa naixien glaceres des de l'interior dels circs que fluïen cap avall, seguint les valls principals.

Al vessant nord del Pirineu, les principals glaceres de vall s'estenien fins a la conca d'Aquitània. Entre les glaceres septentrionals, cal destacar la de l'Arieja, de 52 km de llargada, i la de la Garona, de 66 km. Les glaceres del vessant sud eren més curtes i quedaven confinades dins de la mateixa serralada. La de la Noguera Pallaresa tenia 50 km, la de la Noguera Ribagorçana 27 km i la de la Valira feia 32 km.

Avui hi ha neus permanents per damunt dels 3.100 m, cosa que impedeix la formació de glaceres. Fa 76.000 anys, la temperatura mitjana era d'uns 10-

12 °C menys que les actuals i la cota de neu permanent estava al voltant dels 1.900-2.100 m d'altitud. En aquest context, bona part del territori andorrà podia crear gel glacial.

1.7.9. LES GLACERES A ANDORRA

Les glaceres més llargues d'Andorra eren les de la Valira d'Orient, la de la Valira del Nord i la del Madriu. Totes tres confluïen en la cubeta de sobreexcavació d'Andorra la Vella per formar la glacera de la Valira.

La Valira d'Orient era la que tenia la major superfície de gel, en volum i llargada. La capçalera estava situada als circs de Pessons i l'alimentaven diverses glaceres subsidiàries: Incles, Ransol, els Cortals, Ensagents... El gran volum de gel que s'acumulava a la capçalera de la vall d'Incles vessava cap al nord a través del port d'Incles.

D'altra banda, la glacera de la Valira del Nord era de menor superfície i llargada. El nombre de glaceres subsidiàries era més petit: Rialb, Angonella i Arinsal. La glacera d'Arinsal tenia la capçalera als circs de Comapedrosa i Montmantell, amb escassa alimentació de glaceres subsidiàries. Seguint la vall d'Arinsal, confluïa amb la glacera de la Valira del Nord a l'altura de la cubeta de la Massana. Pel que fa a la glacera del Madriu, de menor extensió que les altres dues, estava molt ben alimentada a la capçalera per un enorme circ compost per d'altres de més petits i per la glacera subsidiària de Perafita-Claror. La quantitat de gel que es generava dins del circ compost era tan gran que s'estenia cap a la vall veïna de la Llosa a través del port de Vallcivera.

Tanmateix, hi havia petites glaceres de vall que alimentaven feblement la glacera de la Valira, com ara la del Riguer, que fluïa des del peu de la superfície d'aplanament del calm de Claror fins a arribar a la de la Valira a l'altura d'Andorra la Vella. També hi havia moltes glaceres que estaven confinades dins del seu mateix circ o bé tenien una llengua de petita longitud, desconnectades de les glaceres de vall principals durant tot la glaciació. Eren les glaceres de circ del vessant nord del massís d'Enclar i la conca del riu Muntaner, les de la capçalera de la vall de Pal i les de la capçalera del riu de la Peguera.

La glacera de la Valira d'Orient tenia el major volum de gel després de travessar la cubeta d'En-

camp, on estava sobrealimentada per la confluència de tres glaceres subsidiàries d'un volum de gel rellevant: les de les Agols, Ensagents i els Cortals. Així, si la glacera tenia uns 300 m de gruix a Canillo, a la sortida d'Encamp s'havia engruixit fins a assolir uns 500 m.

El mateix gruix de gel glacial tenia la cubeta d'Andorra la Vella. La ruptura de pendent que marca el límit superior de la vall glacial en forma d'U es troba situada a uns 400 m per damunt del fons de la vall. Si es té en compte que la cubeta d'Andorra la Vella té un rebliment en sediments d'uns 70 m de gruix, la glacera de la Valira podria haver assolit també gruixos propers als 500 m en aquest sector. Cal destacar que les glaceres de vall principals podien obturar localment les aigües procedents de valls laterals no glaçades. Al pla d'Engolasters, la morrena lateral —on hi ha l'església de Sant Miquel— feia de barratge a les aigües superficials en formar un paleoestany. Els terrenys plans d'Engolasters són la darrera etapa de rebliment del paleoestany per sediments.

