

ABANICOS ALUVIALES: APORTACIÓN TEÓRICA A SUS ASPECTOS MÁS SIGNIFICATIVOS

A. GÓMEZ VILLAR

Dpto. de Geografía e H^a de las I.E. Facultad de Filosofía y Letras.
Universidad de León. 24071 León.

Resumen. En este artículo, que constituye una introducción teórica al estudio de abanicos aluviales, se presentan algunos de los aspectos generales y otros, más discutidos por diversos autores, sobre estos ambientes deposicionales.

Palabras clave: Abanicos aluviales, ápice, punto de intersección, agradación/disección, atrincheramiento.

Abstract. In this paper, which consists of a theoretical introduction to the study of alluvial fans, some general aspects of these depositional environments are presented together with other points discussed by various authors.

Key Words: alluvial fans, apex, intersecction point, aggradation/diseccction, entrenchment.

1. Introducción

Los sedimentos originados por distintos procesos erosivos son depositados en las partes topográficamente más bajas de los paisajes (valles, piedemontes, llanuras costeras), creando diversas formas deposicionales entre las que destacan las de origen fluvial: abanicos aluviales, deltas, terrazas y llanuras de inundación. Los abanicos aluviales, considerados como sistemas de transferencia de materiales erosionados en áreas montañosas y destinados a ser depositados en cuencas adyacentes (Graff, 1988), son elementos comunes en ambientes con condiciones climáticas diferentes. Su creación es el resultado de una compleja interacción de clima y tectónica, explicada por medio de las características topográficas y la geología e hidrología de la cuenca, por procesos de erosión -requieren condiciones geomorfológicas similares para su formación (Petts & Foster, 1985)- y deposición (Morisawa, 1985).

En este artículo se presenta, en primer lugar una recopilación de los antecedentes y tendencias y trabajos más importantes llevados a cabo sobre abanicos aluviales; en segundo lugar se analizan tanto las características generales de los abanicos aluviales como otros aspectos más controvertidos de estas formas deposicionales porque, aunque han sido objeto de detallados estudios en las últimas décadas, cuentan con una estructura y dinámica muy complejas y todavía quedan cuestiones sin resolver.

2. Antecedentes y tendencias

Los abanicos aluviales, en comparación con otras formas de acumulación, atrajeron poco la atención en el siglo pasado y principios del presente. Esto se refleja en el número de referencias sobre ellos. Hasta el siglo XIX destacan los trabajos en Europa de Smith (1794), Saussure (1779, 1784, 1796 *a* y *b*), citados en Blair & McPherson (1994 *a*). Surrel (1841) fue uno de los primeros en discutir sobre este tipo de depósitos y Drew (1873) quién aplicó el término de “abanico aluvial”. Todos estos trabajos intentaron establecer algún tipo de sistematización en cuanto al origen de abanicos aluviales, diferenciándolos de ríos y de deltas de ríos. Durante la segunda mitad del siglo XIX las investigaciones sobre abanicos aluviales se iniciaron en conexión con la U.S.G.S. (Investigación Geológica de los EE.UU.) e insisten en estos aspectos. Los resultados de estos estudios se encuentran en los trabajos de Gilbert (1875, 1877, 1890), Miller (1883), Geikie (1886) y McGee (1897). Haast (1864, 1879) y Thompson (1873) estudiaron la deposición de abanicos en Nueva Zelanda.

En el s. XX el estudio de abanicos aluviales se inicia con Davis (1905) y sus seguidores (Baker, 1911; Bryan, 1922; Pack, 1923 y Johnson, 1932) quienes realizan una cuantificación de sus características genéticas. Se realizaron estudios de los procesos deposicionales que incidían en la génesis e individualización de los abanicos aluviales y sobre los procesos secundarios que contribuyen a remodelar la superficie de los abanicos aluviales: Bomey (1902), Rickmers (1913), Pack (1923), Blackwelder (1928, 1931), Woodford & Harriss (1928). Otros trabajos establecen relaciones entre eventos excepcionales y procesos de sedimentación en ambientes áridos (Pack, 1923; Blackwelder, 1928). Trowbridge (1911), Lawson (1913), Tiejé (1923) y Blackwelder (1928) analizaron la relación entre los procesos que intervienen en la formación de abanicos aluviales y las facies resultantes en ambientes modernos y relictos. El estudio de los abanicos aluviales y su relación con factores tectónicos fue abordado por Trowbridge (1911), Eckis (1928) y Longwell (1930). En el periodo comprendido entre los años 30 y 50 se llevaron a cabo pocas publicaciones. Es a partir de los trabajos de Blissenbach (1952, 1954) cuando el estudio de los abanicos aluviales adquiere un gran impulso. Los trabajos de Solch (1945), Kadar (1957) y Czajka (1958) caracterizaron este periodo en Europa.

Los años 60 pueden verse como el verdadero punto de partida en la investigación de abanicos aluviales (Rachocki, 1981). Hasta la década actual podemos dividir los estudios en las siguientes vertientes:

1. Trabajos sobre las características generales de los abanicos aluviales. Proporcionan importantes antecedentes sobre el tema y contienen una detallada información: Allen (1965), Yazawa (1971), Yazawa *et al.* (1971), Bull, (1972, 1977), Fisher & Brown (1972), Spearing (1974), Miall (1977), Schumm (1977), Collinson (1978, 1984), Ethridge & Thompson (1978), Rust (1978, 1979), Colombo (1979) y McGowen (1979). Más recientes son los trabajos de Colombo (1989) y los de Ashida (1985) y Saito (1985) en Japón. Los procesos que intervienen en la formación de los abanicos aluviales y los sedimentos que los constituyen han sido tratados en algunas obras dedicadas al estudio de diferentes ambientes sedimentarios (Kukul, 1971; Reineck & Singh, 1973; Miall, 1990).

2. Trabajos sobre abanicos aluviales de formación reciente. Han sido estudiados desde un punto de vista fisiográfico y de la morfología superficial y han recibido una cuidadosa atención por parte de los sedimentólogos en los años 70. Durante mucho tiempo, solamente los abanicos aluviales recientes de regiones áridas y semiáridas eran estudiados en detalle. A partir de los años 60 los estudios de abanicos depositados en ambientes templados y húmedos contribuyeron en gran medida a un mejor conocimiento de estas formas deposicionales. Beaty (1963, 1970), Hack (1965), Bull (1962, 1963, 1964 *a* y *b*, 1977), Denny (1965, 1967), Lustig (1965), Gile & Hawley (1966), Melton (1968), Hooke (1967, 1968), Williams (1969), Beaumont (1972) y Ryder & Scholten (1973), entre otros estudian los abanicos aluviales de regiones áridas y semiáridas. En todos estos trabajos se establecen relaciones entre la morfología del abanico y el área-fuente de sedimentos.

La sistematización del concepto de abanico aluvial se hizo con los trabajos de Bull (1968 *a* y *b*, 1972 y 1977) y Schumm (1968, 1977, 1981). A partir de este momento se tiende a clasificar a los abanicos aluviales según sea el tipo de régimen climático imperante en la zona de deposición. Se introduce de esta forma la terminología de *abanico aluvial de clima árido*, correspondiente a los citados anteriormente, y los de *clima húmedo* estudiados por Anderson & Hussey (1962), Hoppe & Eckman (1964), Anstey (1965), Winder (1965), Legget *et al.* (1966), McGowen (1971), Nossin (1971), Ryder (1971 *a* y *b*), McPherson & Hirst (1972), Boothroyd (1970, 1972), Gustaufson (1974), Boothroyd & Ashley (1975), Vos (1975), Boothroyd & Nummedal (1978) y Wasson (1974, 1977, 1979).

Algunos autores trabajan sobre modelos experimentales de abanicos aluviales. Destacan los trabajos de Hooke (1967, 1968), Price (1974, 1976), Chang (1982), Nemeč & Steel (1988). En los estudios de laboratorio los autores observan las fases de deposición y desarrollo del abanico y la clasificación del material dentro del mismo. Rachocki (1981) desarrolló un modelo basado en un sistema de canales trenzados, en una cantera de Polonia. Hooke & Rohrer (1979), Chang (1982), Chorley, Schumm & Sudgen (1984), Weaver (1984), Weaver & Schumm (1984) y Schumm, Mosley & Weaver (1987) tratan con modelos especulativos, enlazando las fases de evolución de la cuenca con los modelos estratigráficos de abanicos (Fraser & DeCelles, 1993).

Blair & McPherson (1994 *a*) señalan que el uso de los resultados obtenidos a partir de modelos de laboratorio, sin verificaciones de campo, como base para establecer aspectos sedimentológicos de abanicos aluviales puede plantear problemas de tipo conceptual, en cuanto que los abanicos de laboratorio se construyen por sistemas de canales trenzados; un segundo problema procede de la aplicación de modelos de abanicos de laboratorio a abanicos naturales, asumiendo como válida la premisa de que los procesos y facies de abanicos pueden ser modelados a pequeña escala.

3. Trabajos sobre abanicos aluviales relictos. Aunque han sido extensamente estudiados desde el punto de vista de la composición clástica y dirección del transporte del material, hay muchos menos trabajos de análisis detallados de facies y de estudios integrados de sedimentología. Destacan los estudios de Nilsen (1969), Miall (1970), Schluger (1973), Horne (1975), Steel *et al.* (1977), Bluck (1978) y Steel & Aasheim (1978) y sobre los depósitos de abanicos aluviales del Devónico (Allen, 1981). Klein (1962), Bluck (1965), Laming (1966), Meckel (1967), Wessel (1969), Deegan (1973), Steel & Wilson (1975), Joshi (1977), Hubert *et al.* (1978) y Steel (1987) han trabajado con abanicos aluviales datados entre el Carbonífero y el Jurásico, en Norteamérica y Europa.

Otras buenas descripciones de abanicos aluviales relictos, del Cretácico y Terciario, han sido hechas por Carter & Galtieri (1965), Solster (1968), Wilson (1970), Steidman (1971), Love (1973), Ryder *et al.* (1976), Blair (1987 *a*). Los abanicos aluviales del Precámbrico han sido trabajados con más detalle porque muchos de ellos están asociados a yacimientos minerales (Williams, 1966, 1969; Reid, 1974; Pretorius, 1974, 1975, 1976; Roberston, 1976; Minter, 1976, 1978).

4. Estudios de los abanicos aluviales a partir de los años 80. Se orientan hacia los siguientes tipos de problemas bien definidos:

- a) Procesos deposicionales y características sedimentológicas, relaciones con la morfometría y desarrollo del abanico, morfología de los abanicos: Iso *et al.* (1980), Ori & Ricci Lucchi (1981), Rachocki (1981), Nilsen (1982), Ori (1982), Ricci Lucchi *et al.* (1982), Kochel & Johnston (1984), Nilsen & Moore (1984), Griffiths & McSaveney (1986), Kostaschuck *et al.* (1986), Sauchyn (1986), Blair (1987 *b*), French (1987), Hooke (1987), Wells & Dorr (1987 *a* y *b*), Wells & Harvey (1987), Beer & Jirka (1988), Eyles & Kocsis (1988), Krainer (1988), Hubert & Filipov (1989), Basu & Sarkar (1990), Gohain & Parkash (1990), Kochel (1990), McCarthy *et al.* (1991, 1992), Bhardwaj & Singh (1992), Jansson *et al.* (1993), Marchi *et al.* (1993), Nemeč & Postma (1993), Stanistreet & McCarthy (1993), Blair & McPherson (1994 *b*).
- b) Efectos geomorfológicos y sedimentológicos por fenómenos excepcionales con distintos periodos de recurrencia. Prestan especial atención a las coladas de piedras y de barro como procesos dominantes en la creación y desarrollo de abanicos aluviales: Iso *et al.* (1980), Newson (1980), Pierson (1980), Costa & Jarret (1981), Pippin (1981), Theakstone (1982), Suwa & Okuda (1983), Tundbridge (1983), Kesel (1985), Harvey (1984 *c*, 1986 *c*), Osterkamp *et al.* (1986), Sauchyn (1986), Young (1986), Addison (1987), Jackson *et al.* (1987), Richards (1987), Schick & Lekach (1987), García Ruiz *et al.* (1988), Jibson *et al.* (1989), Naef *et al.* (1989), Corominas & Alonso (1990), Gómez Villar (1990), Kellerhals & Church (1990), Peiry (1990), Zimmermann (1990), Luckman (1992), Larsen & Simon (1993).
- c) Sedimentología en abanicos aluviales relictos (Cherven, 1984; Harvey & Renwick, 1987; Brazier *et al.*, 1988; Gottesfeld *et al.*, 1991; Blair & McPherson, 1992, 1993; Whittecar & Duffy, 1992; Whittecar & Ryter, 1992).
- d) Evolución de abanicos aluviales, formación de suelo y desarrollo de la vegetación (McFadden, 1988; Mohindra *et al.*, 1992; McAuliffe, 1994; Gómez Villar *et al.*, 1995; Mills & Allison, 1995; Parker, 1995).

En los últimos años se ha puesto especial interés en el análisis de los abanicos aluviales, estableciendo su diferenciación natural de ríos y abanicos delta. En este sentido destaca especialmente el trabajo de Blair & McPherson (1994 *a*), donde realizan una amplia revisión de todos los trabajos dedicados a este aspecto y llevan a cabo una reclasificación de ríos y deltas considerados como abanicos aluviales. Ambos autores señalan que existe una diferencia fundamental y natural entre abanicos aluviales y otros ambientes sedimentarios; esta diferenciación está reflejada y determinada por la morfología, procesos hidráulicos y sedimentarios, y facies y montaje de facies resultantes; otros trabajos importantes en este sentido son los de Nemeč (1990, 1993), Postma (1990) y Nilsen (1993).

En España el estudio de abanicos aluviales ha tenido un menor desarrollo. A partir de los años 70 comenzaron a realizarse más trabajos centrados en el tema. La mayor parte de los trabajos se refieren a abanicos aluviales relictos: Heward (1978 *a* y *b*), Heward *et al.* (1977, 1980), García Ramos *et al.* (1980) y Abalos (1987) trabajan en el N de España. Sobre la cuenca del Ebro destacan los trabajos de Anadón & Marzo (1975), Colombo (1975), Marzo (1980), Robles (1980, 1982), Riba *et al.* (1983), Cabrera *et al.* (1985) y Anadón *et al.* (1986). En los Pirineos son interesantes los estudios realizados en el valle del Gállego: Panzer (1926) destaca la complejidad de algunos abanicos aluviales, Fontboté (1948) señala su carácter postglaciar e importancia morfológica y Barrère (1966) los relaciona con las morrenas laterales que cierran los barrancos y destaca su dinámica, de carácter parcial; Serrano (1991) corrobora su génesis postglaciar. Otros trabajos llevados a cabo son los de Puigdefábregas (1975), Nichols (1987). Mateu Bellés (1982) y Segura Beltrán (1987) trabajan en el área mediterránea y Díaz Molina *et al.* (1985) estudian abanicos aluviales "húmedos" en el centro de la península. Son importantes los trabajos realizados sobre abanicos aluviales del SE Español: Somoza *et al.* (1989), Silva *et al.* (1992) y, especialmente, los de Harvey (1978, 1983, 1984 *a*, *b* y *c*, 1986 *a* y *b*, 1987, 1988, 1990, 1992) centrados en las características morfológicas y sedimentológicas de los abanicos aluviales y en las relaciones morfométricas con sus cuencas.

En La Rioja Gonzalo Moreno (1981) y Pérez Lorente (1979, 1983) los consideran en sus trabajos como indicadores de fuertes reactivaciones por movimientos tectónicos. Trabajos más recientes son los de Muñoz (1992) y Muñoz *et al.* (1990) que efectúan un análisis minucioso de los modelos de sedimentación en los abanicos aluviales del sector occidental de la cuenca del Ebro y su variabilidad temporal y espacial en función tanto de los procesos diastróficos como de la mayor o menor proximidad respecto al frente tectónico del Sistema Ibérico. García Ruiz *et al.* (1988) y Gómez Villar (1990) que prestan especial atención a los procesos deposicionales que intervienen en la formación de abanicos aluviales generados por tormentas en la cuenca del Najerilla, y los de Gómez Villar *et al.*, (1994) y Gómez Villar (1995), que analizan los factores que favorecen la formación de abanicos aluviales.

3. Definición y terminología de abanico aluvial

Un abanico o cono aluvial (Figura 1 *a* y *b*) o cono de deyección (Colombo, 1979) es un depósito de sedimentos -gravas, arena y sedimentos más finos (Patton *et al.*, 1970)- que se acumula en la base, más llana, de un frente montañoso o, en el interior de un área montañosa, allí donde el relieve se amplía y disminuye la pendiente de un torrente. Su superficie forma un segmento de un cono que radia pendiente abajo desde el punto donde la corriente abandona el área-fuente (Blissenbach, 1954; Bull, 1972, 1977; Wasson, 1975; Nilsen & Moore, 1984). Esa forma semicónica, un perfil radial, generalmente cóncavo (Figura 1 *c*), de longitud limitada (Anstey, 1965, 1966), y unos perfiles transversales convexos, junto con la pendiente superficial, son los aspectos morfológicos más característicos de un abanico aluvial. Según el régimen de alimentación, en función del tipo de régimen climático imperante, se ha distinguido tradicionalmente entre *abanicos aluviales secos*, constituidos por la acumulación de diversos episodios de coladas de barro y piedras, y *abanicos aluviales húmedos*, ligados a flujos de agua permanentes o semipermanentes (Schumm, 1977), lo que da lugar a parámetros morfométricos distintos en cada uno de los casos (Mateu Bellés, 1982). Posteriormente a estos dos tipos se les vino a sumar el modelo de abanico aluvial desarrollado en un clima tropical (Heward, 1978 *b*), así como aquellos desarrollados en zonas sedimentarias muy alejadas del área-fuente y denominados *abanicos terminales* (Mukerji, 1976 *b*; Sáez, 1985; Castellort & Marzo, 1986). En ambientes hiperáridos se forman abanicos en la desembocadura de *wadis* (Glennie, 1970). Colombo (1989) propuso otra terminología que hace referencia a la eficacia de transporte, independientemente de

Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos 81

los procesos sedimentarios predominantes: *abanicos aluviales de alta eficacia de transporte* y *abanicos aluviales de baja eficacia de transporte*; este autor tiene en cuenta el área de los abanicos, sus dimensiones radiales, las direcciones de los paleocanales y la distribución de las facies principales.

