

TURU, V. (1998). "Interpretación genética de la unidad deformada de la sección estratigráfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra, (Pirineos Orientales)"; Actas del Vº Congreso Nacional de Geomorfología celebrat a Granada del 15 al 18 de setembre de 1998; Dins de Investigaciones recientes de la Geomorfología española, (A. GÓMEZ ORTIZ y F. SALVADOR FRANCH, editors), Barcelona, 445-454

INTERPRETACIÓN GENÉTICA DE LA UNIDAD DEFORMADA DE LA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE SORNÀS; UN *DRUMLIN* EN LOS VALLES DE LA VALIRA DEL NORD, PRINCIPADO DE ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES.

V, Turu Michels

Institiut d'Estudis Andorrans, Gran Via de les Corts Catalanes 585, 08007 Barcelona

Resumen: Se analiza las relaciones entre la sedimentación y la deformación de los materiales de la unidad 1 de Turu (1992). A partir de estas relaciones y su posición respecto al eje del valle de la Valira del Nord, se llega a la conclusión que se esta delante de un drumlin perteneciente a finales del último ciclo glacial .

Palabras clave: Subglacial, sedimentación, deformación, drumlin, último ciclo glacial, Andorra.

Abstract: We study the relationship between deformation and sedimentation of the unity one from Turu (1992) and we have concluded that this unity is an ancient drumlin, parcialy eroded, from the final part of the last glacial cycle in the Pyrenees.

Key words: Subglacial, sedimentation, deformation, drumlin, last glacial cycle, Andorra.

1 Introducción al marco glacial del Pirineo Andorrano

La última glaciación pleistocénica en los Pirineos consta de un máximo glacial anterior a los 35 Ka BP (Bordonau, 1992), momento en el cual el glaciar andorrano alcanzaba su máxima extensión, situándose la morrena frontal a unos 950 m (Llobet, 1947), aun que otros autores sitúan afloramientos glaciogénicos a cotas inferiores (Llopis, 1965; Prat, 1980 y Turu, 1994). El glaciar de Andorra era el producto de la confluencia de varios valles glaciares, principalmente del valle de la Valira d'Orient, Valira del Nord y del Madriu (figura 1). El presente estudio abarca diferentes afloramientos situados entre los 1290 i los 1310 m en el valle de la Valira del Nord, concretamente en el valle de Ordino, cerca del pueblo de Sornàs. Como antecedentes se han de destacar los trabajos de Prat (1980), Vilaplana (1985), Turu y Bordonau (1997) en donde se citan diferentes afloramientos glaciogenicos presentes en los valles de la Valira del Nord, mientras que en Turu (1992) y Turu et al. (1995) se estudian en detalle de la secuencia estratigráfica de Sornàs y, posteriormente Turu y Bordonau (1997) encuentran nuevas evidencias sedimentarias que se amplían en el presente artículo.

2 Teorías vigentes referentes a la formación de los drumlins

Un *drumlin* es una estructura de deformación ovalada de escala decamétrica a hectométrica, formada en una posición subglacial y orientada según el flujo del hielo. En el *drumlin* se pueden encontrar estructuras sedimentarias sincrónicas a la deformación que denotan un flujo tractivo por debajo del glaciar. Un *drumlin* se diferencia de una *push-moraine* a partir de la disposición del cuerpo sedimentario y de la orientación de las estructuras de deformación respecto al flujo glacial (Piotrowski y Vahldiek, 1990). Diferentes autores han estudiado las causas de la generación de *drumlins* en glaciares de casquete (Hart, 1995) y en glaciares alpinos (Van der Meer y Van Tatenhove, 1992). Para Hart (1995) existen dos grandes teorías que explican la generación de un *drumlin*:

Teoría deformativa: Supone que los *drumlins* se formaron en un nivel deformado en posición Subglacial, en donde quedan atrapados niveles más competentes que actúan como núcleos y, los materiales menos competentes fluyen alrededor del núcleo formándose una caparaza (superficie erosiva). Esta caparaza del núcleo es una superficie de erosión, mientras que el *drumlin* es una forma erosionada. Según Boulton (1987), estos *drumlins* se forman en zonas de extensión longitudinal.

Teoría fluvial: Sugiere que un *drumlin* es el resultado de un proceso deposicional como resultado de la deposición fluvioglacial en cavidades erosionadas por grandes avenidas subglaciales (*drumlin* de arenas y gravas). Este proceso se puede generar por una importante presión intersticial.

Investigaciones recientes: Recientemente se piensa que cuando el glaciar se mueve por encima una capa potencialmente deformable, existe un acoplamiento de la capa deformable y el glaciar, que conduce a un incremento de velocidad del flujo y una deformación de dicha capa (Hart y Boulton, 1991). Para Hart (1994) el estilo de la deformación glacial depende del gradiente del flujo glacial, ocasionando una deformación excavacional o construccional al aumentar o no la velocidad del flujo glacial.

Las conclusiones a las que han llegado Van der Meer y Van Tatenhove (1992) para diferentes *drumlins* alpinos son básicamente las siguientes:

- a) Las diferentes referencias existentes en los Alpes demuestran que estas formas son raras en el contexto alpino y que presentan formas poco desarrolladas de manera que son difíciles de reconocer.
- b) Estas formas pueden ser generadas tanto por pequeños glaciares holocenos como por glaciares mas extensos de finales del último ciclo glacial.
- c) Los *drumlins* estudiados en los Alpes se forman a partir de una acción directa del glaciar y, se descarta la hipótesis de la generación de *drumlins* por acción de agua de fusión.