El front de la glacera de la Valira estava situat a la Margineda, a 32 km del seu punt d'inici al circ de Pessons. El front és evident a la morrena molt degradada que hi ha a l'àrea urbana del Tossalet i Vinyals, sobretot pels sediments glacials que entapissen la part baixa del vessant esquerre de la vall. Aigües avall de la Margineda, tant la morfologia estreta de la vall com la litologia calcària —massa dura per a l'abrasió glacial— van dificultar l'avenç del front glacial. Així mateix, aquesta roca calcària és més soluble amb l'aigua freda, per la qual cosa l'aigua de fusió glacial afavoria la creació de petites coves i abrics a mig vessant.

A la perifèria de les glaceres hi havia les superfícies d'aplanament. Tot i estar situades a una gran altura, estaven lliures de gel permanent sota un clima periglacial. Els forts vents a què estaven exposades escombraven el mantell de neu. Cal destacar la formació de sòls anomenats de *grèze-litée*: petits còdols angulosos centimètrics disposats de forma estratificada.

1.7.10. LES FLUCTUACIONS GLACIALS POSTERIORS AL MÀXIM A ANDORRA

A la Massana hi ha una excel·lent informació sobre les fluctuacions glacials posteriors al màxim glacial de fa 76.000 anys. La cubeta de la Massana

va quedar ràpidament descoberta en els primers retrocessos dels fronts glacials de les glaceres d'Arinsal i de la Valira del Nord. Mentrestant, la glacera de la Valira mantenia el front glacial en una posició similar a la del màxim i ocupava la cubeta d'Andorra la Vella. La glacera de la Valira va fer un barratge al riu Valira del Nord a la rodalia de la serra de l'Honor i es va crear un paleoestany que ocupava tota la conca de la Massana.

Durant els milers d'anys que va durar l'obturació, les glaceres van fluctuar. El paleoestany va arribar fins a Erts i Ordino en els moments d'un major retrocés, fins que amb el desgel es va drenar el desguàs. En d'altres moments de reavenç la glacera va ocupar de nou part de la cubeta de la Massana.

1.7.11. EL DESGEL DEL FINAL DEL PLEISTOCÈ

La retirada de les glaceres de les valls d'Andorra va començar fa 20.000 anys i va acabar amb la desaparició total de les glaceres fa 11.700 anys.

La retirada glacial no va ser contínua, sinó que de vegades hi va haver reavenços dels fronts glacials en retrocés i, fins i tot, es van generar novament aparells glacials.

A les valls de la Valira, la desglaciació va tenir lloc en tres etapes: la fusió de les glaceres de vall, el retrocés de les glaceres en capçalera i, finalment, la formació de glaceres rocalloses en un episodi anomenat Tardiglacià.

Després de l'últim màxim glacial global, fa 21.000 anys, es va iniciar la retirada dels casquets continentals d'una manera relativament ràpida interrompuda per tres estadis freds anomenats Dryas. Dels tres estadis, el més recent (12.900-11.700 anys) representa un retorn a les condicions glacials a les latituds altes de l'hemisferi nord i que va tenir un fort impacte al Pirineu. El refredament va ser molt intens, amb una temperatura mitjana 15 °C més freda que l'actual per la interrupció del flux marí del corrent del Golf.

Amb la finalització de les condicions glacials, fa 11.700 anys, s'acaba el Pleistocè i s'inicia l'actual període postglacial: l'Holocè.

1.7.12. LA FUSIÓ DE LES GLACERES DE VALL

L'escassetat de morrenes a Andorra, entre la Margineda i les parts més elevades de les Valls, indica que el primer estadi de desglaçament havia estat molt ràpid. L'ascens de les neus permanents per

la pujada de temperatures va aturar el flux de gel de les enormes glaceres de vall situades en cotes relativament baixes.

A mesura que el gel desapareixia va deixar al descobert les cubetes de sobreexcavació glacial, que van ser ocupades per estanys. En són exemples les cubetes d'Andorra la Vella, d'Encamp i de Canillo. Les aigües de la fusió glacial, carregades de sediments producte del desmantellament de les morrenes, van reblir aquests estanys durant els següents milers d'anys.