Cuando el frente montañoso es relativamente recto, series de abanicos coalescen formando un frontón deposicional que se denomina *bajada* (Tolman, 1909; Blackwelder, 1931; Blissenbach, 1954; Fairbridge,

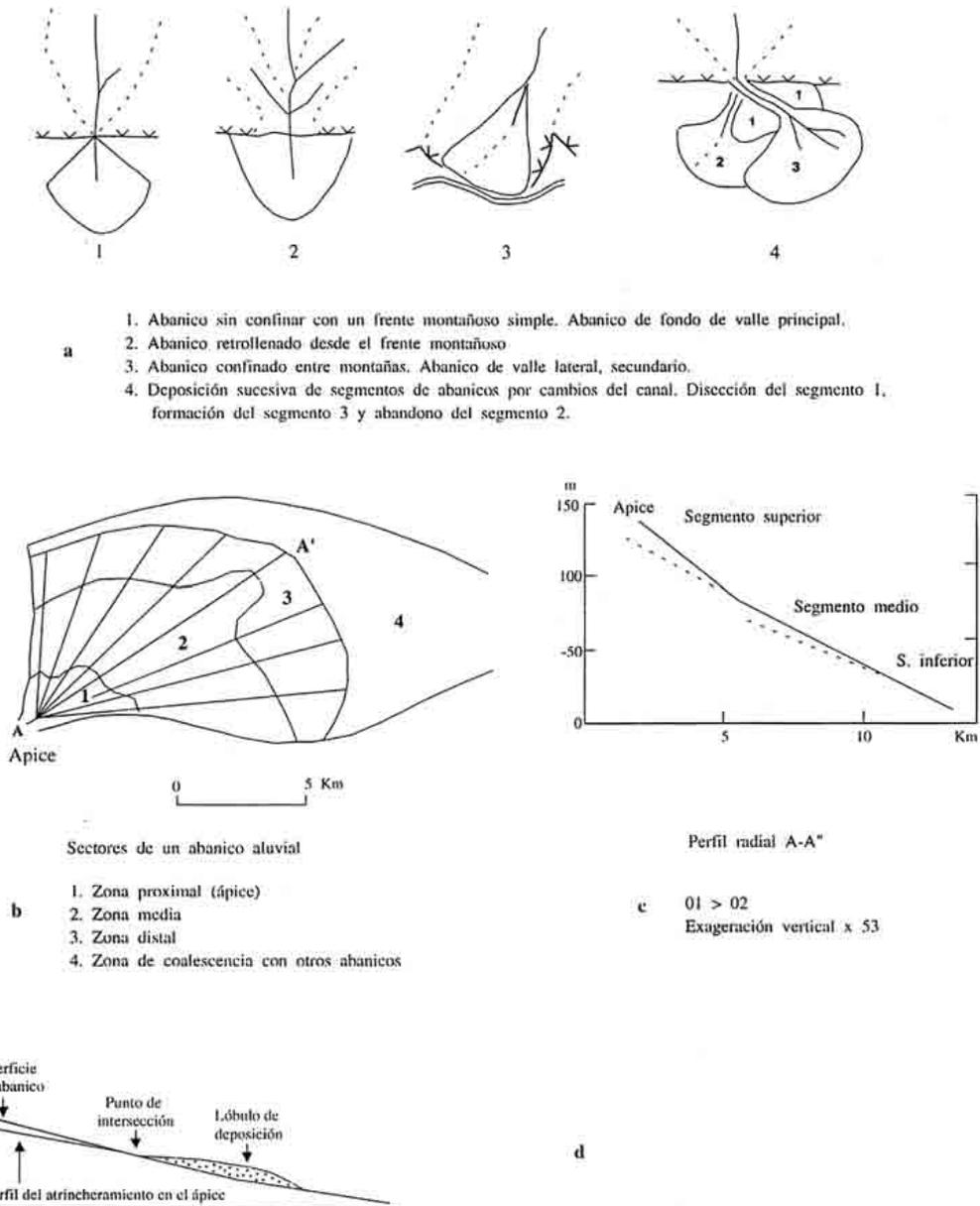


Figura 1. Características de los abanicos aluviales. a) Desarrollo de abanicos aluviales (Harvey, 1987; Denny, 1967; McArthur, 1987). b) Segmentación de un abanico aluvial (Bull, 1964 a). c) Perfil longitudinal de un abanico aluvial segmentado (Bull, 1964 a). d) Modelo esquemático de las relaciones del punto de intersección (Hooke, 1967). *Characteristics of alluvial fans. a) Alluvial fans development (Harvey, 1987; Denny, 1967; McArthur, 1987). b) Alluvial fan segmentation (Bull, 1964 a). c) Longitudinal profile of a segmented alluvial fan (Bull, 1964 a). d) Schematic model of the intersection point relationships (Hooke, 1967).*

1968) o *abanico aluvial compuesto* (Miller, 1926). El abanico aluvial se acumula en la base de un frente montañoso y es denominado abanico aluvial sin segmentar o *abanico aluvial simple*. Un tipo de abanicos aluviales mucho más común, en regiones áridas y semiáridas sobre todo, son los *abanicos aluviales segmentados* (Bull, 1964 a; Hooke & Dorn, 1992): los cambios climáticos, tectónicos y de nivel de base generan abanicos aluviales que presentan marcadas rupturas de pendiente en su superficie, lo que da a sus perfiles una apariencia segmentada; estos segmentos tienen una pendiente constante, progresivamente más suave cono abajo (Bull, 1964 a), y aparecen como líneas rectas sobre un perfil radial (Figura 1 c). Se han citado abanicos segmentados al lado de otros sin segmentar y ello puede deberse a una granulometría mucho más gruesa de estos últimos en los que la pendiente deposicional del abanico parece ser menos sensible a los efectos tectónicos (Hooke, 1967).

Cuando son depositados en masas permanentes o estancadas de agua han sido denominados *abanicos-delta* (McGowen & Scott, 1974; Wescott & Ethirdge, 1980; Postma, 1983, 1990; Blair, 1987 c; Kazanci & Erol, 1987; Dunne, 1988; Flint *et al.*, 1991). Este término fue aplicado por primera vez por Holmes (1965) y McGowen (1971) debido a las diferencias en las facies respecto a las de los deltas clásicos (Nemec, 1990; 1993): las facies distales de estos abanicos-delta pueden incluir sedimentos retransportados por corrientes de océanos y lagos. Las características necesarias para la formación de *abanicos-delta* son zonas montañosas o zonas de fuerte relieve adyacentes a una línea de costa y cauces con gradientes elevados y con carga de fondo que fluyen hacia una cuenca submarina. Son ambientes únicos donde los procesos fluviales, característicos de la sedimentación de abanicos aluviales interactúan con los procesos de la línea de costa, característicos de la cuenca que los recibe (Fraser & Suttner, 1986; Wescott & Ethirge, 1990).

El tamaño de los abanicos aluviales individuales varía, desde unos pocos cm^2 , como es el caso de diminutas formas en *bad lands* (Graff, 1988), a varios km de radio. El ejemplo del río Kosi, en la India, considerado como uno de los mayores abanicos aluviales de formación reciente, formado por sedimentos procedentes del Himalaya (Gole & Chitale, 1966; Inglis, 1967), en la actualidad se considera que corresponde a un gran sistema distributivo de llanura aluvial (Rust, 1979; Wells & Dorr, 1987 a y b); recientemente se le ha dado el nombre de *abanico-llanura* (North *et al.*, 1989).

La pendiente de estos depósitos es otro aspecto morfológico fundamental que contribuye a su diferenciación respecto a los ríos (Blair & McPherson, 1994 a); varía de menos de 1° a más de 25° pero, aunque depende de muchas variables, pocas veces exceden los 10° (Wasson, 1975; Bull, 1977). Algunos autores utilizan el término de *cono aluvial* (Fairbridge, 1968; Thornbury, 1954; McArthur, 1987) cuando son de pequeño tamaño y con una pendiente superficial muy fuerte. Cuando están formados por materiales transportados por gravedad se clasifican como *canchales* (Bull, 1968 a y b; Rapp & Fairbridge, 1968; Sauchyn, 1986; Brazier, 1988). Wasson (1978), Kochel (1990) y Ono (1990) los llaman *abanicos de coladas de piedras* cuando constan fundamentalmente de sedimentos depositados por coladas de piedras; cuando están formados principalmente por depósitos de barras y láminas de gravas y/o sedimentos de flujos hiperconcentrados (Costa, 1988; Smith, 1986), algunos autores (Kochel, 1990) los denominan *abanicos de tipo fluvial*.

3.1. Elementos característicos de un abanico aluvial

La terminología utilizada para describir la morfología y dinámica de los abanicos aluviales es muy amplia (Bull, 1964 a; Colombo, 1979, 1989; Rachocki, 1981; French, 1987). Los términos más comúnmente usados, independientemente del entorno ambiental donde se localicen, son:

- *ápice*: punto más elevado del abanico aluvial (Figura 1 b); se desarrolla allí donde la corriente sale de la montaña (Drew, 1873; Blissenbach, 1954).
- *base*: zona más baja y externa del abanico aluvial.
- *atrincheramiento del abanico*: encajamiento en el abanico de un canal que en el punto de intersección aporta sedimentos a su superficie.
- *punto de intersección*: punto donde el canal activo atrincherado coincide con la superficie del abanico (Hooke, 1967). Este punto a menudo es lugar de deposición de sedimentos (Figura 1 d).
- *incisión del abanico*: encajamiento en el abanico por un canal que desemboca fuera de los límites del mismo de modo que los sedimentos no contribuyen a prolongar ni a aumentar su superficie. Wasson (1977) lo asocia a su destrucción.

- *diseción del abanico*: término general que incluye atrincheramiento e incisión.
- *segmento del abanico*: sector de un abanico aluvial que está limitado por rupturas de pendiente. Es resultado de cambios erosionales y deposicionales en un periodo de tiempo (French, 1987).
- *avulsión*: cambio brusco y repentino de la corriente que abandona su primitiva localización y se traslada a otra zona del abanico, formando nuevos canales y zonas de deposición.

En función de su posición respecto al ápice Blissenbach (1954) distinguió tres zonas en los abanicos aluviales (Figura 1 b):

- *zona proximal* o cabecera del abanico: área en torno al ápice.
- *zona media*: área entre la cabecera y el margen exterior del abanico.
- *zona distal*: área más baja y alejada del ápice.

Colombo (1989) distingue entre *cabecera*, *cuerpo* y *pie* del abanico atendiendo a factores de distribución y de constitución, susceptibles de ser reconocidos en el registro fósil.

4. Formación de abanicos aluviales

Los abanicos aluviales se forman allí donde corrientes confinadas, muy cargadas de sedimentos, procedentes de una cuenca de alimentación de un área montañosa, con fuertes pendientes y elevada capacidad de transporte, salen a zonas más llanas con pendientes más suaves. Es, pues, un requisito imprescindible para su creación la yuxtaposición entre tierras llanas y áreas montañosas (Denny, 1967; Rachocki, 1981; Abalos, 1987) a la vez que constituyen un ambiente de transición entre ambas. Los abanicos aluviales pueden formarse también, dentro de áreas montañosas, en cuencas entre montañas y en uniones de valles (Harvey, 1989). En este sentido, McArthur (1987) considera apropiado distinguir entre abanicos de valles laterales, relativamente pequeños, confinados en sus márgenes por las paredes laterales del valle (Figura 1 a 3), y abanicos de fondo de valle, de mayor tamaño y asociados con corrientes que proceden de cuencas más importantes, sin confinar (Figura 1 a 1 y 2) o delimitados en todo caso por abanicos aluviales adyacentes.

4.1. Causas de la formación

La teoría más común sobre la formación de un abanico aluvial es la reducción drástica de pendiente en el canal que transporta los sedimentos (Cotton, 1952; Blissenbach, 1954; Allen *et al.*, 1981).

En opinión de algunos autores tal reducción de pendiente no existe: Bull (1977) afirma que el hecho de que la acumulación de sedimentos ocurra debido a un cambio abrupto de pendiente de la corriente -teoría introducida por Chamberlain & Salisbury en 1909-, es una idea sin fundamento: Patton *et al.* (1970) creen que el gradiente es mayor a través del abanico que en el canal, corriente arriba. Denny (1965) señala que la pendiente de los abanicos aluviales, la mayoría de las veces es aproximadamente la misma que la del cauce inmediatamente corriente arriba del ápice del abanico y, para Wasson (1975), la reducción de la pendiente tiene lugar durante los estadios iniciales de la agradación del abanico; ésta se va suavizando por el desplazamiento del ápice aguas arriba, al desarrollarse el abanico: "Un cambio del confinamiento del canal puede estar acompañado de un cambio de pendiente, facilitando la construcción del abanico al reducir el ritmo de transporte de los sedimentos". Bull (1977, 1979) considera que la deposición está causada por otros factores, relacionados con el umbral de la energía crítica del agua (*threshold of critical power in stream*).

Una brusca reducción en la energía de la corriente ocurre generalmente en su localización en el frente montañoso, iniciándose la acumulación de sedimentos, causada por una disminución en profundidad y velocidad de flujo como resultado de un aumento en anchura cuando el flujo se extiende sobre el abanico (Bull, 1963; 1977; Pierson, 1980; Tunbridge, 1982). La descarga de la corriente (Q) es igual al producto de la anchura media (w), profundidad (d) y velocidad de flujo (v):

$$Q = w \cdot d \cdot v$$

La disminución de profundidad y velocidad de flujo, junto con el aumento de anchura fuerza a la corriente a tomar un nuevo gradiente, que en la literatura clásica sobre dinámica torrencial se denomina *pendiente de divagación* (Mintegui & López-Unzu, 1990).

Frente a la idea de que la deposición es debida a cambios en la geometría hidráulica del canal, tal como apuntan Denny (1965), Hooke (1974) y Segura Beltrán (1987) -quien a su vez señala que los abanicos que forman las ramblas responden a esta causa-, o a una disminución abrupta en la pendiente del cauce (Blissenbach, 1954; Morisawa, 1968), hoy se tiende a una conciliación entre ambas posturas. Así Rachocki (1981), para quién estas ideas no son contradictorias, plantea una postura intermedia: la reducción de pendiente tiene lugar durante las primeras etapas de la formación del abanico, aunque también intervienen otras causas secundarias, como es el grado de bifurcación de los canales, cambios en la dirección de la corriente o el aumento de la fricción en el lecho y descenso de la velocidad, asociadas con el flujo que surge del canal confinado (Longsbury & Odgen, 1973). El punto donde termina el canal confinado y sale a la superficie del abanico o *punto de intersección* (Hooke, 1967) varía con el tiempo de abanico a abanico, localizándose bien en el frente montañoso, en el ápice, o en puntos de la zona media y distal; de esta forma, la disminución de velocidad y deposición puede ocurrir en diferentes sectores pendiente abajo del abanico. Asimismo, la descarga puede disminuir también al fluir sobre depósitos superficiales permeables tendiendo a aumentar la concentración de sedimentos y causar su deposición.

Blair & McPherson (1994 *a*) comentan que las principales características de la cuenca de drenaje que dan lugar a unas condiciones hidráulicas únicas donde se localiza el abanico son: presencia de laderas de fuerte pendiente cubiertas de sedimentos, sucesos que incluyen un rápido derretimiento de la nieve o fuertes tormentas que facilitan la transferencia de sedimentos al abanico, y la naturaleza "típicamente" catastrófica de los sucesos de descarga de agua y sedimento desde la cuenca de drenaje al abanico, causados por el relieve y morfología de la cuenca y por la presencia de cauces de un orden bajo y cauces de un orden dado pero de escasa longitud que caracterizan la red de drenaje de la cuenca (Horton, 1945; Strahler, 1964).

En abanicos aluviales sometidos a fuertes avenidas (Griffitts & Saveney, 1986), la deposición ocurre debido a la reducida capacidad de transporte del flujo "no confinado" y aumenta de crecida en crecida. El predominio de sucesos de sedimentación catastróficos sobre abanicos aluviales promovidos por las condiciones hidráulicas de la cuenca de drenaje, así como las texturas de los sedimentos de los depósitos resultantes, contrastan con los procesos y productos, impuestos por las condiciones hidráulicas de la cuenca, de los sistemas de ríos en cuencas aluviales.