3 Descripción de la sección estratigráfica de Sornàs

El afloramiento que se describe a continuación es el resultado del estudio de tres secciones que corresponden a tres fases de excavación de una parcela aneja a la carretera general número 3, entre los pueblos de Ordino y Sornàs.

El primer afloramiento existente fue excavado en el verano del 1990 y constaba de unos cincuenta metros de largo por una altura máxima de cuatro metros. Al norte, estos sedimentos se encontraban en contacto con unos calcoesquistos del Devónico, que presentan superficies pulidas y estriadas. Este afloramiento fue descrito por Turu (1992) quien distinguió siete unidades sedimentarias.

De forma posterior, en la primavera del 1991 se excava nuevamente y se estudian dos afloramientos más, uno subparalelo al anterior y otro subperpendicular. A partir de este nuevo afloramiento, Turu et al. (1995) acaban agrupando dos de las siete unidades sedimentarias de Turu (1992) en una y por tanto se llegan a distinguir cinco unidades deposicionales, de las cuales la primera y segunda unidad son las que se estudian en este trabajo, de forma que en total se reducen a cuatro unidades deposicionales (figuras 2 y 3). La unidad 2 de la figura corresponde a un nivel de gravas imbricadas que corresponden a un antiguo lecho del río Valira del Nord y que erosiona parcialmente las unidades anteriores. La unidad 3 presenta diferentes niveles limosos con carbones (entre 8589 ± 90 BP y 8160 ± 60 BP) que corresponden a niveles de inundación del río Valira del Nord. La unidad 4 corresponde a sedimentos de litología local propios de coluviones de la vertiente cercana.

Dentro de un contexto general del glaciario de los valles de la Valira del Nord, Turu y Bordonau (1997, afloramiento VII-1.1) describen una sección perpendicular a las anteriores (figura 4), en donde se han podido diferenciar las mismas unidades deposicionales. Aquí la unidad 2 se subdivide en una unidad 2a y 2b. La subunidad 2a se compone de materiales de granulometría gruesa sin estructuras sedimentarias que se atribuyen a diferentes flujos de gravedad, mientras que la subunidad 2b corresponde a gravas imbricadas por un flujo tractivo, relativo a la Valira del Nord.

Durante el verano de 1996 se excava nuevamente una parcela a unos 20 metros al sur de los anteriores afloramientos. En este nuevo afloramiento se distinguen las unidades 1, 3 y 4, donde en la unidad 1 se observan las capas incliadas hacia el oeste.

A partir de los diferentes afloramientos estudiados se ha podido reconstruir la estructura de la unidad deformada (unidad 1) que en general presenta una longitud superior a los 100 metros de largo en dirección paralela al valle glaciario y unos 20 metros (mínimo) en dirección perpendicular, mientras que la potencia máxima de la estructura queda todavía por determinar.

Gran parte de la estratigrafía de la unidad 1 ha sido descrita por Turu (1992), no obstante los nuevos afloramientos han permitido completar diferentes niveles existentes. A grandes rasgos, la unidad 1 reposa sobre el lecho rocoso de calcoesquistos del Devónico, pulido y estriado glacialmente. En primer lugar, uno se encuentra con un nivel de un metro de potencia de arenas laminadas de grano grueso y por encima unas gravas de 1,5 metros de potencia las cuales parecen presentar alguna estructura tractiva. Seguidamente y en contacto erosivo, se encuentra un nivel compacto de bloques y gravas con morfologías glaciales en una matriz limo-arenosa, que no presenta estructuras sedimentarias internas que se interpreta como un till. A partir de este último nivel se situarían los niveles descritos por Turu (1992). Por encima de los niveles descritos por Turu (1992) se sitúa un nuevo nivel de gravas sin estructuras internas de un metro de potencia, seguido por uno de arenas laminadas ligeramente basculadas que corresponde a la unidad 2 de Turu (1992) que se ha de interpretar como el techo de la unidad 1. La serie sedimentaria se termina con un till Subglacial que envuelve externamente la unidad 1, ya que se ha podido observar en los lugares que la unidad fluvial no ha erosionado la anterior.

4 Relación entre la sedimentación y la deformación de la unidad 1

Las capas de la unidad 1 se encuentran inclinadas con una superficie de contacto ondulada en pequeñas pliegues con una longitud de onda inferior al metro y una amplitud reducida. Estas capas han soportado unos esfuerzos de confinamiento elevadas, ya que se han podido observar numerosas gravas rotas dentro del material en los niveles con menos matriz. También se ha podido observar que algunos de los contactos entre las capas es angular, la cual cosa implica que existía una sedimentación al mismo tiempo que una deformación de las capas inferiores.

Se puede dar una estimación de la deformación longitudinal de forma a poder comparar esta localidad con otras. La deformación longitudinal se ha calculado según la siguiente ecuación:

$$e = \frac{\text{longitud deformada} + \text{longitud original}}{\text{longitud original}} \times 100$$

Dada la imposibilidad de realizar un corte compensado se ha procedido a la medida del acortamiento directamente sobre los contactos entre niveles sedimentarios, ya que en general las estructuras de deformación a gran escala son un reflejo de las estructuras de deformación a pequeña escala.

En la figura 2 se puede observar de forma sintética la serie sedimentaria descrita. En su base el acortamiento longitudinal resulta ser de un 41% en el contacto del primer till con las gravas inferiores. Entre medio de la segunda serie de tills subglaciales, el acortamiento longitudinal pasa a ser de un 36%. La base del till Subglacial intermedio presenta un acortamiento longitudinal del 14%, mientras que la superficie de contacto entre los dos tills es del 11,5% igual que el nivel de gravas situado por encima. El siguiente nivel de gravas presenta un acortamiento del 10,4%, mientras que el nivel de arenas laminadas siguiente presenta un acortamiento del 3,8% (unidad 2 de Turu, 1992), están en contacto discordante con las demás capas y fosilizan el relieve dejado por las capas más deformadas.