La contínua retirada glacial també va exhumar grans valls en forma d'U, amb forts desnivells. El pendent dels vessants de les valls i la gran infiltració en el substrat d'aigua provinent de la fusió glacial van desencadenar grans inestabilitats: les esllavissades del Forn (Canillo) i del Pedral (Encamp) i el gran despenjament de la Ramenada (Andorra la Vella).

L'enorme circulació d'aigua superficial en forma torrencial va erosionar i desmantellar gran part de les morrenes laterals i va construir grans cons de dejecció al peu del vessant. És el cas del gran con de la Comella (Andorra la Vella) i els múltiples cons de dejecció que hi ha al llarg de la Valira del Nord.

Quan va acabar la primera etapa de desglaç, les valls de la Valira van quedar lliures de gel glacial. La fusió glacial més intensa va tenir lloc fa 18.000 anys, quan s'estima que les grans masses glacials —d'entre 300 i 500 m de gruix— es van fondre en només mil anys.

Després de la fusió glacial generalitzada, el gel va quedar relegat als circs i en alguns sectors de les valls més elevades per damunt dels 2.000 m. Dins dels circs, les glaceres van presentar diverses fluctuacions d'avenç i retrocés dels fronts glacials que van construir diversos nivells morrènics. Generalment, aquestes morrenes són poc definides i tenen un volum de sediments glacials poc rellevant. Són presents a la majoria de circs glacials d'Andorra i, en alguns casos, barren les aigües superficials i formen petits estanys com el de l'Estanyó, a Sorteny. Aquest episodi es relaciona directament amb el Dryas antic (fa 14.000 anys), encara que no es descarta que les morrenes situades a cotes més baixes puguin correspondre al Dryas més antic (fa 15.000 anys), a la finalització del qual les temperatures van pujar prou per fer desaparèixer totalment les glaceres de la geografia andorrana.

1.7.13. EL TARDIGLACIAR

El final de la desglaciació està representat pel període Tardiglaciari al Pirineu, relacionat amb l'episodi fred del Dryas acabat de detectar al nord d'Europa. Durant aquest període s'enregistra una important disminució de les temperatures i de les precipitacions i el desenvolupament de glaceres rocalloses.

Les glaceres rocalloses tenen una baixa proporció de gel en relació amb els sediments en transport, que acostumen a ser blocs rocosos. El gel intersticial entre els blocs pot arribar a ser del 50 % de la massa glacial, però és suficient per moure la glacera. Quan el gel desapareix, els blocs rocosos estan disposats de tal manera que mostren pràcticament la mateixa forma que la glacera rocallosa original.

La geografia andorrana té multitud de glaceres rocalloses fòssils situades als peus de les parets rocoses més obagues dels circs. De fet, el fred intens del Tardiglaciari va intensificar l'activitat dels desprendiments a les parets rocoses. Els blocs rocosos van caure damunt de les congestes, o de les incipients glaceres, situades als peus de les parets, i van acabar incorporant-se a l'interior de la massa de gel o neu en moviment per formar la glacera rocallosa.

Hi ha glaceres rocalloses fòssils al circ de Pessons i als circs de l'Estall Serrer, Setut i la Portelleta, a la capçalera de la vall del Madriu. Als circs més in-nivats es van formar glaceres convencionals que van coexistir amb glaceres rocalloses: al peu del vessant del basser de l'Estany de les Truites, al Comapedrosa, hi ha un arc morrènic ben definit generat per una glacera convencional. L'arc morrènic s'enllaça cap a l'est amb tota una sèrie de glaceres rocalloses fòssils situades al peu del vessant obac.

A la finalització del Dryas recent es va retornar ràpidament a temperatures similars a les precedents. Amb un clima més temperat i menys sec, el gel intersticial es va fondre en poques dècades. Avui s'observen esplèndides glaceres rocalloses que van quedar paralitzades just al final del Pleistocè com a testimoni del passat glacial.