5. Factores que controlan el desarrollo y la modificación de abanicos aluviales

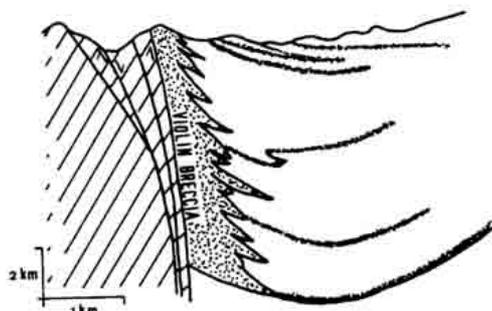
Los abanicos aluviales y sus cuencas son unidades hidrológicas que funcionan como sistemas abiertos y cambios climáticos o tectónicos en las cuencas, así como el aprovechamiento humano de ellas (Mateu Bellés, 1982), afectan a la proporción, modo y lugar de deposición de sedimentos en el abanico (Bull, 1964 *a*). Para Wasson (1978) ciertos factores (cambio en el confinamiento de las corrientes, suministro continuado desde las cuencas, ausencia de procesos efectivos para remover los depósitos) pueden determinar la existencia de abanicos pero no explican su desarrollo, que está controlado por otros factores: fluctuaciones climáticas y cambio gradual en la naturaleza del sedimento aportado a los abanicos. Frostick & Reid (1989) destacan el papel fundamental de la tectónica en su creación pero advierten la importancia de los factores tiempo y clima.

Los factores topográficos, climáticos y geológicos (Carryer, 1966) pueden considerarse como favorables para la creación y preservación de abanicos aluviales, aunque la identificación de los mismos y sus efectos sobre la formación de estos depósitos son objeto de continuas discusiones. No obstante, muchos autores coinciden en considerar estos factores desde el punto de vista de los procesos hidráulicos que actúan en los abanicos (French, 1987), en relación con la competencia de transporte (Harvey, 1989). Así, este autor explica que la proporción de material suministrado, que controla su desarrollo y dinámica, responde a tres grupos de factores: a) tectónicos; b) factores que controlan el aporte de agua y sedimento al sistema del abanico (factores topográficos y geológicos, relativamente invariables, y factores climáticos y vegetación, más dinámicos); c) factores que controlan el transporte de sedimentos a través del sistema del abanico.

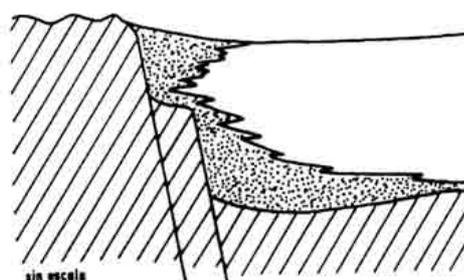
a) Factores tectónicos

En grandes escalas de tiempo y regiones tectónicamente activas, este factor, a menudo, es visto como el principal control de la localización de abanicos aluviales (Bull, 1977) y muchas secuencias y megasecuencias de abanicos aluviales antiguos, conservados en el registro geológico (Harvey, 1989), son interpretados en un contexto tectónico (Heward, 1978 *a* y *b*; Nichols, 1987).

a. Falla de borde de cuenca relativamente permanente (Crowell, 1973)



b. Borde de cuenca limitado por una falla de retroceso (Bull, 1968)



c. Borde de cuenca con falla de retroceso repetida (Steel y Wilson, 1975)



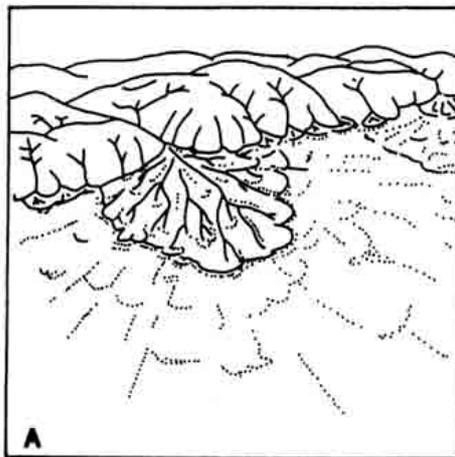
Figura 2. Controles tectónicos de los abanicos aluviales. Esquema de relleno de diferentes cuencas limitadas por fracturas (Heward, 1978). *Tectonic controls of alluvial fans. Models for sedimentary infilling of fault-bounded basins* (Heward, 1978).

Varios ambientes tectónicos continentales favorecen la deposición de abanicos aluviales y controlan su geometría (ver Nilsen, 1982) y muchos de ellos están asociados a sistemas de fallas (Davis, 1925; Eckis, 1928; Sharp & Nobles, 1953; Blissenbach, 1954; Hunt & Mabey, 1966; Beaty, 1970; Scott, 1971; Hooke, 1972; Meckel, 1975; Steel & Wilson, 1975; Steel *et al.*, 1977; Rockwell *et al.*, 1984; Casas Sainz, 1995). Las fallas pueden proporcionar el relieve inicial necesario para la formación del abanico y el movimiento continuado puede favorecer la agradación y preservación de los sedimentos en el mismo.

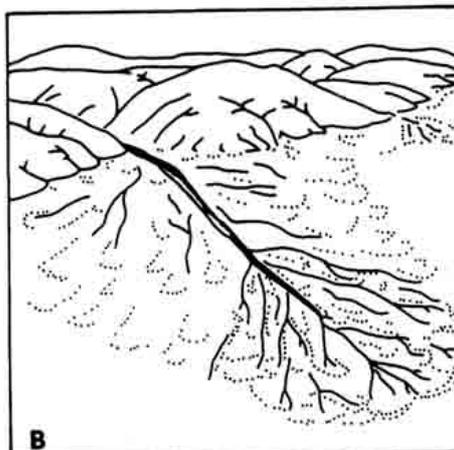
Según Heward (1978 *b*), hay tres ambientes contrastados de borde de cuenca/abanicos aluviales (Figura 2), los cuales controlan el espesor y extensión de las secuencias de los mismos y también el carácter y concordancia de las secuencias verticales internas :

- abanicos aluviales adyacentes a fallas de borde de cuenca relativamente permanentes, donde los sedimentos se acumulan a lo largo de la zona fallada (Figura 2 a).
- abanicos aluviales limitados por fallas de retroceso de borde de cuenca con acumulación de abanicos alineados y de moderado espesor (Figura 2 b).
- abanicos aluviales asociados a fallas de retroceso de borde de cuenca que geográficamente pueden dar lugar a extensas secuencias de material grosero, más jóvenes en la dirección del retroceso de las fallas (Figura 2 c).

Cuando movimientos de desgarre tienen lugar a lo largo de las fallas de los márgenes de las cuencas, la geometría de los depósitos del abanico es cada vez más compleja debido al cambio lateral de las corrientes



A. Area de deposición adyacente al frente montañoso



B. Area de deposición trasladada abanico abajo debido al atrincheramiento del cauce

Figura 3. Dos fases en el desarrollo de los abanicos aluviales bajo la influencia del levantamiento tectónico (Bull, 1968 a).
Two phases of alluvial fan development under tectonic uplift conditions (Bull, 1968 a).

que lo alimentan y del ápice del abanico (Crowell, 1974). Bull (1972) reconoció tres tipos principales de abanicos aluviales basados en la sección transversal a lo largo de perfiles radiales:

1. Depósitos en forma de cuña, más gruesos y cerrados hacia el frente montañoso, que disminuyen en espesor lejos del frente montañoso; reflejan un mayor levantamiento de las montañas antes del inicio de la sedimentación del abanico.
2. Depósitos de forma lenticular, donde su espesor disminuye hacia y lejos del frente montañoso reflejando un levantamiento continuado de las montañas durante la sedimentación del abanico.
3. Depósitos en forma de cuña que tienen menor espesor en el frente montañoso y son más gruesos en la parte distal; reflejan un intervalo de erosión y redistribución de depósitos del área proximal hacia la parte distal, generalmente asociados con la formación de pedimentos.

Los abanicos aluviales de gran espesor son considerados depósitos orogénicos (Bull, 1977) no sólo porque la actividad tectónica favorece el aporte de sedimentos desde áreas montañosas y el aumento de la competencia de transporte, sino también porque el lugar de deposición sobre su superficie está controlado por el ritmo y magnitud de la elevación del frente montañoso (Bull, 1964 *a*, 1968 *a*), de tal manera que la variación de los lugares de deposición y las relaciones entre pendiente del cauce y abanico reflejan la relativa velocidad de la elevación de la cuenca y la incisión de la corriente. Este autor propuso dos fases de desarrollo de los abanicos aluviales (Figura 3) en relación con la elevación diferencial del bloque montañoso con respecto al valle:

- cuando la proporción de elevación es mayor que la proporción de incisión del cauce (Figura 3 *a*), la pendiente de éste aumenta y el área de deposición se localiza adyacente al frente montañoso. Una elevación tectónica continuada da lugar a la acumulación de gruesos depósitos de abanicos aluviales.
- si la proporción de incisión excede a la de elevación (Figura 3 *b*), los abanicos se desarrollan asociados con pendientes de cauces progresivamente más suaves y las zonas de deposición cambian abanico abajo cuando la corriente incide en la cabecera del mismo y surge sobre la superficie en su zona media. Esta situación puede estar asociada con una disminución de la proporción de elevación.

La influencia de los pulsos de levantamiento tectónico sobre la segmentación de los abanicos, así como las respuestas de estos modelos deposicionales recientes, al estilo y modelo tectónicos han sido ampliamente descritas por varios autores:

- Bull (1964 *a*) estudió los abanicos aluviales de Fresno, California, que han respondido a la elevación de las montañas desarrollando segmentos de abanicos aluviales activos, con pendientes progresivamente más empinadas adyacentes a su ápice. El sugirió la distinción entre dos tipos de abanicos segmentados:
 - a) el primer tipo ocurre en áreas donde la elevación es rápida e intermitente de modo que la pendiente del cauce montañoso aumentará y dará lugar a la formación de un nuevo segmento de abanico, más reciente y empinado, pendiente arriba del segmento de abanico más antiguo.
 - b) el segundo se da cuando una reducida proporción de elevación tectónica o un cambio climático produce una incisión acelerada del cauce y un movimiento rápido, hacia la parte distal, del lugar de deposición resultando en un nuevo segmento de cono con un gradiente más suave.
- la progresiva inclinación del Valle de la Muerte, en California, limitado por fallas activas de desgarre y fallas inversas, ha permitido el desarrollo de abanicos aluviales más grandes en el lado W, elevado, con segmentos activos desarrollados en las partes distales y otros, más pequeños y pendientes, en el lado E, hundido, con segmentos adyacentes al ápice (Hooke, 1972).
- a diferencia de los anteriores ejemplos, en la Sierra de Carrascoy, en el SE de España, limitada por una falla inversa, se ha desarrollado un grupo de abanicos aluviales simples a lo largo del frente montañoso fallado y su morfología parece haber estado poco influida por la actividad de las fallas, activas durante algunas fases de la deposición de los abanicos (Harvey, 1986 *a*). Este autor, así como Somoza *et al.* (1989), en trabajos posteriores sobre abanicos aluviales del SE español, señalan que la neotectónica influye en la distribución geométrica-espacial y localización de los abanicos a escala regional pero según Harvey (1986 *a*), ejerce poca influencia en las características y desarrollo de secuencias.

La interpretación orogénica de los abanicos aluviales así como su segmentación, asociada también con cambios climáticos, se utiliza para evaluar las secuencias de estos depósitos encontrados en el registro geológico y descifrar parte de la historia tectónica de sus cuencas de alimentación.

Algunos autores buscan una postura conciliadora entre tectónica y clima a la vez que se plantean si en cuencas tectónicamente activas las secuencias de abanicos aluviales pueden usarse para valorar el grado y tiempo de la actividad tectónica (Frostick & Reid, 1989); ésta proporciona el potencial y la oportunidad para el desarrollo del abanico al aumentar el gradiente de energía sobre los sistemas de ríos y por la creación de un "sumidero" topográfico en el cual se pueden acumular los sedimentos y ser preservados, pero se cuestionan si las secuencias deposicionales pueden atribuirse a los efectos de la tectónica: la aportación de material grueso no debe tomarse como una indicación inequívoca de una actividad espasmódica de fallas. Por ello, aunque los movimientos de fallas y subsidencia crean una topografía que induce al desarrollo del abanico, el clima (eventos climáticos pueden producir sucesos sedimentarios similares a la tectónica) ejerce una fuerte influencia sobre la naturaleza de las secuencias estratigráficas del abanico. En este sentido Eckis (1928) afirma que los factores tectónicos combinados con secuencias climáticas pueden ser importantes en la agradación/disección de los abanicos aluviales.

Asimismo, Harvey (1989) también apunta que, aunque la tectónica puede crear el armazón para la deposición de un abanico aluvial, dentro de áreas tectónicamente activas, no es esencial para su desarrollo. Los abanicos aluviales aparecen tanto en regiones activas como estables tectónicamente y en ambas la localización puede ser controlada tectónicamente solamente en la unión de montaña/llanura. Los factores tectónicos ejercen una influencia a largo plazo y a escala regional y sub-regional en la localización de los abanicos aluviales, pero en escalas de tiempo relativamente cortas condicionan, sólo de forma muy limitada y local, el desarrollo y morfometría de estos sistemas deposicionales (Harvey, 1990) y, generalmente, son otros los factores que controlan su actividad.

Finalmente, en un encuentro llevado a cabo en la Universidad de Bristol, en 1987, para discutir los problemas existentes en la diferenciación de la tectónica de otras influencias en la evolución de abanicos aluviales antiguos y de formación reciente, se concluyó que todavía son necesarios muchos trabajos minuciosos sobre abanicos recientes en áreas tectónicamente activas (ver North *et al.*, 1989). Se acordó de forma general que es extremadamente difícil distinguir entre la tectónica y otros controles en el desarrollo de abanicos aluviales y, contrariamente a la opinión popular, los sectores de fallas activas raramente son las zonas de localización de grandes abanicos aluviales.

b) Factores climáticos y vegetación

El aporte de agua y sedimento a los abanicos aluviales está controlado por dos grupos de factores (Harvey, 1989): factores climáticos y vegetación, más dinámicos, junto con factores litológicos y topográficos, relativamente invariables.

Los abanicos aluviales no están restringidos a zonas climáticas específicas (Wasson, 1977) y modelos de estos depósitos recientes y antiguos han sido ampliamente estudiados en regiones áridas y semiáridas (Blissenbach, 1954; Bull, 1964 *a* y *b*, 1965, 1972; Denny, 1965, 1967; Lustig, 1965; Hooke, 1967; Beaty, 1970; Beaumont, 1972; Harvey, 1978, 1987, 1990; Nilsen, 1982; Schick & Lekach, 1987; Frostick & Reid, 1989; Jansson *et al.*, 1993), en ambientes glaciares (Reimnitz, 1966; Boothroyd, 1970, 1972; McGowen, 1971; Nossin, 1971; Gustafson, 1974; Boothroyd & Ashley, 1975; Nummedal & Boothroyd, 1972), en ambientes tropicales húmedos (Gole & Chitale, 1966; Mukerji, 1976 *a*; Wescott & Ethirdge, 1980; Kesel, 1985; Kesel & Lowe, 1987), en ambientes paraglaciaros (Ryder, 1971 *a* y *b*; Church & Ryder, 1972; Wasson, 1977) y en ambientes templados-húmedos (Pierson, 1980; Ori, 1982; Kochel & Johnston, 1984); por otro lado, el objetivo de algunos de estos trabajos es determinar su modo de desarrollo en ambientes dinámicos actuales que puedan facilitar la reconstrucción de ambientes pasados, aunque en la actualidad, tal como reflejan los trabajos realizados sobre este aspecto, deben ser usados sólo de forma limitada como indicadores de cambios paleoclimáticos.

De forma general, las variaciones climáticas proporcionan las causas para una rápida producción de detritus y suficiente potencia para transportar los sedimentos resultantes al abanico (Carryer, 1965). Asimismo Lecce (1990) indica que los cambios climáticos influyen en el desarrollo de los abanicos aluviales porque causan una variabilidad en la magnitud y frecuencia de procesos fluviales que alteran los rasgos y morfología de estos depósitos. Blissenbach (1954) considera que de todas las alteraciones climáticas posibles, la variación en la cantidad de precipitación es la que tiene un efecto más marcado sobre el desarrollo del abanico, afectando a su morfología: un aumento de precipitación supone una incisión en su

superficie y el desarrollo de pendientes más suaves (Eckis, 1928) mientras que un descenso en la precipitación da lugar a periodos de crecimiento y pendientes superficiales más marcadas. Frostick & Reid (1989) también señalan que pequeños cambios en la cantidad de lluvia influyen en la descarga del río y en el transporte de sedimentos hacia los abanicos, especialmente en cuencas de zonas áridas. Allen (1965) considera que bajo cualquier ambiente climático, la lluvia intermitente conduce especialmente a la formación de abanicos. Reineck & Singh (1975) están menos convencidos de la importancia de la lluvia en el proceso de agradación de estos depósitos.

En cualquier caso, el entrecruce entre fluctuaciones climáticas y producción de sedimentos no ha sido aclarado y existen hipótesis contradictorias sobre la formación de abanicos aluviales, bajo determinadas condiciones climáticas, durante el Cuaternario: Bull (1964 *a*) y Wasson (1977) relacionan la incisión en un abanico aluvial con una reducción de suministro de sedimentos en periodos de temperaturas y precipitaciones relativamente altas. Para Lustig (1965) el crecimiento del abanico ocurre en relación con el régimen climático: la agradación se hace bajo condiciones pluviales y la disección en fases más secas; este autor considera que los abanicos aluviales tienden a un equilibrio con cada sucesivo cambio climático.

Aunque existan diversas opiniones sobre la influencia del clima en la formación de un abanico aluvial, el hecho es que los factores climáticos, de forma general, influyen a corto plazo en la producción de sedimentos en la cuenca y su aporte a los abanicos y, también, en la morfología de los mismos (fases de agradación/disección) cuando se producen cambios climáticos en periodos más largos (Harvey, 1988; 1989). Además, esa influencia se ejerce de forma directa cuando ocurren sucesos excepcionales e, indirectamente, cuando éstos aparecen ligados a la cubierta vegetal de la cuenca.