A partir de esta evolución del acortamiento longitudinal se puede decir que existen 3 importantes fases. Según las ideas de Hart (1994), la primera sería de un 4,6% por el acoplamiento de la base del glaciar con el substrato deformable y un gradiente del glaciar favorable a la deformación construccional; la segunda con un acortamiento del 21,9% correspondería a un cambio del gradiente que marcaría el carácter de una deformación excavacional; la tercera nuevamente sería construccional y conllevaría un acortamiento sinsedimentario de un 14%.

A una escala decamétrica, la estructura se presenta como una serie de pliegues cónicos antiformes y sinformes con los flancos abiertos hacia el centro del valle y que se cierran hacia la vertiente próxima. La parte más interna de la estructura, la más acortada y inferior en la serie sedimentaria, los pliegues son paralelos a la superficie pulida del lecho glaciar. Conforme nos separamos de la base, los ejes de los pliegues parecen presentar una disposición en abanico con tendencia a ser paralelos con el eje principal del valle.

5 Discusión y conclusiones

La secuencia de la deformación de la unidad 1 resulta ser decreciente hacia el techo de la serie sedimentaria que, junto con los contactos discordantes entre las capas indican la existencia de una deformación sincrónica a la sedimentación. Por otro lado la observación de un till Subglacial, parcialmente erosionado por la unidad 3, en contacto con diferentes niveles de la unidad 1 sugiere que esta unidad está envuelta por el till Subglacial, de forma que esta unidad se debía situar en una posición Subglacial.

En función de la disposición estructural a escala decamétrica, en donde los ejes de los pliegues presentan una disposición en abanico con tendencia a ser paralelos con el eje principal del valle, se puede decir que el flujo glaciar ha marcado el carácter cónico de los pliegues. La única y exclusiva existencia de estructuras de deformación dúctil denota que la deformación del material se debía producir en un contexto confinado. Por otro lado la sedimentación eminentemente flúvioglacial de los diferentes niveles de la unidad 1 implica la presencia de un flujo tractivo. Estos dos hechos implican que el sedimento y las cavidades subglaciares se encontraban en un medio saturado y la presión intersticial presente debía ser importante.

La situación de la unidad 1 detrás del lecho rocoso seguramente ha propiciado la construcción deposicional de esta unidad en una posición *lee-side*, como el “Depósito de Sant Mamés” descrito por Vilaplana (1983) y más tarde por Bordonau (1992) en el complejo proglacial de Vilaller. En el caso de Sornàs, el substrato rocoso debía cambiar el gradiente del flujo glaciar y generar una deformación construccional, tal como sugiere Hart (1994). En los momentos en que la deformación era excavacional se debía producir una erosión parcial de la unidad, una deformación importante de ésta y la sedimentación de un till subglacial alrededor de la unidad.

A partir de estas ideas se ha elaborado una hipotética secuencia de deformación sinsedimentaria sin escala de la unidad 1 (figura 5). A partir de un lecho rocoso inclinado y un relleno sedimentario previo se genera una ondulación de las capas sedimentarias, por acoplamiento con la base del glaciar, hacia la zona donde el substrato rocoso se encuentra más profundo (figura 5a). La deformación de las capas sedimentarias genera irregularidades topográficas por debajo del glaciar (figura 5b y c), de manera que se crea espacio en donde se sedimentan materiales detríticos de fusión subglaciar (deformación construccional). En ciertos momentos, la base del glaciar entra en contacto con los sedimentos flúvioglaciares, erosionándolos parcialmente, deformando de forma intensa la unidad (figura 5d y e) y sedimentándose niveles de till subglacial (deformación excavacional). El gradiente glaciar debió volver a generar una deformación construccional de forma que se sedimentan de nuevo materiales flúvioglaciares (figura 5f). A medida que el flujo del glaciar resulta ser menos activo, la deformación resulta ser menor y la sedimentación va regularizando el relieve de las capas más deformadas (figura 5g).

Se han distinguido un total de tres fases deformativas en donde la más importante es la segunda (22% de acortamiento lineal) que comporta una erosión parcial y la sedimentación de un till subglacial (figura 5d y e).

Al igual que en los Alpes (Van der Meer y Van Tatenhove, 1992), el *drumlin* de Sornàs se ha formado por la acción deformativa directa del glaciar pero con presencia de presión intersticial. Las diferentes fases de deformación presentes están asociadas al gradiente glaciar y el carácter construccional o excavacional de la deformación, tal como sugiere Hart (1994).

Durante la formación del *drumlin* de Sornàs, el frente glaciar se debía situar a pocos kilómetros al sur de Ordino, ya que las deformaciones subglaciales se producen a poca distancia del frente glaciar como consecuencia de la acumulación del esfuerzo tangencial generado por la diferencia en la potencia de hielo respecto al frente glaciar, tal como sugiere Croot y Fenton (1989), de forma que se puede asignar a la unidad 1 una edad posterior a la máxima extensión del último ciclo glaciar al Pirineo. A partir de las características deformativas y sedimentarias del techo de la unidad 1, seguramente pertenecen al episodio de glaciares de valle o de glaciares en altitud de Bordonau (1992).