1.7.14. EVOLUCIÓ DE LA FAUNA I LA FLORA DURANT LES GLACIACIONS

Les intenses variacions climàtiques i les glaci-

cions marquen la distribució geogràfica de la flora en els continents i en condicionen l'evolució faunística.

Durant les glaciacions, només les moltes tenien possibilitat de viure sobre les esporàdiques roques que afloraven per damunt del mantell glacial. Envoltant les glaceres, els ambients periglacials amb el sòl gelat permanentment (permafrost) impedi- en l'arrelament dels arbres. Durant l'estiu, el gel de la part més superficial del permafrost es fonia, fet que era aprofitat per les espècies herbàcies per arrelar i créixer durant un cicle vital ben curt. Així, gran part del continent estava cobert d'extenses tundres que hostatjaven una esporàdica fauna de tipus àrtic.

La conca mediterrània, amb un clima més temperat, permetia el creixement dels boscos de coníferes i d'arbres caducifolis. També era una zona de refugi de la fauna durant les glaciacions.

Amb la millora climàtica durant els períodes interglacials, les glaceres i el permafrost van desaparèixer. La flora de climes temperats, que s'havia mantingut a la conca mediterrània durant la glaciació, va expandir-se ràpidament cap als territoris de més al nord. Mentrestant, les espècies àrtiques van trobar refugi a les latituds polars i a les serralades més elevades.

Durant les grans variacions climàtiques pleistocenes es va consolidar el predomini dels mamífers. Així, durant les glaciacions, els mamuts, el ren, l'os polar, la marmota i el rinoceront pelut, entre d'altres, vivien a la tundra de l'Europa central. En canvi, durant els períodes interglacials, hi havia un predomini de rinoceronts, cavalls i hipopòtams. Com a carnívors predominants hi havia els grans felins amb grossos ullals com és el cas de l'smilodon.

En general, durant tot el Pleistocè hi havia una diversitat faunística més gran que l'actual, amb el seu màxim durant l'Eemià. A la fi de l'última glaciació, hi va haver una radical extinció faunística, sobretot de grans mamífers, que cal atribuir no només a canvis mediambientals, sinó també al predomini d'una nova espècie depredadora: l'Homo sapiens.

1.7.15. L'EVOLUCIÓ HUMANA

Els australopitecs són un llinatge d'homínids de l'evolució humana que van viure durant el Pliocè i l'inici del Pleistocè inferior. Hi ha múltiples espècies d'australopitecs amb un aspecte en comú: eren bípedes. Els Australopitecus afarensis —amb un crani

més evolucionat, dimorfisme sexual i un aspecte esquelètic més diferenciat— van evolucionar cap les primeres espècies del gènere Homo.

Les primeres restes fòssils atribuïbles al gènere Homo, associades als primers indicis d'indústria molt simple, tenen una antiguitat entre 2,6 i 2,3 milions d'anys i es troben a l'Àfrica oriental. Els primers Homo presentaven un canvi morfològic i de comportament respecte als australopitecs. Restes fòssils d'Homo habilis tenen una antiguitat de dos milions d'anys. L'Homo habilis tenia un aspecte cranial, facial i dental similar a l'espècie actual del gènere Homo, totalment diferenciat dels australopitecs.

De fa 1,8 milions d'anys són les restes d'un nou tàxon: l'Homo erectus, probable successor de l'Homo habilis a l'Àfrica oriental. Tenia un crani encara més gros que superava els 1.000 cm³, una estructura corporal totalment recta, una major robustesa òssia i una estatura similar a la de l'humà actual. Hi ha un salt cognitiu important: fabricava eines, es cobria el cos amb pells d'animals i manipulava el foc.

L'Homo erectus va sortir del continent africà cap a Àsia i Europa, fins a arribar a Indonèsia. A Europa, les primeres evidències humanes es troben al sud de la península Ibèrica amb una antiguitat d'uns 1,4 milions d'anys. Les restes fòssils trobades a l'Àsia oriental tenen una antiguitat de 500.000 anys, i de 150.000 les trobades a l'illa de Java: l'Homo erectus va viure durant un llarg període de temps.