Los fenómenos excepcionales, ampliamente estudiados en la última década en distintos ambientes climáticos, juegan un papel muy significativo en la movilización de sedimentos en el área-fuente transportándolos dentro del sistema fluvial y sobre la superficie de los abanicos (Iso *et al.*, 1980; Costa & Jarret, 1981; Harvey, 1989; Scott & Erskine, 1994; Aulitzky *et al.*, 1994). Antes de una fuerte tormenta, el sistema fluvial está ajustado a las condiciones de sedimentación y energía, relativamente bajas, pero durante un evento excepcional, el equilibrio existente entre cuenca y cauce es alterado (Newson, 1980); si antes se daba prioridad a los efectos hidrológicos, son muchas veces los geomorfológicos los procesos dominantes en la formación del abanico, mediante coladas de piedras y barro, dependiendo de la duración y posición del núcleo de la tormenta en la cuenca de drenaje (Beaty, 1961) y de las condiciones preexistentes en el área-fuente, tal como demostró Harvey (1986 *b*) para los abanicos formados en las colinas de Howgill (NW de Inglaterra).

Wells & Harvey (1987) comprobaron que en regiones templado-húmedas, ocasionalmente, sucesos de poca frecuencia y alta magnitud pueden ser importantes en la modificación del paisaje, en contraste con el principio de Wolman & Miller (1960) según el cual, las alteraciones que sufre el paisaje están estrechamente relacionadas con sucesos geomorfológicos de frecuencia e intensidad moderada, con un periodo de retorno de menos de un año a varios años. Para muchos autores la formación de abanicos aluviales y/o su alteración son en gran parte el resultado de fuertes tormentas de corta duración (Beaty, 1974). Pierson (1980) comprobó en los abanicos aluviales de Monte Tomás (Nueva Zelanda) que la descarga total de sedimento por coladas de piedras durante una fuerte tormenta era equivalente al valor de la descarga de sedimentos por procesos que ocurren más frecuentemente durante varios años de actuación.

En ambientes muy fríos, glaciares, el represamiento de corrientes por el hielo puede dar lugar a una violenta expulsión de sedimentos y agua formando gruesos depósitos de crecida (Tunbridge, 1982; Osterkamp *et al.*, 1986). Como estudió Theakstone (1982) en la cuenca de Amsterdalsisen (Noruega), y debido a la fusión, los sedimentos de esta cuenca son retrabajados anualmente y han formado varios abanicos aluviales, por medio de flujos viscosos, que varían considerablemente como consecuencia de la pérdida de agua o sedimento.

En ambientes de alta montaña, tras fuertes tormentas, los barrancos afectados por movimientos en masa en sus cuencas, depositan abundantes sedimentos en su desembocadura en el valle, formando abanicos de pendientes muy marcadas; buenos ejemplos existen en los Alpes (Pippan, 1981) y en el bajo Himalaya, donde se forman complejos sistemas de abanicos aluviales atrincherados en otros más grandes, compuestos por grandes cantos rodados de antigüedad desconocida (Brunsdon *et al.*, 1981).

En abanicos aluviales de zonas húmedas, los canales se caracterizan por una descarga mínima durante todo el año, pero puede haber grandes variaciones durante estaciones húmedas y secas muy contrastadas.

Estas áreas también están sometidas a fuertes tormentas de corta duración, con picos de crecida muy rápidos y acusados. Fuertes inundaciones de alta frecuencia son características de ríos tropicales húmedos (Rapp *et al.*, 1972; Temple & Sundborg, 1972; Dhillon *et al.*, 1981) y los abanicos aluviales de estos ambientes son diferentes a los de zonas áridas, los cuales pueden ser activos en intervalos de cientos de años (Beaty, 1970, 1974). Para Kesel (1985) la actividad tectónica o volcánica y la vegetación son factores que predominan sobre las variaciones climáticas a la hora de explicar la actividad y desarrollo de los abanicos aluviales de regiones tropicales húmedas.

En ambientes hiperáridos, Schick & Lekach (1987) y Frostick & Reid (1989), destacan la importancia de las consecuencias de la frecuencia de inundaciones de alta magnitud combinadas con otros factores (topográficos) que conducen a la escorrentía y afectan a la sedimentación de los abanicos aluviales que se están desarrollando (Steel & Thompson, 1983; Smoot, 1983). La deposición en abanicos aluviales de zonas áridas ocurre cuando tormentas de alta magnitud y baja frecuencia (Beaty, 1970) transportan, de forma brusca y repentina, los sedimentos que se han acumulado en el "suelo" de la cuenca; es decir, los eventos deposicionales, poco frecuentes, dependen de la proporción de acumulación de sedimentos y de la frecuencia de tormentas sobre la cuenca (Beaty, 1974; McGowen, 1979). En periodos entre eventos deposicionales, Hooke (1972) mantiene que el retrabajado de los depósitos es considerable, mientras Beaty (1974) argumenta que la modificación se hace sólo ligeramente.

Los procesos geomorfológicos catastróficos, provocados generalmente por fenómenos excepcionales, pueden ser comunes en regiones con diferentes ambientes climáticos (Pierson, 1980). Aunque para muchos autores las relaciones entre las fluctuaciones climáticas y producción de sedimentos desde el área-fuente y su influencia en el comportamiento de los abanicos aluviales no están todavía claros, lo cierto es que durante una fuerte tormenta, las condiciones del umbral precipitación/rotura de pendiente de estabilidad influyen en la sedimentación del abanico. Cada ciclo de deposición queda estratigráficamente grabado (Richards, 1987).

Los factores climáticos son también importantes indirectamente por medio de sus efectos sobre la cubierta vegetal: dada una cuenca determinada, la cantidad de sedimentos que produce depende de la cubierta vegetal y de la cantidad de precipitación efectiva o necesaria para producir escorrentía; el efecto de aumento de precipitación/aumento de erosión es contrarrestado cuando existe en la cuenca una cubierta vegetal densa (Langbein & Schumm, 1958). Una cubierta vegetal escasa, junto con fuertes tormentas, muy características de ambientes áridos y semiáridos (Harvey, 1989) favorecen la rápida generación de escorrentía y, en consecuencia, una alta proporción de sedimentos que son evacuados hacia los abanicos aluviales. En ambientes de alta montaña, la presencia escasa, o nula, de una cubierta vegetal protectora favorece la meteorización de las rocas, expuestas a fuertes oscilaciones de temperaturas, y la producción de sedimentos, que son depositados en abanicos aluviales tras fuertes aguaceros (Pippan, 1981).

El hombre puede causar un fuerte efecto sobre la erosión, especialmente en climas áridos y semiáridos, donde hay un balance muy delicado entre precipitación, cubierta vegetal y producción de sedimentos. La destrucción temporal del bosque tras un incendio forestal también favorece el incremento de la erosión y se traduce en una alteración del funcionamiento hidromorfológico de la cuenca y de la producción de sedimentos, especialmente tras un fuerte aguacero; este hecho repercute en la formación de nuevos abanicos aluviales (García-Ruiz *et al.*, 1988) o altera la morfología de los ya existentes.

Las acciones de la naturaleza en términos de modificación del clima, mediante cambios en la cantidad y distribución estacional de las precipitaciones, y, más recientemente, del hombre a través de los usos del suelo (sobrepastoreo, deforestación, etc), tienen un impacto significativo sobre la erosión y producción de sedimentos y en la formación y/o modificación de abanicos aluviales.

c) Factores topográficos y litológicos

El clima y la tectónica se pueden considerar como variables independientes en los episodios iniciales de la formación de abanicos aluviales, si estos sistemas son considerados como un todo y es estudiada su historia geológica completa (Wells, 1977); pero otras variables intervienen también en la agradación y creación de abanicos, como son los factores topográficos y litológicos, de tal forma que no es posible entender el sistema del abanico sin un conocimiento de su área-fuente: las características geomorfológicas de la cuenca, características topográficas (relieve, pendiente, tipo de suelo, vegetación) y litológicas (aporte y

tipo de sedimento), combinadas con el clima afectan a la escorrentía superficial (Chow, 1964) e influyen colectivamente en el desarrollo de los abanicos aluviales. Harvey (1984 *a y b*), en un estudio sobre estos depósitos del SE español, comprobó que el área de drenaje total, el área de la cuenca que aporta sedimentos (área erosionada) y gradiente del canal en la cuenca de alimentación, influyen en los tipos de facies deposicionales de cada abanico.

Los factores topográficos influyen principalmente en el tipo de suministro de sedimento ya que la erosión tiende a ser más elevada en laderas de fuerte pendiente. También influyen en la importancia relativa de los procesos deposicionales -coladas de piedras/procesos fluviales- (Kostaschuck *et al.*, 1986; Harris & Gustafson, 1993; Marchi *et al.*, 1993) puesto que la escorrentía y transporte de sedimentos son una función de la pendiente y tamaño de la cuenca:

- a) se necesitan pendientes muy marcadas para mantener flujos viscosos y para facilitar altas velocidades de flujo, pero no tan elevadas que los sedimentos no puedan acumularse (Campbell, 1975).
- b) los procesos fluviales tienden a caracterizar abanicos aluviales alimentados por cuencas grandes y pendientes poco acusadas, mientras que las coladas de piedras tienden a dominar abanicos aluviales alimentados por cuencas más pequeñas, con fuertes desniveles y cauces empinados. En algunas regiones áridas, semiáridas y también húmedas se ha demostrado que la descarga es directamente proporcional al área de drenaje (Hack, 1957; Leopold *et al.*, 1964).

La litología del área-fuente influye en la proporción de sedimentos aportados a los abanicos aluviales por medio de una relación inversa entre la resistencia de la roca y proporción de erosión -el diaclasamiento y fracturación de la roca favorecen su erodibilidad, (Hooke & Rohrer, 1977)-. El tipo de roca del área-fuente juega un papel importante en el control del tamaño de los sedimentos, en las características del transporte (Harvey, 1989) y de los procesos deposicionales y, en consecuencia, en la morfología y tamaño de los abanicos aluviales (Bull, 1962; Denny, 1965; Lecce, 1991).

* * *

Colombo (1989) destaca que los abanicos aluviales bien desarrollados corresponden a un equilibrio entre los condicionantes autocíclicos, propios del desarrollo normal del abanico: corrientes que forman el abanico, su distribución espacial, sus variaciones, facilitando la acumulación de sedimentos en distintos sectores del abanico, y las condiciones alocíclicas (parámetros externos, climáticos). El estudio de las tendencias vertical y lateral que se observan en las características de los depósitos de los abanicos permite diferenciar y concretar el crecimiento vertical (*gradación*), de avance hacia la cuenca (*progradación*) o de avance hacia el área-fuente (*retrogradación*).

Así, a modo de resumen de este apartado, se pueden diferenciar diversos casos, como respuesta sedimentaria a una situación concreta, que producen una ordenación de secuencias bastante característica en los abanicos aluviales (Heward, 1978), citado en Colombo (1989):

1. Respuesta a una topografía definida por una marcada ruptura de la pendiente en un margen tectónicamente pasivo. El resultado final es un abanico, sin encajamiento del canal principal, con una superficie directamente proporcional a la del área-fuente (Bull, 1964 *a*), con progradación de las facies de cabecera sobre las del tronco y de éstas sobre las del pie del abanico, dando lugar a una cierta tendencia secuencial negativa hasta el momento en que se establece el equilibrio; entonces cesa el importante aporte de sedimentos, y en las zonas de cabecera y tronco se produce una tendencia secuencial granulométricamente positiva.

2. Encajamiento temporal del canal principal como consecuencia de variaciones en la descarga de agua (Beaty, 1974), de cambios climáticos (Denny, 1967; Beaty, 1970) o de la alteración de flujos de agua y coladas de piedras que aportan material al abanico (Bluck, 1964; Hooke, 1967). Se forma un pequeño lóbulo deposicional de granulometría más gruesa que la predominante en ese sector (Wasson, 1977) y en consecuencia con una ordenación secuencial granulométricamente negativa en las zonas de sedimentación activa del abanico.

3. Encajamiento de larga duración del canal principal como consecuencia de un descenso del nivel de base general, lo que implica un desplazamiento hacia la base del abanico del área de sedimentación activa y la acumulación de depósitos con una granulometría más gruesa que la de los materiales adyacentes. Si hay un retrabajado de los materiales depositados previamente en el ápice, puede tener lugar una inversión doble en relación a la estratigrafía de los clastos acumulados, causando la existencia de algunas facies anómalas en la zona distal del abanico, de granulometría más gruesa que la que le correspondería (Larsen & Steel, 1978).

4. Retroceso y degradación del relieve que implica también una suavización del relieve del abanico mediante un retrabajado de la zona del ápice y, en ocasiones, de la parte interna del tronco del abanico. Se produce una doble inversión de la estratigrafía de los clastos y unas tendencias secuenciales positivas en cuanto a granulometría.

5. Como respuesta al levantamiento tectónico pueden tener lugar dos hechos diferentes, ya señalados en el apartado 5a: a) Cuando la velocidad de levantamiento tectónico supera a la de incisión del canal se produce la segmentación del abanico (Bull, 1964 *a*), de manera que hay una ordenación secuencial de un conjunto de secuencias granulométricamente inversas. b) Si la velocidad de encajamiento del cauce es mayor que la del levantamiento tectónico, la sedimentación tiene lugar en la zona distal del abanico, con una ordenación vertical marcadamente negativa.

5.1. *Umbrales geomorfológicos*

No resulta fácil relacionar la morfología y desarrollo de los abanicos aluviales con un determinado factor. Los experimentos de laboratorio (Price, 1974; Hooke & Rohrer, 1977; Rachocki, 1981; Weaver, 1984) reflejan que puede haber fases sucesivas distintas en el desarrollo del abanico sin ninguna alteración radical del ambiente. Weaver y Schumm (1974) en simulaciones de laboratorio observaron que, manteniendo constantes las variables externas a la cuenca de alimentación, los sucesivos perfiles del abanico aluvial presentan una gran variabilidad, tanto en el ápice como en la base. Las investigaciones de Schumm *et al.* (1987) revelan que a la hora de explicar la dinámica de abanicos aluviales fluviales, en muchas ocasiones, las fluctuaciones climáticas y tectónicas, consideradas como variables externas del sistema, y la variación de los usos del suelo, no son los únicos factores que controlan su evolución. En algunas regiones, estas formas de paisaje, que han sido sometidas a iguales fuerzas ambientales durante su evolución no están en el mismo estado de desarrollo geomorfológico: la fase más reciente del mismo no ha sido un proceso continuo, interrumpido solamente por la actuación de controles activos, sino que son los umbrales intrínsecos de estabilidad geomorfológica (Schumm, 1973, 1977) los que controlan los detalles morfológicos de estas formas deposicionales. Cuando un umbral es superado puede ocurrir una respuesta rápida y dinámica en el paisaje, durante un período en el que los factores externos permanecen constantes, dando lugar a una marcada diferencia geomorfológica y complejidad estratigráfica.

Los abanicos aluviales no pueden ser vistos aisladamente de su entorno y, por lo tanto, no pueden ser tratados como un sistema cerrado (Hooke, 1968). Es erróneo relacionar el fenómeno de abanico aluvial con un determinado tipo de clima, unas estructuras geológicas especiales o un relieve relativo a cierta escala (Rachocki, 1981). Su morfología y dinámica deben explicarse por factores tectónicos, climáticos, topográficos y de usos del suelo en una amplia serie de escalas espaciales y temporales (Harvey, 1990).

6. Procesos y depósitos sedimentarios

El transporte de sedimentos a través de un abanico aluvial depende del mecanismo y de la potencia del transporte. Sobre él actúan un limitado número de procesos deposicionales que producen una pequeña variedad de depósitos. Los controles dominantes sobre el mecanismo de transporte parecen ser la proporción, en la mezcla, de agua y sedimento que entra en el ambiente del abanico aluvial y la disponibilidad de finos (Harvey, 1989):

- las proporciones altas de agua y sedimento, especialmente con una concentración baja de finos, conduce a un transporte fluvial de los cantos gruesos por tracción y a la deposición de barras fluviales y formas laminares (Wells & Harvey, 1987); para procesos fluviales, la energía disponible en un punto (Richards, 1982) depende directamente de la descarga y la pendiente e , inversamente, de la anchura del canal.
- el aumento de la proporción de sedimento favorece el movimiento de un flujo masivo y cuando aumenta el contenido en finos existe suficiente fuerza interna para que la matriz "soporte" los clastos y para que el movimiento de coladas de piedras por flujo plástico tenga lugar (Pierson, 1980), con una estructura característica de gravas soportadas por matriz fina (Miall, 1978); el gradiente en el cual la deposición tendrá lugar será más marcado que para los procesos fluviales.

La proporción de agua y sedimento varía abanico abajo durante una fuerte tormenta (Pierson & Scott, 1985; Wells & Harvey, 1987) resultando en una compleja y completa muestra de facies deposicionales; las diferencias entre abanicos reflejarán el control de la cuenca de alimentación en la proporción de agua y sedimento.

En general, las diferencias de escorrentía, fuente y cantidad de sedimento y modo de transporte quedan reflejadas en los estratos individuales preservados en el abanico; las proporciones de los diferentes tipos de depósitos pueden además variar tanto verticalmente como pendiente abajo desde el ápice del abanico (Bull, 1977).

Muchos autores coinciden en que los abanicos aluviales pueden subdividirse en dos grupos básicos (Bull, 1977; Rachocki, 1981; Nilsen, 1982; Nilsen & Moore, 1984; Kostaschuck *et al.*, 1986) en función de los depósitos que los forman:

- los que resultan de procesos fluviales, descritos como *abanicos aluviales húmedos* por Schumm (1977).
- los que resultan del transporte de materiales en masa (coladas de piedras y barro), asociados a *abanicos aluviales secos*; algunos autores introducen un tercer grupo formado por los depósitos de deslizamientos de tierras (Nilsen, 1982).