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J. (1992): El complex proglacial de barratge morrènic del Seminari de Vilaller. En: Geofoma (Ed.), *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*, Logroño, 94-99 pp
- Boulton, G. S. (1987): A theory of drumlin formation by subglacial deformation. En: Menzies, J. y Rose, J. (Eds.), *Drumlin Symposium, Rotterdam*, 25-80 pp
- Croot, D.G. y Fenton, M. M. (1989): Dynamism of glaciotectionic deformations. En: Kluwer Academic Co.(Ed.), *Glaciotectionic landforms and structures*; Dordrecht, 155-168 pp
- Hart, J. K. (1994): Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, 15-32
- Hart, J. K. (1995): Drumlin formation in southern Anglesey and Arvon, Northwest Wales. *Journal of Quaternary Science*, 10, 3-14
- Hart, J. K. y Boulton, G. S. (1991): The interrelationship between glaciotectionic deformation and glaciodeposition within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, 10, 335-350
- Llobet, S. (1947): *El medio y la vida en Andorra, estudio geográfico*. CSIC, Barcelona, 347 pág.
- Llopis, N. (1967): *Mapa geológico de Andorra*. CSIC, IV, 1:25.000, Madrid.
- Piotrowski, J.A. y Vahldiek, J. (1990): Elongated hills near Schonhorst, Schlewig-Holstein: drumlins or terminal push-morraines?. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 38, 231-242.
- Prat, M.C. (1980): *Montagnes et vallées d'Andorre, étude géomorphologique*. Tesis de tercer ciclo, Inst. de Geogr. de la Univ. de Bordeaux III, Inédita, 267 pág.
- Turu, V. (1992): La secció estratigràfica de Sornàs. *Annals 1991 de l'Institut d'Estudis Andorrans*, Barcelona, 47-76
- Turu, V. (1994): Datos para la determinación de la máxima extensión glaciaria en los valles de Andorra (Pirineo Central). En: J. Arnáez-Vadillo, J.M. García-Ruiz y A. Gómez Villar (Eds.), *Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*, Logroño, 265-276 pp.
- Turu, V.; Bordonau, J. y Vilaplana, J.M. (1995): La secció de Sornàs (Andorra, Pirineo Central). En: GTPEQ-AEQUA (Ed.), *Actas de la III Reunión del Cuaternario Ibérico*, Universidade de Coimbra, Coimbra 1993, 209-214 pp
- Turu, V. y Bordonau, J. (1997): El glacialisme de les valls de la Valira del Nord (Principat d'Andorra), síntesi d'afloraments. *Annals 1995 de l'Institut d'Estudis Andorrans*, Barcelona, 41-104
- Van der Meer, J. J. M. y Van Tatenhove, F. G. H (1992): Drumlin in a full alpine setting: some examples from Switzerland. *Geomorphology*, 6, 59-67
- Vilaplana, J. M. (1983): Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 18, 3/4, 217-233
- Vilaplana, J. M. (1985): Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà. *Revista de Investigaciones Geológicas*, 41, 67-82.