Mentrestant, l'Homo erectus va seguir la seva expansió i evolució al continent africà. Entre els 600.000 i els 300.000 anys hi ha restes fòssils d'una nova espècie: l'Homo heidelbergensis, descendent de l'Homo erectus. L'Homo heidelbergensis tenia un crani de 1.350 cm³, amb una estatura mitjana d'1,80 m. Era un caçador molt hàbil i construïa refugis. De fet, va ser la segona espècie a sortir d'Àfrica i es va expandir amb èxit per Europa. Es considera l'ancestre comú de l'espècie Homo neanderthalensis, que va aparèixer a Europa, i de l'Homo sapiens, que va sorgir a l'Àfrica. Les dues espècies tenien una capacitat cranial propera als 1.500 cm³.

De fa uns 500.000 anys són les primeres restes fòssils atribuïbles clarament al llinatge de l'Homo neanderthalensis. Originari d'Europa, es va

expandir cap a Sibèria i l'Àsia central, però no cap a Àfrica. Els neandertals van sobreviure a les glaciacions amb poblacions refugiades al sud d'Europa. Tenien una gran capacitat cognitiva, com ho demostren en els mètodes de caça, recol·lecció de plantes, pesca, indústria, expressions artístiques i enterrament acurat dels morts. Van sobreviure a diverses crisis climàtiques i van tenir la màxima població durant l'Eemià, però es van extingir ara fa 40.000 anys, durant la darrera glaciació, tot i que alguna població aïllada va sobreviure fins a fa 28.000 anys, com ho demostren les restes trobades en un jaciment de Gibraltar.

No seria del tot estrany que els neandertals que van viure en la seva màxima esplendor durant l'interglacial eemià haguessin travessat les valls d'Andorra seguint la Valira o bé hi haguessin establert assentaments eventuais durant l'estiu. No obstant això, la presència dels neandertals a Andorra és una suposició, ja que les glaceres de l'última glaciació pleistocena van esborrar qualsevol traça que haguessin pogut deixar.

Les primeres restes fòssils abundants de l'espècie Homo sapiens es troben a l'Àfrica oriental i tenen una edat aproximada de 200.000 anys. És la tercera espècie del gènere Homo que va sortir d'Àfrica i ho va fer dues vegades. La primera va ser durant l'interglacial eemià: va arribar a l'Àsia occidental fa 100.000 anys i a la Xina en fa 80.000. No n'hi ha cap fòssil més recent, cosa que fa suposar que es va extingir. La segona expansió, d'un èxit extraordinari, va tenir lloc fa 60.000 anys i va arribar a Europa, Austràlia, Àsia i Amèrica. Va conviure amb els neandertals durant milers d'anys i s'han trobat fòssils de barreges genètiques entre les espècies amb 50.000 anys d'antiguitat. Probablement, la pressió competitiva, la hibridació i l'assimilació que va suposar la coexistència de les dues espècies va comportar la desaparició dels neandertals a favor de l'Homo sapiens. Una situació similar podria haver passat amb altres espècies d'Homo que podrien haver habitat en altres indrets d'Àsia. D'aquesta manera, l'espècie Homo sapiens és l'única representant del gènere Homo des de fa uns 40.000 anys.

Durant els darrers mil·lennis del Pleistocè, l'Homo sapiens està representat per l'home de Cromanyó: Homo sapiens sapiens. Va saber adaptar-se molt bé al clima fred de l'última glaciació, practicant el nomadisme i refugiant-se en coves, on va desen-

volupar un art i una indústria cada vegada més avançats.

Tenint en compte que l'Homo sapiens va arribar a Europa en l'última glaciació pleistocena, el més probable és que els individus consideressin les valls d'Andorra com un territori inhòspit, per la presència de glaceres, i sense interès, per l'escassetat de fauna.

Ara fa 11.700 anys, amb la finalització de l'última glaciació i coincidint amb l'extinció dels grans mamífers que li servien d'aliment, l'Homo sapiens sapiens va començar un període de transformació que va culminar amb la domesticació d'animals, l'agricultura i el sedentarisme: és el període que correspon al Paleolític superior i al començament del Mesolític.

Edició i revisió estilística: Albert Villaró
Correcció dels textos: Quiasme Text