Por otra parte, Blair & McPherson (1994 *a*) señalan que los procesos sedimentarios que operan sobre los abanicos son de dos tipos: primarios y secundarios. El desarrollo de un abanico aluvial en la desembocadura de una corriente de montaña garantiza que los procesos primarios, principales, son catastróficos, pero raros (deslizamientos, avalanchas de rocas, coladas de piedras, arroyadas, etc). Estos procesos causan la construcción o agradación del abanico y actúan concomitantemente con la ampliación de la cuenca debido a la remoción de sedimento. Estos procesos además son de corta duración pero de marcado impacto en la evolución y estratigrafía del abanico. Los procesos secundarios, por el contrario, son aquellos que remobilizan o modifican los sedimentos *in situ*, previamente depositados en el abanico por los procesos primarios. Incluyen avenidas, erosión por el *splash* de las gotas de lluvia, meteorización de los sedimentos, crecimiento de las raíces de las plantas, desarrollo de suelo, hundimientos, etc, y erosión de la parte distal por los ríos, lagos, océanos o glaciares adyacentes. Estos procesos contribuyen a la erosión o degradación del abanico.

A continuación se describen aquellos procesos reconocidos por la mayoría de los autores como los más importantes y característicos en el desarrollo de abanicos aluviales.

6.1. Depósitos de procesos deposicionales fluviales

Se incluyen los siguientes:

a) Depósitos de arroyada en manto (*sheetflood deposits*). A menos que se produzca agradación en la zona apical, suelen localizarse en las partes media y distal de los abanicos aluviales porque, generalmente, el atrincheramiento del canal cerca del ápice concentra el flujo e impide que ocurra este tipo de depósito. Resultan de la expansión de flujo cargado de sedimentos, que surgen de canales en el punto de intersección (Hooke, 1967; Wasson, 1974). La disminución en la velocidad y profundidad de flujo, asociado con la salida de canales, y una pendiente más suave en las partes bajas de los abanicos dan lugar a la deposición de delgadas láminas de sedimento dispuestas como barras que pueden ser incididas por canales trenzados estrechos y poco profundos que repetidamente se dividen y se unen durante etapas de inundación (Bull, 1964 *b*; Wasson, 1977).

Estos depósitos constan generalmente de arena, con pequeñas cantidades de arcilla y grava, bien clasificadas y estratificadas, de forma paralela, transversal o de tipo laminar (Rachocki, 1981). Pueden también desarrollarse en canales o en áreas entrecanales. Doeglas (1962) y Miall (1977) han descrito detalladamente los depósitos realizados por corrientes trenzadas; constituyen lentejones causados por deposición como barras e islas y se pueden reconocer fácilmente en abanicos aluviales antiguos, orientados en la dirección del flujo. En ambientes templados y fríos este tipo de depósitos predomina sobre los de coladas de piedras (McPherson & Hirst, 1972).

b) Depósitos tamiz (*sieve deposits*) Cuando el material superficial del abanico es suficientemente grueso y permeable el flujo puede infiltrarse antes de alcanzar la base del abanico. Si el agua tiene suficiente energía para realizar transporte, como es el caso durante una alta descarga, un lóbulo de gravas es depositado en el punto donde el flujo es incapaz de efectuar un transporte más lejano y se infiltra, disminuyendo la pendiente local y la velocidad de flujo, lo que favorece la deposición. Como el agua pasa "a través" más que "sobre" tales depósitos, estos actúan como coladores o tamices permitiendo que el agua se infiltre a través de ellos mientras que retiene el material más grueso en el transporte. Hooke (1967) y Wasson (1974) llaman a estas masas de sedimentos así formados lóbulos o depósitos tamiz.

Como los depósitos tamiz no han sido observados durante una descarga "normal" y el agua es percolada a través de los sedimentos del abanico, altamente permeables, se considera que los lóbulos tamiz se forman en descargas altas (Krainer, 1988). Una condición importante para su formación es la ausencia de material fino en el área-fuente, de lo contrario se formarían coladas de piedras. La ausencia de material fino y cantos grandes son los rasgos más destacados de los depósitos tamiz, los cuales están además bien clasificados y los clastos poco desgastados. Forman estratos masivos y según Hooke (1967) se localizan fundamentalmente en la zona media y distal del abanico. Ocurren menos frecuentemente que otras formas de deposición, pero por sus peculiares características son fáciles de distinguir.

En abanicos aluviales antiguos son muy escasos, probablemente debido a la deposición subsecuente y a la cementación que, eventualmente, llena los espacios porosos con matriz (Reid, 1974; Pretorius, 1974).

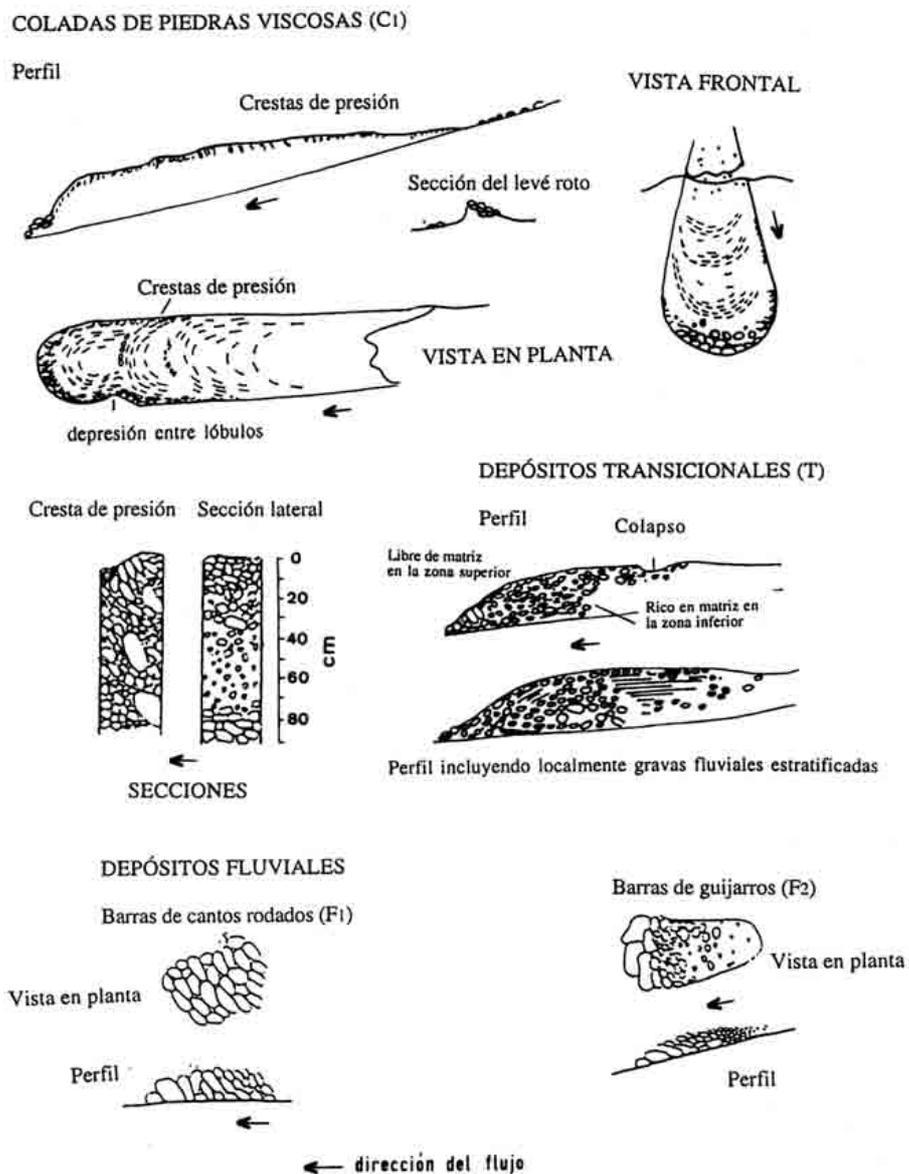


Figura 4. Figuras sedimentológicas formadas por algunos procesos deposicionales (Wells & Harvey, 1987). *Examples of sedimentary features formed by various depositional processes (Wells & Harvey, 1987).*

c) Depósitos de canal (*streamflood deposits*). Se reconocen fácilmente por sus bases acanaladas, su estratificación interna y estructuras sedimentarias en lentejones, a menudo por la imbricación de los clastos, con una orientación relativa a la dirección de flujo, y por su mejor clasificación dentro de los estratos que en los depósitos de arroyada en manto (Harvey, 1989); incluyen una gran variedad de microfacies de arena y gravas (Miall, 1977). En este caso además, según Colombo (1989), se produce una profundización del cauce en función de la gran descarga acuosa que debe evacuar y sobre todo del pronunciado gradiente longitudinal que presentan y que les imposibilita una migración lateral continuada.

d) Cuando se produce el relleno de uno de estos cauces por parte del sedimento transportado, se origina el abandono del mismo por rotura de los diques y avulsión. En la mayoría de los casos estos depósitos tienden a ser monoepisódicos o en todo caso corresponden a unos pocos episodios sedimentarios. Cada uno de estos episodios podría corresponder a una única descarga muy importante y muy efímera como sería el caso de algunas avenidas de tormenta (*flash flood*).

Constituyen, pues, depósitos que retroalimentan cauces temporalmente atrincherados. Los canales retroalimentados son más largos y estrechos, con material grueso y poco clasificado. Hacia la parte distal los canales son menos profundos y los depósitos tienen sedimentos más finos. Los depósitos de canal del interior del abanico llenan canales rectos y atrincherados mientras que los depósitos de canal de la zona media y distal llenan canales trenzados. En depósitos de abanicos antiguos los canales más grandes pueden ser difíciles de reconocer cuando son poco profundos y se encuentran dentro de estratos conglomeráticos (Nilsen & Moore, 1984).

Wells & Harvey (1987) consideran además los siguientes depósitos:

e) Depósitos de barras fluviales (*Fluvial bar deposits*). (Figura 4). Barras formadas por cantos rodados (*boulder bars*), más grandes o barras formadas por guijarros (*Cobble bars*) (F1). Las primeras forman barras lobuladas, con un relieve deposicional moderado/alto y los clastos muestran una clasificación desde el frente a la cola. Estas barras están libres de matriz fina y presentan una imbricación de moderada a fuerte. Los ejes longitudinales de clastos en estas barras están típicamente orientados, perpendiculares a la dirección de flujo, con los planos *a-b* buzando hacia la pendiente.

Cuando las barras están formadas por cantos más pequeños, éstos se orientan paralelamente a la dirección de flujo y las barras son longitudinales. Esta facies tiene un relieve de deposición moderado (0.2-0.5 m). Los sedimentos poseen una imbricación muy fuerte, con una buena clasificación desde el frente hacia la cola y fracciones de material más fino que en las barras anteriores.

Los depósitos de barras laminares (F2) forman láminas amplias y planas de gravas moderadamente clasificadas (Figura 4). Los sedimentos generalmente están bien estratificados, aunque moderadamente imbricados, en capas muy delgadas, que disminuyen de espesor hacia la superficie. Los estratos varían significativamente su contenido en matriz, rica en arena. Los clastos más groseros aparecen generalmente en los estratos más bajos de cada lámina. Este tipo de facies se forma bajo condiciones de arroyada en manto, con bajas concentraciones de sedimento.

6.2. *Depósitos de coladas de piedras y procesos afines*

a) Coladas de piedras (*debris flows*). Tienen un papel muy significativo en la formación de algunos abanicos aluviales, tanto antiguos (Teisseyre, 1973; Steel, 1974; Wasson, 1977; Larsen & Steel, 1978) -representan uno de los principales criterios para reconocer este tipo de ambientes (Ori, 1982)-, como recientes (Pierson, 1980; Suwa & Okuda, 1983; Wells & Harvey, 1987), y son muy importantes geomorfológicamente en abanicos aluviales de regiones áridas y semiáridas (Blackwelder, 1928; Hooke, 1967; Beaty, 1974; Harvey, 1984 *a*) y de regiones templado-húmedas (Williams & Guy, 1973; Pierson, 1977; Harvey, 1986 *b*). Además, sobre un abanico en el que se está acumulando sedimento activamente, la erosión es escasa, de modo que el ambiente deposicional de estos sistemas es ideal para la conservación de coladas de piedras en el registro estratigráfico. De hecho, las coladas de piedras representan uno de los principales criterios para reconocer este tipo de ambientes (Ori, 1982), de manera que muchos investigadores consideran que la diferencia entre ríos y abanicos aluviales solamente es posible cuando los depósitos de coladas de piedras están presentes (Collinson, 1984; Miall 1978 *a* y *b*, 1990, 1992; Blair & McPherson, 1994 *b*).

El predominio de coladas de piedras depende en gran medida de las condiciones existentes en la cuenca de drenaje. Pierson (1980), Blair & McPherson (1994 *b*) consideran los siguientes factores como críticos para el inicio de coladas de piedras y su deposición sobre los abanicos aluviales:

- 1) barrancos sin vegetación que puedan concentrar rápidamente grandes cantidades de escorrentía durante una fuerte tormenta.
- 2) barranco relativamente recto y de corta longitud que facilite el movimiento de las coladas de piedras al abanico.
- 2) material meteorizado, pobremente clasificado, con abundante material fino que facilite el flujo (Rodine, 1974).
- 3) la pendiente del cauce en el barranco y en el ápice del abanico ha de ser bastante acusada.
- 4) barranco de fondo estrecho y atrincheramiento de la cabecera del abanico que facilite el avance del flujo.

La extensión y frecuencia de las precipitaciones -lluvia intensa y estacional, con alteración del régimen fluvial (Lustig, 1965)- son también importantes. Hooke (1968) y Price (1977) admitieron que si los sucesos tormentosos son demasiado frecuentes puede no haber tiempo para acumularse en la cuenca de drenaje, entre tormenta y tormenta, suficiente material meteorizado para la formación de una colada de piedras. Mears (1977) consideró que cuando las precipitaciones generan grandes volúmenes de agua en relación al volumen de piedras sin consolidar, acumuladas en una cuenca de drenaje, los procesos de transporte de piedras son de carga de fondo y en suspensión. En muchas áreas las coladas de piedras y barro no están causadas directamente por precipitación sino por la rápida fusión de nieve en la cuenca (Sharp & Nobles, 1953; Johnson, 1970).

Las características topográficas (vertientes con pendientes pronunciadas), litológicas (se generan en aquellas áreas que proporcionan material grueso y fino abundante) y usos del suelo (escasa cubierta vegetal que facilita una rápida erosión), son también factores muy importantes en la formación de coladas de piedras (Conway, 1893; Rimmers, 1913; Bull, 1977; Nilsen, 1982).

Así, las coladas de piedras se forman cuando material meteorizado en las laderas de la cuenca fluye rápidamente a través del sistema de canales al abanico, en un pulso de liquidez, con un alto contenido de material sólido. Este tipo de flujos puede moverse a gran velocidad y transportar clastos, grandes cantos rodados y fragmentos suspendidos, envueltos en una matriz fina (Johnson, 1970). Tienen una gran densidad y viscosidad en comparación con los depósitos de procesos fluviales (Fisher, 1971).

Las típicas coladas de piedras (Harvey, 1989) son masivas, pobremente clasificadas y pueden estar confinadas a canales o extenderse como diques adyacentes a cauces, con forma característica de lóbulos o lenguas longitudinales y márgenes bien definidas. Son más comunes en la zona proximal del abanico (Crowell, 1954; Beaty, 1963). Los diques, bien desarrollados en algunas coladas, pueden haberse formado por el empuje de las acumulaciones del lóbulo frontal descritas por Sharp (1942) o por el empuje lateral y clasificación interna como observó Pierson (1980) o simplemente por rotura del lóbulo.

Las viscosidades relativas de las coladas de piedras pueden obtenerse por el estudio de la posición y orientación de los clastos grandes. En una colada poco viscosa, los clastos tienen una orientación horizontal o imbricada. Las márgenes de los lóbulos de coladas viscosas son gruesas y están bien marcadas y los clastos orientados verticalmente a la dirección de flujo. Pueden presentar en superficie series de *crestas de presión* (Figura 4) que probablemente representan la consecuencia sedimentológica de impulsos u ondas observadas en coladas de piedras, en las cuales los ápices de cada pulso, ricos en clastos, son progresivamente insertados entre ellos (Wells & Harvey, 1987). Muchas coladas de piedras son tan groseras que es difícil obtener una muestra representativa para determinar la distribución del tamaño del material; como consecuencia, se han hecho pocos análisis del tamaño de partículas (Crawford & Tahckwell, 1931; Sharp & Nobles, 1953) y pocas comparaciones de la clasificación de sedimentos de coladas de piedras y de procesos fluviales en abanicos aluviales con las mismas características de área-fuente.

b) Depósitos transicionales (*Transitional deposits*). (T). Representan una facies de transición entre coladas de piedras y depósitos fluviales. Las barras que forman estos depósitos tienen un relieve muy marcado, generalmente superior a 1.5 m y puede ser mayor debido al amontonamiento de los depósitos. Representa un depósito más complejo que los anteriores, con las márgenes y superficies pendientes, similares a las de las típicas coladas de piedras (Figura 4). Muestran una estratificación puntual y una textura caracterizada por clastos en la superficie, cambiando a una matriz más gruesa en profundidad. Puede haberse formado durante la fase más tardía del ciclo de una colada de piedras, lo cual implica un frente rico en piedras, moviéndose lentamente, seguido de una disminución en el contenido de gravas gruesas y un aumento de

gravas más pequeñas y finalmente un material diluido de grano más fino (Johnson, 1970). Por otra parte es posible que la facies T1 se formara en condiciones de flujo hiperconcentrado, bajo condiciones cada vez más diluidas, con una proporción de agua/sedimento intermedia entre procesos fluviales y coladas de piedras (Beverage & Culberston, 1969; Smith, 1986) formados quizás durante la última fase del ciclo de una colada de piedras (Wells & Harvey, 1987). Estos autores y Pierson & Scott (1985) establecen que las mayores diferencias entre depósitos de coladas de piedras y flujo hiperconcentrado incluye estratificación horizontal, matriz de clastos y una mejor clasificación de los sedimentos. Todos estos parámetros son típicos de la facies tipo T1.

c) Coladas de barro (*Mud flows*). Son genéticamente similares a las coladas de piedras, pero muy diferentes en cuanto a características sedimentológicas y no son demasiado frecuentes en abanicos aluviales. Las coladas de barro constan principalmente de arena y sedimentos más finos. Muchos autores utilizan el término de coladas de barro en sentido genético para todo tipo de flujo de sedimentos, porque una matriz fangosa es la principal característica que las distingue de los flujos de agua (Blackwelder, 1928; Crandell, 1971).