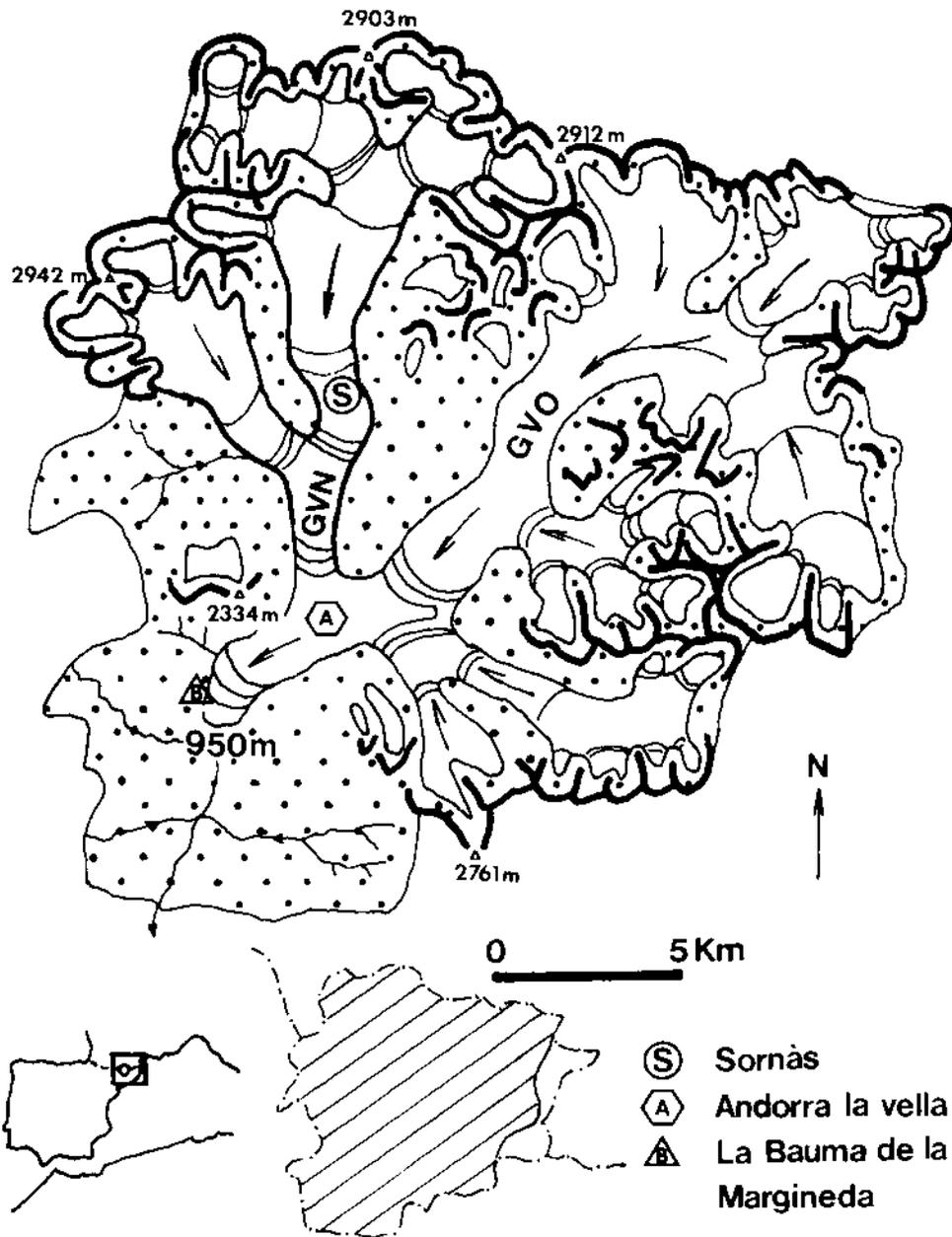


Figura 1: Situación de la zona de estudio. En la presente figura se puede observar la confluencia de los aparatos glaciares en Andorra la Vella. También se puede observar la situación del frente glaciar a una cota de 960 metros, en las inmediaciones de la Bauma de la Margineda.

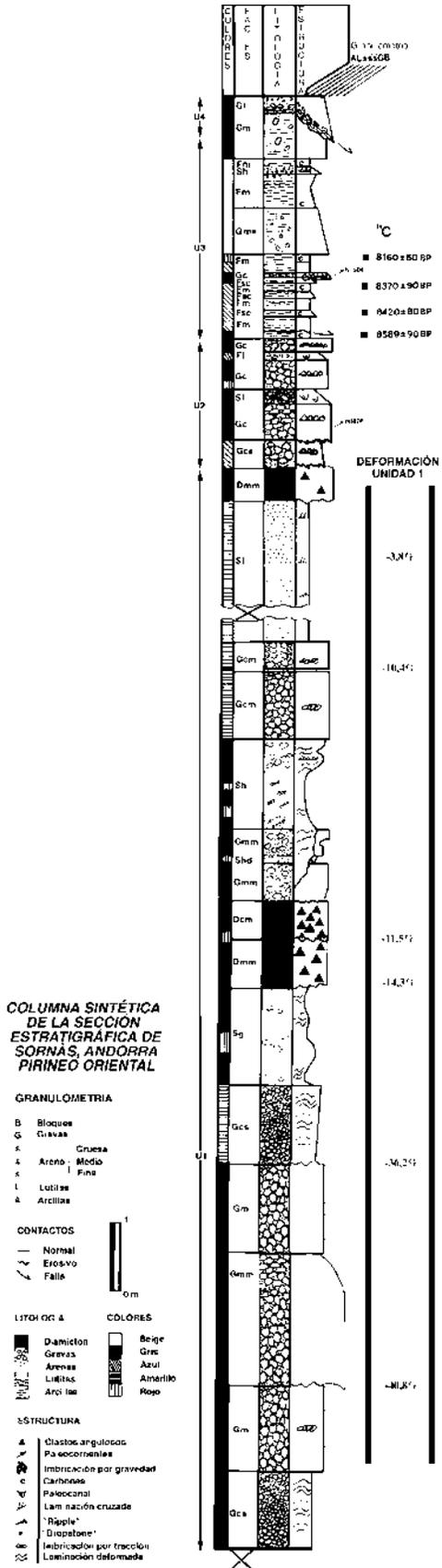


Figura 2: Columna estratigráfica de la sección de Sornàs, con la división de las diferentes unidades deposicionales. También se puede observar, en forma de columna, el acortamiento lineal presente en los diferentes niveles de la unidad deposicional 1.