Los depósitos de coladas de barro son poco variados y contienen fragmentos más grandes sueltos entre una matriz de grano muy fino. No suelen tener una estructura interna, sino unidades individuales, depositadas por una única colada; muchas contienen fragmentos alargados, alineados y aproximadamente paralelos a la superficie de la colada (Fisher, 1971).

La viscosidad de las coladas de barro puede variar mucho y los depósitos resultantes pueden alcanzar desde láminas finas, con márgenes subhorizontales de poco grosor a lóbulos de gran espesor. Las grietas de desecación poligonales son características de estas coladas cuando tienen un contenido rico en arcilla y pocas gravas.

La proporción de depósitos fluviales y coladas de piedras en un abanico aluvial varía mucho y puede cambiar durante su historia de agradación; algunos abanicos pueden estar enteramente formados por procesos fluviales si las condiciones del área-fuente no favorecen la producción de coladas de piedras (Schumm, 1977) y a la inversa.

6.3. Variaciones de facies.

La mayoría de los autores reconocen tres grupos de facies en los abanicos aluviales: proximal, media y distal (Nilsen, 1982; Ori, 1982; Nilsen & Moore, 1984). Las facies proximal y distal pueden ser reconocidas en depósitos de abanicos aluviales antiguos a través del estudio de paleocanales -la alta consistencia de la dirección de flujo es característica de ambientes de abanicos antiguos (Howard, 1966; Nilsen, 1969)-, mediante mapas que muestran la distribución de los clastos más grandes y espesor de los estratos y, en menor medida, por el estudio de los cambios en el rodamiento de los clastos. Algunos autores distinguen una facies proximal caracterizada por estratos acanalados y lenticulares de una facies distal compuesta por estratos menos acanalados, dispuestos en capas (Kerr *et al.*, 1979).

La singularidad del montaje de las facies facilita una clara y simple diferenciación de los abanicos aluviales en diferentes ambientes cuando el contexto geomorfológico se ha perdido en el registro estratigráfico. La disposición de las capas es uno de los mejores métodos de identificación del ambiente deposicional de un abanico aluvial; cada capa representa un particular grupo de condiciones hidráulicas que determinan el espesor, tamaño, distribución y orientación de partículas y tipo de contacto con la capa subyacente (Bull, 1977). Las tendencias hacia la parte proximal y distal de esas características constituyen un elemento indispensable de las secuencias verticales porque la agradación o desviación, sea gradual o repentina, de toda o una parte del abanico conduce a una superposición de depósitos de carácter cambiante (Heward, 1978 *b*), tanto vertical como espacialmente.

Las variaciones en periodos cortos en los procesos sedimentarios producen alteraciones de facies y los grandes cambios climáticos o tectónicos o cambios progresivos en largos periodos (envejecimiento), relacionados con la erosión del área-fuente y sedimentación, pueden dar lugar a un cambio vertical progresivo en el estilo sedimentario (Harvey, 1989). Cambios progresivos han sido estudiados en secuencias de abanicos aluviales del Cuaternario (Bluck, 1964; Williams, 1973; Wasson, 1979; Harvey, 1984 *b*).

Las variaciones espaciales en la deposición del abanico reflejan variaciones del área proximal a distal en los procesos de transporte y mecanismos de clasificación. El dominio de coladas de piedras en el área

proximal puede dar lugar a depósitos de canales trenzados y flujo laminar en las zonas media y distal. En las zonas de transición de depósitos de canales a depósitos laminares, generalmente en la zona media, pueden formarse depósitos tamiz; en las partes distales, láminas de arena y limo pueden predominar sobre depósitos de gravas. Estas tendencias se dan tanto en abanicos aluviales antiguos como recientes.

Dentro de las unidades sedimentarias individuales, a través de todo el abanico, hay normalmente una disminución hacia la parte distal en el tamaño de cantos y un aumento de la clasificación. La permanencia del lugar de deposición sobre la superficie del abanico (en función del desvío de canales y el atrinchamiento de la cabecera del abanico) es muy importante en el desarrollo, magnitud y variaciones de la distribución de las secuencias sedimentarias sobre el mismo.

6.3.1. Facies en abanicos aluviales de distintos ambientes climáticos

Una revisión de estudios previos sugiere que existen diferencias significativas en morfología, procesos y facies entre abanicos aluviales formados en varios ambientes climáticos. El primer factor responsable de esas diferencias es la naturaleza de los procesos deposicionales que aportan sedimentos al abanico (ver Tabla 1).

Los abanicos aluviales de zonas áridas se caracterizan por una alternancia de periodos de rápida deposición seguidos por periodos de inactividad. Los abanicos glaciofluviales están formados por canales trenzados que

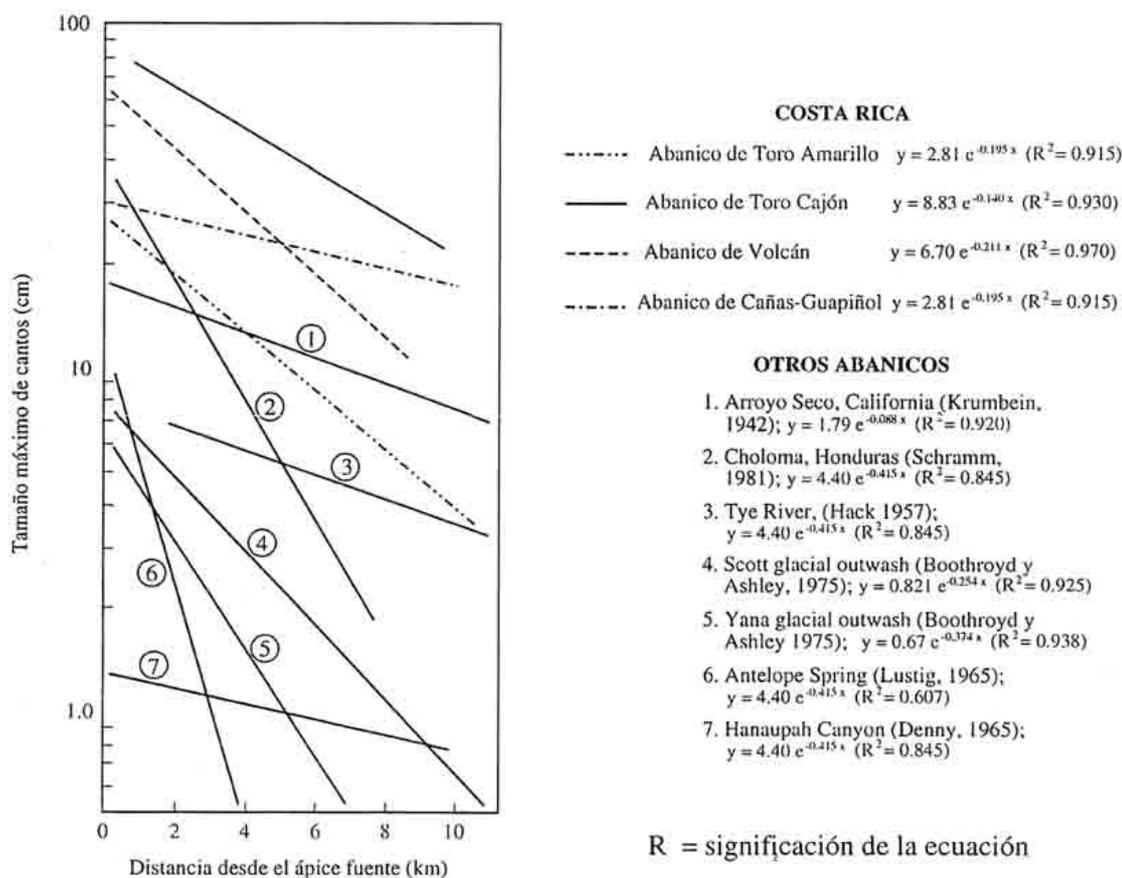


Figura 5. Relación entre el tamaño máximo de sedimentos y la distancia desde el ápice en abanicos aluviales de distintas regiones climáticas (Kesel, 1985). *Relation of maximum clast size to the distance from the apex for alluvial fans in several climatic regions (Kesel, 1985).*

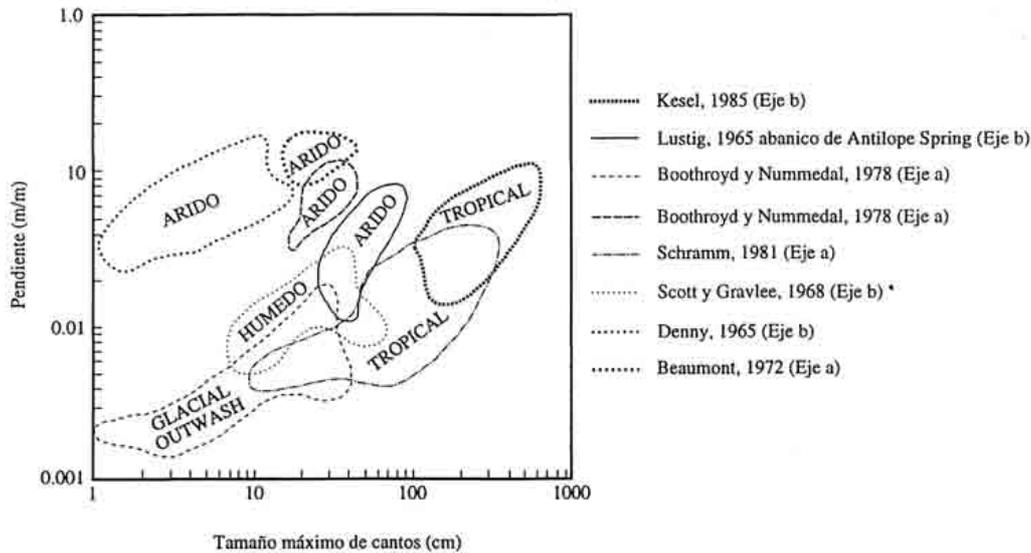


Figura 6. Relación del tamaño máximo de sedimentos y la pendiente superficial del abanico en distintas regiones climáticas (Kesel & Lowe, 1987). Aa: área del abanico aluvial. Ac: área de la cuenca de drenaje. *Relation of maximum clast size to alluvial fan slope in several climatic regions. Aa: alluvial fan area. Ac: drainage basin area.* (Kesel & Lowe, 1987).

cambian constantemente sobre una llanura donde se produce agradación continuamente. Los abanicos de ambientes periglaciares están compuestos por procesos fluviales y coladas de piedras y el aporte de sedimentos disminuye con el tiempo debido a que se originaron desde un único suceso y están expuestos a cambios rápidos en el nivel de base local (Ryder, 1971 a). Los abanicos de zonas tropicales húmedas son creados por deposiciones estacionales de canales trenzados y/o coladas de piedras. Los modelos de cauce y deposición sobre estos abanicos están en función del aporte episódico del sedimento, el carácter cambiante del curso del río y el rápido crecimiento de la vegetación. Los procesos de canales trenzados están asociados con periodos cortos de descargas altas de sedimentos. Durante periodos más largos de inactividad, la superficie del abanico suele mostrar una red trenzada cubierta de vegetación y dominada por un único y sinuoso canal (Kesel, 1985). En zonas templado-húmedas, los abanicos aluviales son alimentados por escasos episodios, asociados a fuertes tormentas, que aportan un gran volumen de sedimentos (Kochel & Johnston 1984).

6.3.2. Variaciones de las características de los sedimentos

Como los abanicos glaciofluviales están dominados por procesos fluviales, los sedimentos muestran cierto grado de clasificación, el cual aumenta hacia la parte distal (Boothroyd & Ashley, 1975). El tamaño máximo de cantos y la pendiente superficial están relacionados y ambos disminuyen desde el ápice a la base (Davis, 1983). Las variaciones en el tamaño de cantos cono abajo pueden ser atribuidas a la incisión, que permite la removilización del material grueso hacia las partes distales (Schumm, 1977).

Los sedimentos de abanicos aluviales en zonas áridas pueden no experimentar el mismo grado de clasificación ni de continuidad en el transporte. Los depósitos de estos abanicos, particularmente en la zona proximal, generalmente están pobremente clasificados y contienen cantos envueltos en matriz fina. En algunos casos hay poca correlación entre tamaño de cantos -pueden presentar muchas fluctuaciones cono abajo- y pendiente superficial del abanico (Lustig, 1965; Beaumont, 1972; Boothroyd & Nummedal, 1978). Los procesos deposicionales sí juegan un importante papel en la evolución de la pendiente y grado de clasificación de los sedimentos (Hooke, 1968).

El tamaño máximo de los cantos en abanicos aluviales de regiones tropicales húmedas disminuye desde el ápice a la base exponencialmente (Figura 5). Budel (1982) relaciona esta disminución con la intensa meteorización química y abrasión de los sedimentos en estos ambientes. En los abanicos de zonas áridas, la correlación es más baja y varía mucho más; algunos, sin embargo, pueden mostrar una buena clasificación reflejando un transporte por procesos fluviales más que por coladas de piedras (Lustig, 1965). Los abanicos aluviales donde el tamaño de sedimentos disminuye poco significativamente están formados por coladas de alta viscosidad, capaces de transportar sedimentos gruesos más lejos (Lustig, 1965; Beaumont, 1972). La baja correlación también puede deberse a la incisión del cauce y removilización de los sedimentos más viejos (Denny, 1965). En cualquier caso la Figura 5 refleja que la proporción de disminución del tamaño de sedimentos en abanicos aluviales de distintos ambientes es similar, lo que sugiere que otros factores -progresiva clasificación y cambios en la capacidad de flujo- pueden ser importantes, (Kesel, 1985).

Este autor también ha relacionado el tamaño máximo de los cantos y la pendiente superficial de abanicos aluviales de varios ambientes; el gráfico resultante (Figura 6) muestra que las pendientes de abanicos en zonas áridas no son necesariamente más elevadas que las de abanicos de zonas húmedas tropicales y por lo tanto los cauces de estos últimos son capaces de transportar clastos tan grandes como los de zonas áridas con gradientes similares, debido a sus regímenes de descarga. Esto proporciona sólo una estimación de la competencia del flujo en esos ambientes porque el medio de transporte puede haber sido capaz de llevar todavía grandes clastos que no estaban "disponibles" en el área-fuente (Lustig, 1965).

Las relaciones de los parámetros morfológicos y tamaños de cantos pueden proporcionar las bases para una interpretación climatológica/genética de sedimentos en abanicos aluviales y de sus ambientes deposicionales (McGowen & Groat, 1971; Seni, 1980).

7. Morfología de los abanicos aluviales

Bull (1977) consideró a un abanico aluvial, las corrientes que lo alimentan y su cuenca de drenaje como un sistema hidrológico abierto de manera que el tamaño, pendiente y los tipos de depósitos en el abanico registran una tendencia hacia un ajuste entre una serie de variables controlables: área, litología, pendiente media, cubierta vegetal y dinámica geomorfológica del área-fuente, pendiente del canal tributario, descarga de agua y sedimento, procesos deposicionales, entorno climático (Tricart, 1966) y tectónico, y la geometría del frente montañoso, abanicos aluviales adyacentes y la cuenca de deposición. Los cambios de una o más variables tenderán a causar un reajuste de la morfología del abanico. Bull (1977) distinguió dos situaciones morfológicas diferentes:

- a) cuando la deposición se realiza en el ápice y el abanico no está incidido por canales y
- b) cuando la agradación se realiza en la parte distal del abanico de modo que el agua y los sedimentos circulan encajados por el ápice del mismo. Así, Harvey (1989) cree que para abanicos aluviales de edad, historia climática y tectónica similar y de una geología común, la morfología total de cada abanico debería reflejar las características topográficas del área-fuente, características que controlan el aporte de sedimentos y los procesos deposicionales que crean la morfología superficial de los abanicos aluviales.

7.1. Morfometría del abanico. Relaciones morfométricas con su cuenca de drenaje

Los abanicos aluviales simples presentan tres propiedades morfométricas importantes: forma, área y pendiente (perfiles longitudinales). La discusión de estas tres propiedades en abanicos segmentados es mucho más compleja y actualmente hay pocos datos disponibles, según French (1987). Las relaciones formales entre esas características morfométricas de los abanicos y sus cuencas de drenaje pueden ser expresadas por ecuaciones matemáticas (Melton, 1965; Keeble, 1971; Ryder, 1971 a; Kostaschuck *et al.*, 1986); los exponentes de esas relaciones reflejan los factores ambientales de la cuenca de drenaje y proporcionan importante información sobre los procesos geomorfológicos que operan en el paisaje a diferentes escalas (Church & Mark, 1980).

- a) **Forma.** Los abanicos aluviales tienen una forma semicircular o de cono de bajo ángulo característica, debido a la migración de la corriente que surge en el ápice, generando cambios en la dirección del mate-

Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos 101

rial acumulado cuando se produce agradación en el abanico (Cotton, 1952; Blissenbach, 1954; Shelton, 1966; Allen, 1972). En algunos abanicos aluviales el cambio del canal se hace de forma progresiva y continuada, como por ejemplo en el abanico de Toro Amarillo en Costa Rica (Kesel, 1985), en ambientes tropicales húmedos; en abanicos de ambientes áridos, el cambio se hace a menudo de una forma muy variable y repentina -avulsión- (Beaty, 1970). Estos cambios se reflejan en las discontinuidades de la estructura interna (Loungsbury & Odgen, 1973) y en la disposición radial de los canales distribuidores (Patton *et al.*, 1970). El intervalo entre estos cambios en la dirección del material acumulado puede ser muy largo (Bull, 1972; Rachocki, 1981) y, como demostró Hooke (1968) con estudios de laboratorio, la agradación durante largo tiempo tiende a producir rasgos uniformes mientras que la agradación en periodos cortos da como resultado una deposición diferenciada.

La forma del abanico puede ser expresada matemáticamente. El abanico aluvial típico presenta una curvatura, tanto cóncava (perfiles radiales) como convexa (perfiles transversales). Según Troeh (1965), la ecuación para la curvatura cóncava/convexa de los abanicos es:

$$Z = P + SR + LR,$$

en la que Z es la altitud de cualquier punto de la superficie del cono, P es la altitud del ápice teórico del cono, generalmente mayor que la verdadera altitud del ápice del abanico, S es una pendiente teórica del abanico en P , L es la proporción media de cambio de pendiente a lo largo de una línea radial y R es una distancia radial desde P . La ecuación puede resolverse para un abanico específico haciendo medidas a lo largo de líneas de mapas topográficos (Bull, 1977).

Las descripciones de abanicos aluviales individuales utilizando la ecuación de Troeh proporcionan un medio para analizar variaciones de formas deposicionales y anomalías de la geometría del abanico.

b) Área del abanico. Es la propiedad morfométrica más ampliamente estudiada (Bull, 1962, 1964 *a* ; Denny, 1965; Hooke, 1968; Hooke & Rohrer, 1977; Oguchi & Ohmori, 1994; Silva *et al.*, 1992). Está influida por muchos factores pero uno de los más importantes es el efecto del tamaño de la cuenca. Hooke (1968) y Bull (1977) expresaron esta relación mediante la ecuación:

$$Aa = c \cdot Ac^n$$

donde Aa es el área del abanico, Ac el área de la cuenca de drenaje y c y n el coeficiente y exponente empírico respectivamente.

Los trabajos llevados a cabo por Bull (1962, 1964 *a* y *b*) en regiones áridas y estudios de abanicos en otras regiones han demostrado que los valores del coeficiente c varían mucho más ampliamente que los valores de n , tanto de región a región (Langbein & Schumm, 1958, Ritter, 1967; Jensen & Painter, 1974), como de abanico a abanico dentro de una misma región, debido a los efectos de otras variables de la cuenca de drenaje:

- el primer factor que influye en el valor de c es la proporción área deposicional/área erosionada, es decir, el espacio disponible para la deposición, en un mismo ambiente: cuando los valles donde se depositan los abanicos aluviales son pequeños y las cuencas que los alimentan son grandes, el valor de c es más pequeño que cuando las áreas deposicionales son amplias y la cuenca más pequeña. Los abanicos aluviales segmentados y aquellos construidos entre montañas, limitados a veces por las paredes de estrechos valles, son los que presentan mayores problemas.
- en un mismo ambiente, las variaciones litológicas entre las cuencas de drenaje próximas puede influir en la producción de sedimento; el grado de erodibilidad de las rocas juega un papel muy importante: por ejemplo, los abanicos aluviales procedentes de cuencas compuestas por rocas metamórficas son más grandes que los derivados de áreas compuestas por rocas sedimentarias, tal como demostró Bull (1962) para los abanicos del valle de San Joaquín, California; asimismo este autor señala que los abanicos aluviales derivados de cuencas compuestas por esquistos son dos veces más grandes que sus cuencas que aquellos procedentes de cuencas de tamaño comparable compuestas por areniscas. Lecce (1991) comprobó en las Montañas Blancas (California y Nevada) que los abanicos aluviales más grandes estaban generados desde cuencas compuestas por rocas resistentes y los abanicos aluviales más

pequeños desde cuencas compuestas por una litología más susceptible a la erosión, las cuales tienen valles más amplios, laderas menos pendientes y una mayor cantidad de sedimentos almacenados en el cauce que las primeras.

- los movimientos tectónicos y el clima regional también afectan al área del abanico aluvial.

El valor de n (pendiente de la línea de regresión) suele tener un valor constante en abanicos aluviales desarrollados bajo condiciones ambientales comparables, con una historia geológica y tectónica de la cuenca similar (Church & Mark, 1980). Aparentemente n refleja el almacenamiento de sedimentos en canales aluviales y en las laderas del valle en grandes cuencas; los valores de $n < 1$ implican que cuencas de drenaje grandes aportan proporcionalmente volúmenes inferiores de sedimentos al abanico que cuencas más pequeñas (French, 1987). Hooke (1968) sugirió varias razones de por qué esta explicación parece razonable:

- las cuencas de drenaje grandes son menos frecuentemente cubiertas de forma total por una única tormenta (Langbein & Schumm, 1958) que las cuencas más pequeñas. Además, sólo una porción de las cuencas de drenaje grandes puede contribuir activamente con sedimento al abanico, y si el canal principal tiene una pendiente más suave que los canales tributarios que le aportan sedimento, éstos, probablemente, no serán transportados al abanico (excepto si se produce un evento excepcional con un periodo de recurrencia de varios años), así como los sedimentos procedentes de las laderas; por otro lado, estos sedimentos pueden permanecer recubriendo las laderas, impidiendo la meteorización y reduciendo el aporte de sedimentos.

- las laderas de las cuencas de drenaje grandes generalmente tienen pendientes más suaves que las de cuencas más pequeñas, lo que resulta en una reducción de la capacidad de transporte de sedimentos.

Los procesos deposicionales constituyen un control ambiental potencialmente importante de las relaciones entre morfología del abanico aluvial y características de la cuenca (Church & Mark, 1980; Kochel & Johnston, 1984). Los procesos fluviales y coladas de piedras tienen un comportamiento mecánico diferente, lo que da lugar a distintas relaciones entre los abanicos aluviales y sus cuencas, tal como ha sido comprobado por algunos autores en diferentes ambientes (Bull, 1964; Kochel & Johnston, 1984; Kostaschuck *et al.*, 1986). Church & Mark (1980) sugirieron que los sistemas de cuencas/abanicos aluviales de menor tamaño pueden aproximarse al equilibrio más rápidamente que los de mayores dimensiones, debido a las cortas distancias del transporte de sedimentos; por otro lado, los abanicos aluviales pequeños alcanzan mayor espesor que los grandes. Ambos aspectos suponen una disminución de n :

- para abanicos originados por procesos deposicionales fluviales, más típicos de zonas húmedas, Bull (1972) apunta que las cuencas grandes pueden generar suficiente flujo para transportar una mayor cantidad de sedimentos a través del abanico más que para depositarlos sobre él. Cuando los ríos que lo alimentan son perennes pueden impedir la expansión del abanico por remoción de sedimentos tributarios que, por otro lado, deberían ser depositados en él. Ambos factores combinados darían lugar a erosión más que a deposición y, en consecuencia, no aumentaría el área del abanico (disminución de n). La pobre relación entre Aa y Ac en el caso de abanicos fluviales sugiere que su área puede no ser un parámetro adecuado para análisis morfométricos en situaciones fisiográficas similares (Ryder, 1971 *a*).

- para abanicos de coladas de piedras, donde la relación mejora, la energía mecánica de las coladas ejercerá un control relativo sobre la extensión de los depósitos asociados (Costa & Jarret, 1981). La energía puede relacionarse, en parte, con las características de la cuenca, especialmente con la pendiente: fuertes pendientes ejercen mayor fuerza de cizalla y aumentan la deformación del flujo. Iso *et al.* (1980) indican que la edad de los abanicos de coladas de piedras pueden ejercer un importante control en el descenso de los valores de n .

Estudios de abanicos aluviales de distintos ambientes muestran que existe una relación directa entre su área y la de su cuenca de drenaje (Figura 7) y en muchas ocasiones esta relación aumenta de forma exponencial, a pesar de existir diferencias en litología (Bull, 1962). Cuando $n < 1$ generalmente indica que cuencas de drenaje grandes aportan menos material por unidad de área y en cualquier caso n no es suficientemente uniforme para ser considerado como una constante independiente de la localización y del área del abanico.

El tamaño de la cuenca de drenaje, relieve y litología influyen en los procesos que actúan sobre los abanicos aluviales: en función de la litología, cuencas pequeñas y pendientes forman abanicos de coladas de piedras y cuencas más grandes y menos pendientes forman abanicos por procesos fluviales. Pero para algunos autores (Kostaschuck *et al.*, 1986) la relación entre área del abanico y área de la cuenca de drenaje en

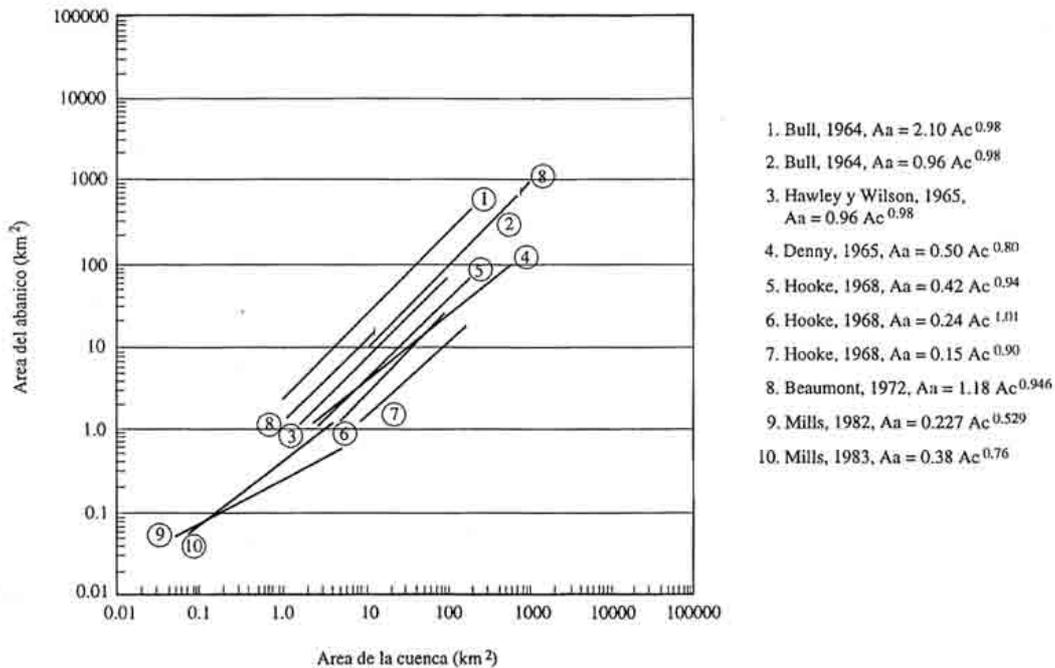


Figura 7. Relación entre el área de los abanicos y el área de su cuenca de drenaje en distintos ambientes (Bull, 1977; Kesel, 1985). *Relation between alluvial fan area and drainage basin area in several settings (Bull, 1977; Kesel, 1985).*

ambientes húmedos no es estadísticamente significativa en los abanicos originados por procesos fluviales y sí en los compuestos por coladas de piedras. Otros autores (Hooke, 1968) opinan que esta relación resulta de una tendencia hacia una situación estable entre abanicos aluviales de un mismo ambiente geográfico, litológico y tectónico; esta situación existe cuando todos aumentan en la misma proporción, pero si esta proporción varía, el área de los abanicos también lo hace para aproximarse a ese estado de equilibrio.

c) **Pendiente.** La relación del gradiente del abanico, generalmente tomada como la pendiente superficial axial de la parte superior del mismo, con el área de la cuenca de drenaje puede expresarse por:

$$Pa = a \cdot Ac^b$$

donde Pa es la pendiente del abanico y Ac es el área de la cuenca de drenaje.

Las observaciones de campo y en laboratorio muestran que la pendiente superficial de un abanico aluvial está controlada por:

1) **descarga**: Eckis (1928), Bull (1962) y Melton (1965) comprobaron que la pendiente de un abanico aluvial disminuye cuando aumenta su área y la de su cuenca de drenaje. Esta disminución de la pendiente se atribuye a que desde cuencas más extensas, las descargas por tormentas son proporcionalmente mayores. Las grandes descargas poseen mayor velocidad de flujo y capacidad para transportar, con pendientes más suaves, el mismo material transportado por descargas menos importantes, pero con pendientes más fuertes. El aumento de la descarga sobre un abanico aluvial da lugar a una disminución de su pendiente superficial: descargas pequeñas depositan el material generalmente en la zona proximal mientras que descargas más grandes lo hacen en la zona distal, tal como observaron Schumm *et al.* (1987) en abanicos experimentales. La pendiente estará determinada por un balance entre esas tendencias (Hooke, 1968).

2) **litología del área-fuente**: Según Hooke (1968) y Hooke & Rohrer (1979) este factor tiene una triple influencia:

- a) por el control del tamaño de los sedimentos: el efecto de este parámetro no suele ser lineal de modo que la pendiente aumenta más rápidamente con sedimentos gruesos y disminuye de forma brusca con cambios de sedimentos gruesos a otros más finos desde el ápice a la base.

- b) por el control de la concentración de sedimentos en el flujo que se extiende por el abanico. Tanto en abanicos aluviales naturales (Bull, 1964 a) como de laboratorio los flujos con alta concentración de sedimentos (en función del grado de erodibilidad de las rocas del área-fuente) crean abanicos más empinados.
- c) por el control de los procesos deposicionales: los abanicos formados por coladas de piedras y depósitos tamiz tienen una pendiente superficial más elevada que los formados por procesos fluviales; los primeros pueden ser retrabajados en su superficie por procesos fluviales posteriores, lo que causará una reducción de la pendiente. Así, la pendiente de abanicos aluviales en regiones áridas, con perfiles longitudinales cóncavos, es más elevada que la de los de regiones muy frías y húmedas, compuestos por depósitos fluviales y cuyo perfil longitudinal es convexo (Boothroyd & Nummedal, 1975); los abanicos de zonas periglaciares son más empinados (reflejan descargas más bajas y cantos más groseros o una alta concentración de sedimentos desde las áreas-fuente) que los de zonas áridas y existe una pobre relación entre este parámetro y las características de su cuenca (Ryder, 1971 a). Kesel (1985) afirma que los abanicos aluviales de regiones tropicales son tan empinados como los de zonas áridas, lo que indica que las características de los sedimentos, junto con movimientos tectónicos, pueden jugar un papel mucho más importante que los factores climáticos en la determinación de la pendiente del abanico (Figura 8).

3) pendiente de la cuenca de drenaje: la pendiente media de la cuenca no parece tener influencia sobre la pendiente del abanico, pero sí muestra una buena relación con la pendiente total de la cuenca, definida como una línea recta desde el ápice del abanico al punto más alto de la cuenca. Melton (1965) también encontró una buena relación entre la pendiente del abanico y el relieve relativo (Rc/\sqrt{Ac}), donde Rc es el relieve máximo de la cuenca de drenaje y Ac es el área de la cuenca.

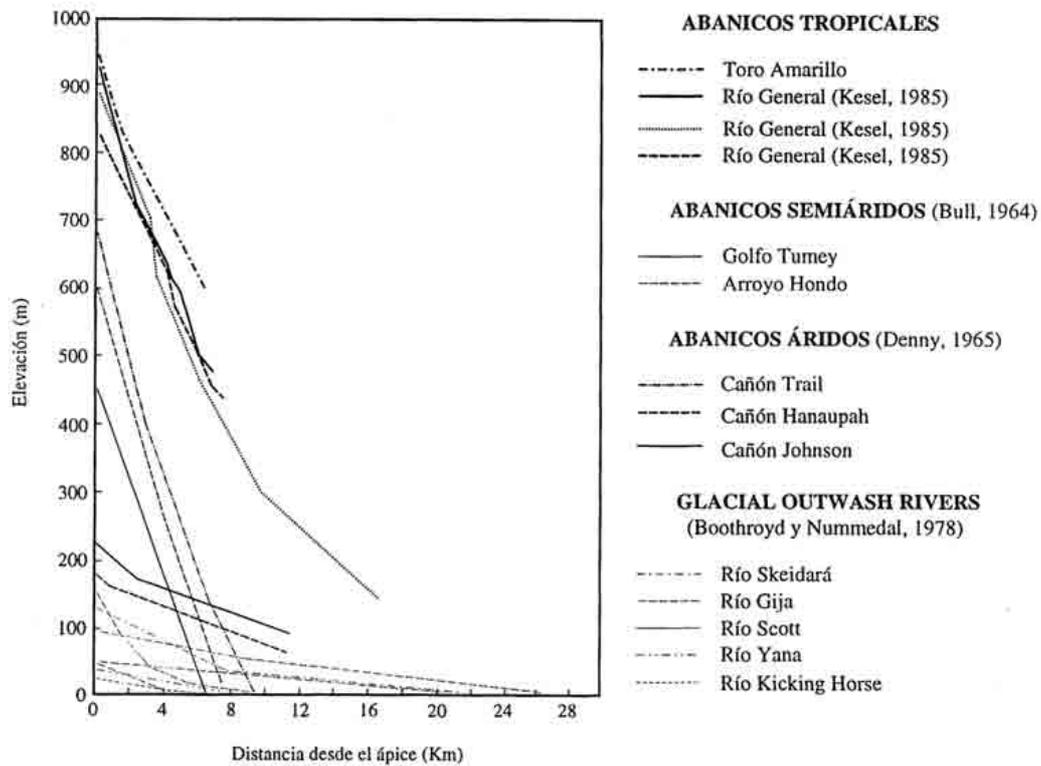


Figura 8. Perfil longitudinal de los abanicos aluviales en distintos ambientes climáticos (Kesel, 1985). *Longitudinal profiles of alluvial fans in different climates (Kesel, 1985).*

Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos 105

Las pendientes del cauce principal que aporta sedimentos al abanico probablemente están ajustadas al transporte de la carga aportada con la descarga disponible, por lo que la pendiente del mismo parece ser una pendiente de transporte controlada por el calibre y descarga de sedimentos. Bull (1964 *a*) sugirió que había un equilibrio entre ambas, al mostrar que los cambios en el gradiente del cauce, resultado de los movimientos tectónicos y cambios climáticos, dan lugar a cambios en la pendiente deposicional, que puede ser observada en los perfiles topográficos radiales segmentados de muchos abanicos aluviales de zonas áridas y semiáridas: estos perfiles no tienen curvas suaves sino varios segmentos rectos, cada uno de ellos con una pendiente aproximadamente uniforme.