Sección estratigráfica de Sornàs, Andorra, Pirineo Oriental

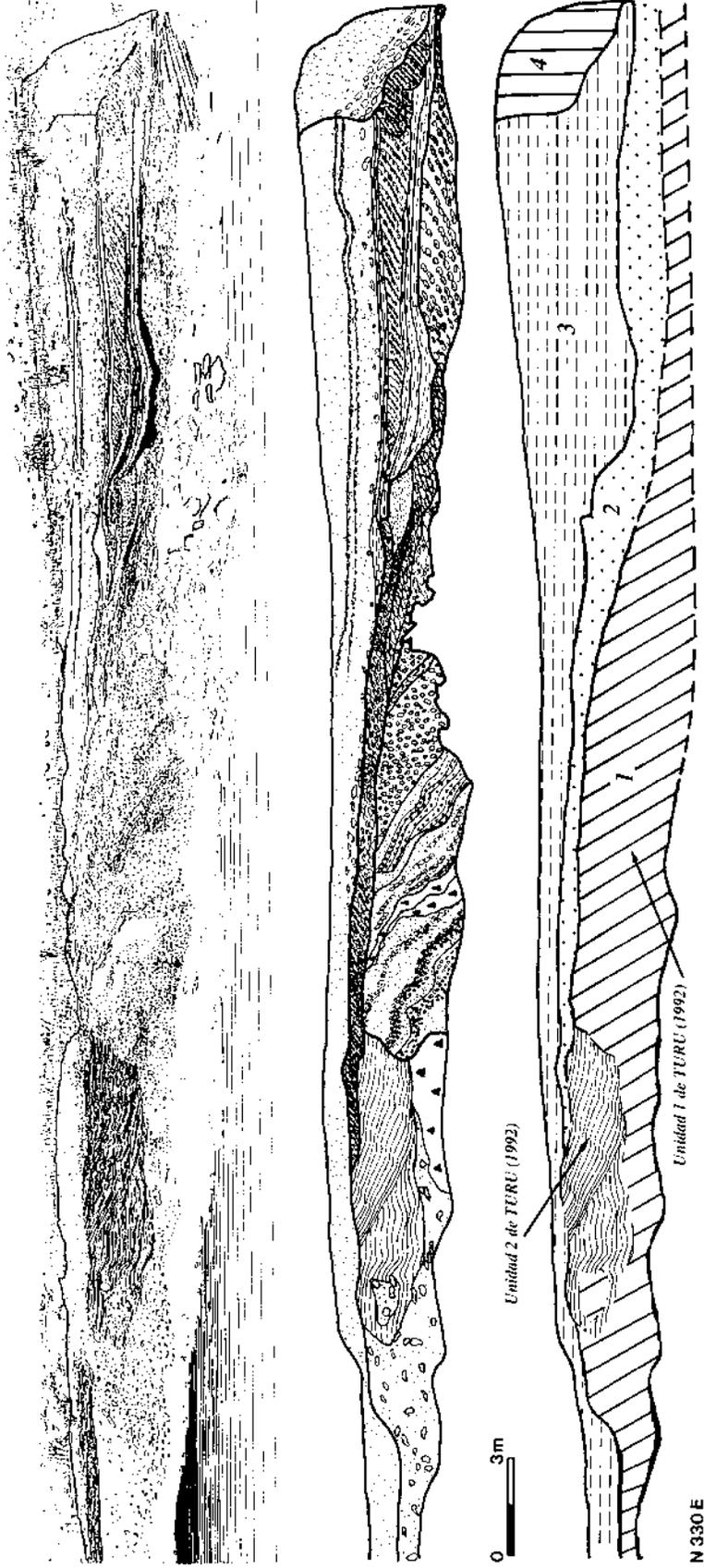


Figura 3: Esquema de la sección estratigráfica de Sornàs estudiada por Turu (1992) y Turu et al. (1995). En el presente esquema se puede observar como la unidad 2 de Turu (1992) se sitúa de forma discordante por encima de los materiales de la unidad 1 de Turu (1992); el contacto es discordante pero estos materiales pertenecen a la misma unidad.

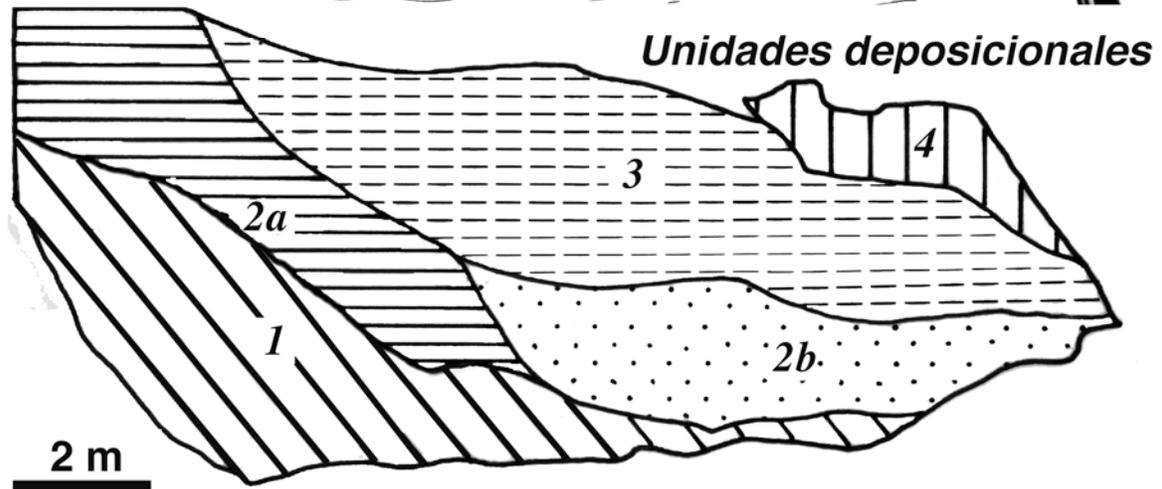
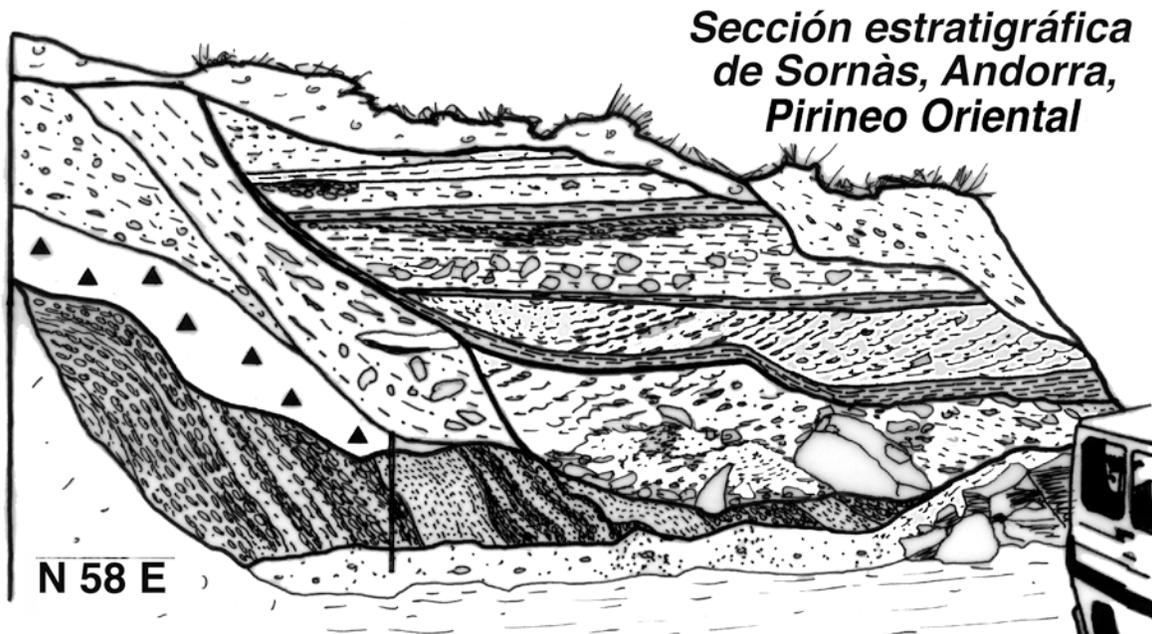


Figura 4: Esquema de la sección estratigráfica de Sornàs estudiada por Turu y Bordonau (1997). Esta sección es perpendicular a la presente en la figura 3, de forma que se ha podido estudiar la geometría de las diferentes unidades. También se puede observar como las unidades deposicionales posteriores se sitúan de forma discordante y en contacto erosivo por encima de la unidad 1.

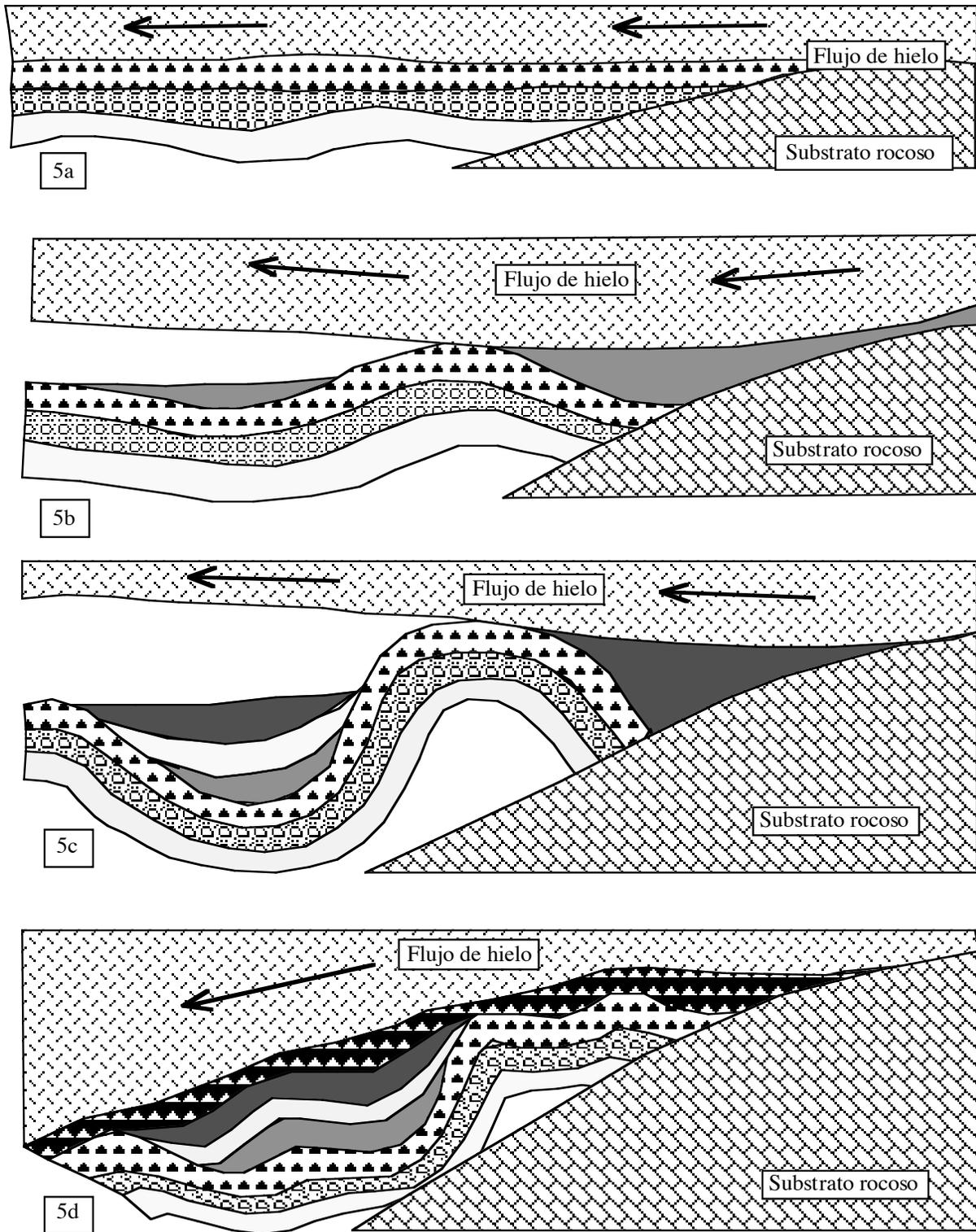
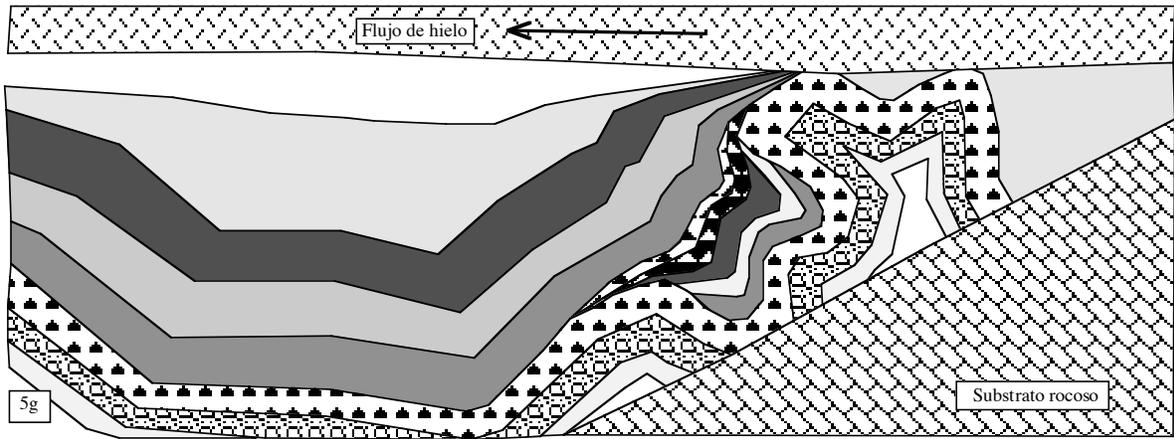
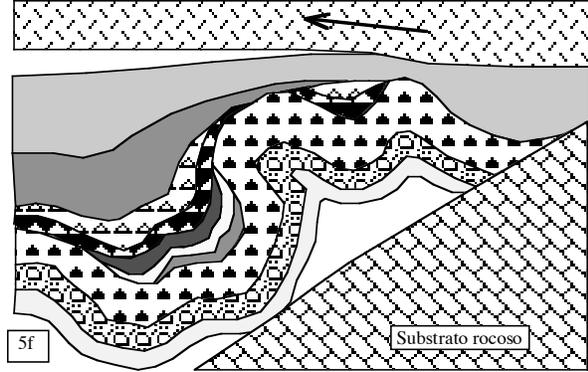
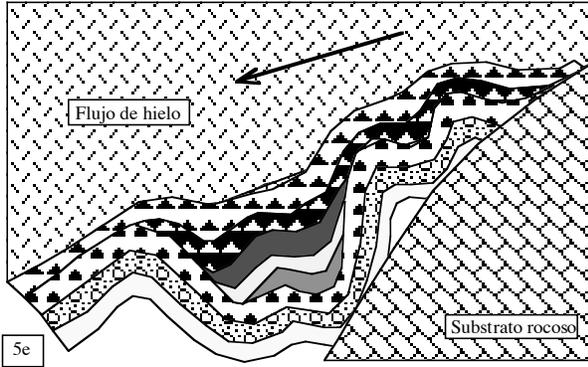
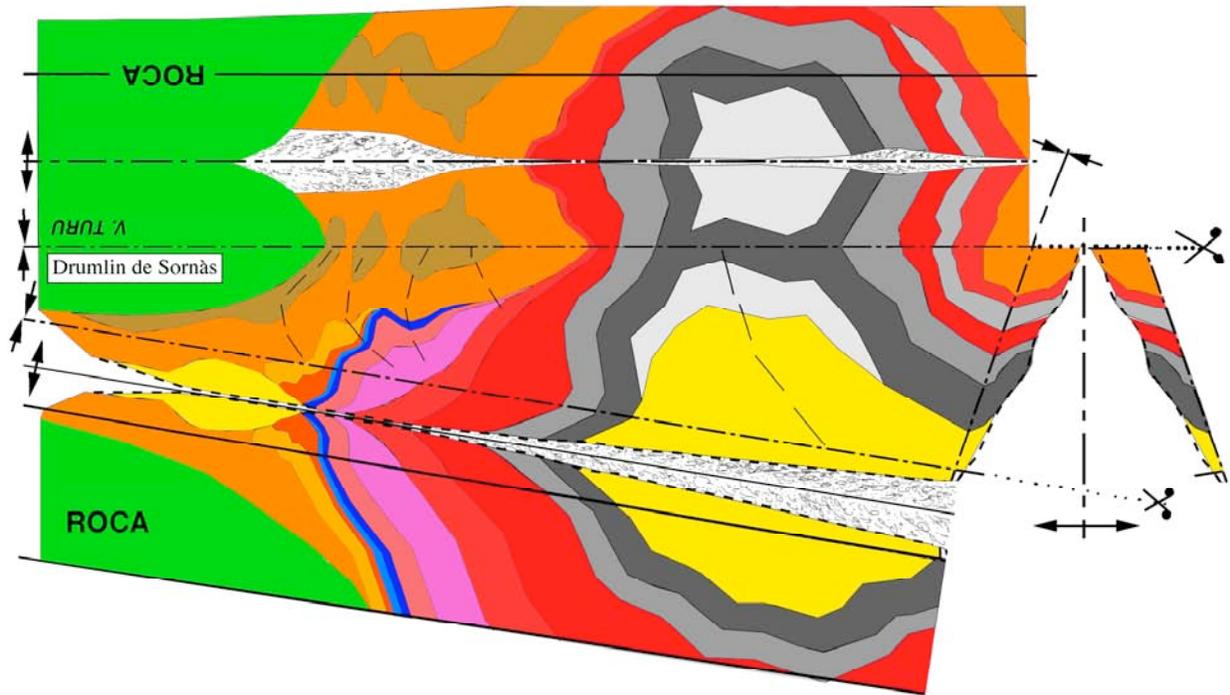


Figura 5: Evolución de las relaciones entre deformación y sedimentación en la unidad estratigráfica 1 de Sornás, ver explicación en el texto.





Drumlin de Sornàs, papiroflèxia. En verde la roca, en azul las capas de till subglacial, en amarillo las arenas últimas en depositarse. En blanco rallado la terraza fluvial del Valira del Norte que erosiona el Drumlin.