Harvey (1989) considera también muy importante la relación entre pendiente del abanico y pendiente y geometría hidráulica del canal, dentro del sistema del abanico, por las implicaciones que tiene en los procesos y en el desarrollo del mismo (fases de agradación/disección). La morfometría del canal puede ser examinada en el mismo sentido que el área y gradiente del abanico por la siguiente ecuación:

$$C = f \cdot A_c^g$$

donde C es la pendiente del cauce dentro del atrincheramiento de la cabecera del abanico, A_c es el área de drenaje y f y g el coeficiente y exponente empírico respectivamente.

La relación de la anchura del canal, en metros, con el área de drenaje puede expresarse por la ecuación:

$$AC = h \cdot A_c^k$$

donde AC es la anchura del canal, A_c el área de drenaje y h y k el coeficiente y exponente empírico respectivamente.

Este autor, en varios trabajos sobre abanicos aluviales del SE español, destacó las siguientes conclusiones:

- 1) la pendiente del abanico y del canal se relacionan inversamente con el área de drenaje, reflejando una mayor propensión a la generación de coladas de piedras y clastos más groseros, derivados de cuencas más pequeñas.
- 2) la anchura del cauce se relaciona directamente con el área de drenaje reflejando que grandes cuencas generan una mayor escorrentía; a su vez, la pendiente del canal influye en la anchura del mismo.

Finalmente cabe destacar el interés de muchos autores por llevar a cabo futuras investigaciones sobre la morfometría de las cuencas de drenaje y sus abanicos aluviales y el papel de los procesos deposicionales para determinar si dan lugar a relaciones morfométricas significativamente diferentes. Para cada tipo de abanico aluvial debería cuantificarse el papel de distintas e importantes variables (Kostaschuck *et al.*, 1986): para abanicos formados fundamentalmente por procesos fluviales, la descarga, tamaño y concentración de sedimentos; para abanicos con predominio de coladas de piedras, el tamaño de los sedimentos, ángulo de fricción interna, concentración de sedimentos finos y profundidad de flujo.

8. Dinámica de abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son formas deposicionales dinámicas que muestran un cambio progresivo durante su desarrollo, reflejando las relaciones entre los procesos de agradación y disección (Harvey, 1988, 1989).

Los factores que controlan estos procesos son numerosos y los efectos relativos de cada uno de esos factores han sido muy discutidos. No se dispone de un modelo general de evolución de un abanico aluvial. Wasson (1977) advierte que, para evitar dificultades de interpretación, es necesario centrarse en la disección (si un tramo incidido aporta o no sedimento a la superficie del abanico, en cuyo caso se trata de un abanico activo, o arrastra el sedimento y lo deposita más allá de los límites del mismo), puesto que no hay criterios muy evidentes para distinguir entre disección debida a cambios de régimen y la disección temporal que forma parte de su agradación. Wasson propuso la siguiente terminología (incluida en el apartado 1.1):

- *atrincheramiento*: encajamiento de un canal en la superficie de un abanico que aporta sedimento a la superficie del mismo; ocurre generalmente durante su construcción.

Tabla 1. Características generales de abanicos aluviales formados en diferentes ambientes. *General characteristics of alluvial fans developed in several settings.*

Parámetros	Zonas áridas	Zonas húmedas glaciares	Zonas húmedas tropicales	Zonas húmedas templadas
Morfología				
Visto en planta	abanico amplio simétrico	abanico amplio simétrico	abanico amplio simétrico	abanico amplio alargado
Perfil axial	segmentado	liso	liso	segmentado
Area	pequeño	muy grande	grande	pequeño
Procesos deposicionales				
P. principales	coladas de piedras canales trenzados flujo laminar depósitos tamiz	canales trenzados	canales trenzados coladas de piedras	coladas de piedras (avalanchas)
Retorno	1-50 años	0-pocos días	estacionalmente	cientos de años
P. desencadenantes	fuertes tormentas derretimiento nieve	agua de fusión dep. fluvioglaciario	fuertes tormentas monzón	fuertes tormentas huracán
Descarga	instantánea	estacional	estacional	instantánea
Sedimentología y estratigrafía				
Estratificación	coladas de piedras grad. inversa	canales rellenos d. frontales, barras	canales rellenos d. frontales	grad. inversa estratificación tosca
% grava y arena	canales trenzados alto	grad. normal alto	grad. normal e inversa alto	alto/moderado
% barro	poco/moderado	muy poco	alto/moderado	moderado/alto
Matriz	arena y limo	arena	arena y barro	barro y gravas
Clasificación	muy pobre	moderada/pobre	moderada/pobre	muy pobre
Morfología clastos	subangular a subredondeada	subredondeada a redondeada	subredondeada a redondeada	subangular
Fábrica	menor	imbricada	imbricada	menor
Espesor estratos	10 cm a varios m.	10 cm a varios m	10 cm a varios m	50 cm a pocos m
Variación prox. a variac. distal	restos de unidades casi constantes	unidades finas distalmente	unidades finas distalmente	unidades gruesas constantes
Variación lateral	variables	laminas, rellenos	laminas, rellenos	variable
Variación vertical	lóbulos, levés varía con cada evento	casi constante	lóbulos, levés casi constante	lóbulos tamaño grano varía en cada evento
Modificaciones postdeposicionales				
Vegetación	esparcida, matorral	esparcida, bosque	densa, jungla	densa, bosque
Suelos	entisol, caliche	entisol	oxidados, lateríticos	oxidados alta. orgánicos
Eventos subsec. Químicos	erosión cab. abanico barniz desértico	deposicionales	deposicionales óxidos de hierro	erosión cab. abanico óxidos de hierro

Kochel & Johnson (1984). Los datos sobre los abanicos de zonas templado-húmedas se refieren solamente a los abanicos estudiados por estos autores en Virginia (EE.UU), por lo que los datos deben considerarse sólo de forma orientativa.

- *incisión*: encajamiento del cauce en la superficie del abanico que llega más allá de los límites del mismo y no aporta sedimento a su superficie; va asociada a su destrucción.
- *disección*: término general que incluye tanto atrincheramiento como incisión.

Se debe distinguir el atrincheramiento de la formación del canal que a menudo realiza deposición. Muchos abanicos aluviales de zonas húmedas están contruidos principalmente por corrientes trenzadas y

los canales que producen esta agradación no están necesariamente atrincherados; el atrincheramiento desplaza el lugar de deposición más allá del ápice (Zarn & Davies, 1994) y la nueva área de deposición a menudo consta de canales superficiales trenzados. Para Harvey (1984 *b*) la dinámica y morfología de un abanico deben ser vistos en su contexto temporal y la clave para un conocimiento más amplio está en investigar los umbrales del atrincheramiento (esta forma de incisión, generalmente en la zona proximal, aleja el ápice de una deposición activa).

Tabla 2. Controles en el atrincheramiento de la cabecera de un abanico aluvial. *Controls on alluvial fan apex entrenchment.*

FACTORES INTRINSECOS

A) Naturaleza de los sucesos excepcionales

- 1) Naturaleza variable de las tormentas excepcionales (Denny, 1967)
- 2) Procesos de lavado/llenado durante la tormenta (Beaty, 1974; Scott, 1973; Sharp y Nobles, 1953)
- 3) Disminución del periodo de inundación (Beaty, 1963, 1974; Blackwelder, 1928)

B) Procesos deposicionales

- 1) Alternancia de flujos de agua/coladas de piedras o cambio de régimen con predominio de coladas de piedras a condiciones más fluviales (Bluck, 1964; Buwalda 1951; Hooke 1967; Wells y Harvey, 1987)
- 2) Cambio de régimen resultando en un aumento de coladas de barro (Lustig, 1965; Pierson, 1980)

C) Topografía deposicional

- 1) Cambio del lugar de deposición a un área topográficamente más baja que no ha recibido sedimento recientemente (Hooke, 1967)
- 2) Migración lateral del cauce a áreas más pendientes en la superficie del cono (Rich, 1935)
- 3) Comportamiento en general de los puntos de intersección (Harvey, 1987, 1988, 1990)
- 4) Creación de la pendiente en el ápice del cono hasta que excede el umbral de estabilidad: el canal atrincherado deposita sedimentos cono abajo y reduce la pendiente cerca del ápice (Schumm, 1979; Weaver y Schumm, 1974)

D) Captura del canal alimentador

- 1) Captura del canal atrincherado por otro canal adyacente o un canal menor en el área abandonada del cono (Denny, 1965, 1967; Goreau y Burke, 1966; Hooke, 1967, 1968; Troxel, 1974)

FACTORES EXTRINSECOS

A) Cambios climáticos

- 1) Sucesos de alta precipitación por tormentas/escorrentía que dan lugar a un aumento del volumen del agua de inundación (Beaty, 1970, 1974; Bull, 1963, 1964 *a* y *b*; Denny, 1967; Eckis, 1928; Schick, 1974)
- 2) Cambio climático hacia condiciones más áridas (Lustig, 1965; Williams, 1973)
- 3) Deglaciación (Funk, 1976; Ryder, 1971; Wasson, 1977)

B) Acción del hombre

- 1) Sobrepastoreo y actividades humanas (Antevs, 1952; Lustig, 1965; Wells y Harvey, 1987; Williams, 1970)
- 2) Destrucción de la vegetación en la cuenca de drenaje: aumento de la escorrentía (Beaty, 1970; 1974; Bull 1964 *b*; Denny, 1967)

C) Disminución del aporte de sedimentos

- 1) Disminución en el aporte de sedimentos (Harvey, 1984 *b*), especialmente en conos periglaciares (Carrier, 1966; Hoppe y Eckman, 1964; Ryder, 1971 *a* y *b*), debido quizás a un rebajamiento del relieve o a la exposición de rocas más resistentes en la cuenca (Abalos, 1987; Eckis, 1928)
- 2) Producto de la incisión durante el ciclo de erosión. Cuando las áreas elevadas son reducidas en altitud, también lo son las pendientes de los cauces causando atrincheramiento (Carrier, 1966; Eckis, 1928)

D) Cambios en el nivel de base

- 1) Rebajamiento del nivel de base del cono o de la cuenca deposicional por truncamiento y disección del cono debido a la presencia de un río principal y sus tributarios (Blissenbach, 1954; Drew, 1873; Eckis, 1928; Ryder, 1971 *b*) o por cambios en las características de la cuenca de drenaje interno a externo (Denny, 1967; Groat, 1972)

E) Cambios tectónicos

- 1) Levantamiento tectónico continuado del área-fuente (Bull, 1964 *b*; Denny, 1967; Hunt y Mabey, 1966) o por basculamiento (Hooke, 1972)

Existen dos tipos de causas del atrincheramiento (Tabla 2) en la superficie de un abanico (Hooke, 1967; Wasson, 1977; Schumm *et al.*, 1987; Harvey, 1989):

- a) las que representan cambios fundamentales en el régimen y derivan de variables externas (cambios tectónicos, climáticos y de usos del suelo). El atrincheramiento es profundo y permanente en la cabecera, dentro del cual, la pendiente del canal es menor que la de la superficie del abanico.
- b) las que dan lugar a la incisión del ápice, dentro del régimen de agradación del abanico (causas intrínsecas), sin la actuación de catalizadores externos. El atrincheramiento, en la cabecera, es superficial y poco activo y tiene un carácter temporal o intermitente.

El comportamiento del punto de intersección -punto donde coinciden superficie y canal atrincherados- es muy importante en la evolución y morfología del abanico, puesto que determina si en la parte distal se produce agradación, en cuyo caso refleja condiciones que tienden a un equilibrio (Bowman, 1978) en abanicos diseccionados simplemente con atrincheramiento de la cabecera y agradación distal, debido a un rápido ensanchamiento del canal, una disminución de la energía del flujo y deposición (Wasson, 1974), o si es incidida (Harvey, 1986 *a*): si el atrincheramiento cambia el lugar de deposición, ese sucesivo atrincheramiento puede conducir a la migración del punto de intersección (abanicos aluviales diseccionados de forma compleja con atrincheramiento y cortes de cabecera en los puntos de intersección) y finalmente a la total incisión del abanico (Figura 9).

El mecanismo de atrincheramiento en el punto de intersección está asociado con un aumento de la potencia de la corriente en dicho punto (Bull, 1977), como resultado de un aumento de pendiente. Hay un umbral en las tendencias de atrincheramiento del punto de intersección o en la agradación controladas por el volumen de sedimento total aportado, diferencias de pendiente entre canal y superficie del abanico y geometría transversal del canal (Harvey, 1990).

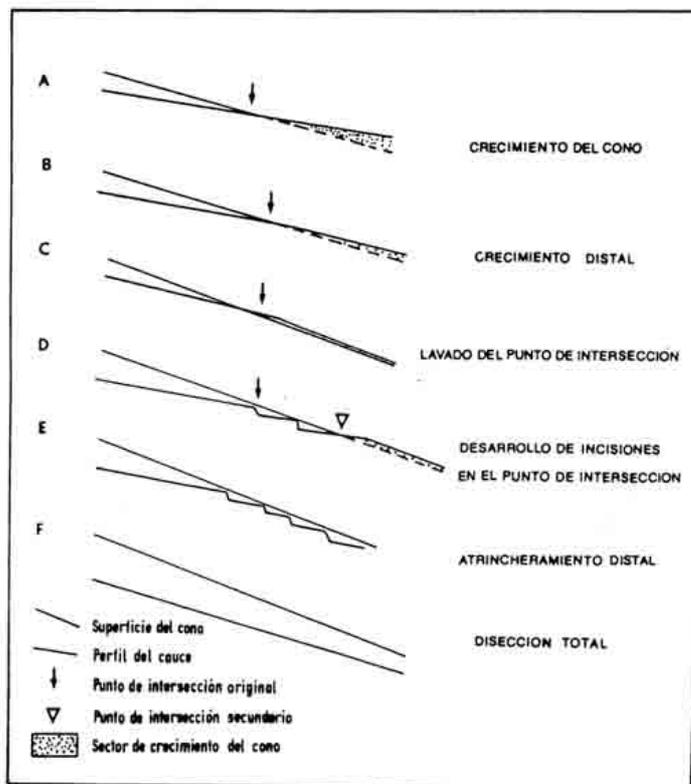


Figura 9. Modelo esquemático del comportamiento del punto de intersección (Harvey, 1988). *Schematic model of intersection point behaviour (Harvey, 1988).*

Este comportamiento de agradación/disección en el punto de intersección tiene importantes implicaciones para el transporte de sedimentos y la conexión a través del sistema fluvial (Brunsden & Thornes, 1979), para la distribución de las unidades sedimentarias sobre la superficie del abanico y en su estratigrafía, si esos contrastes se aplican a secuencias antiguas: la deposición de material en la zona distal producirá una acumulación de secuencias de sedimentos en este sector, pero un atrincheramiento débil dará lugar a una estratigrafía compleja, tanto proximal como distalmente (Harvey, 1987).

* * *

Los abanicos aluviales son evidentemente elementos complejos controlados por una gran variedad de factores ambientales; cada abanico debe ser considerado desde el punto de vista de su propia historia y entorno ambiental. La comparación entre distintos abanicos sólo puede ser seguida cuando los procesos de su construcción han sido cotejados para abanicos localizados en áreas con diferentes características geológicas, climáticas y topográficas (Wasson, 1977). Un modelo general de evolución de un abanico aluvial debería ser construido a partir de una combinación de estudios de procesos recientes sobre los mismos, en varios ambientes, así como a partir de un análisis de la historia de la evolución del abanico. En este sentido sería conveniente plantear un modelo conceptual que intentara recoger las ideas que se han desarrollado tanto a partir del estudio de abanicos aluviales en el registro fósil y en la actualidad. No debe intentarse colocar todos los conocimientos actuales en un único modelo puesto que existen muchas posibilidades y variaciones locales sobre el modelo conceptual básico. En cualquier caso los abanicos aluviales constituyen un sistema deposicional específico con unidad y entidad propias en lo que se refiere al depósito de materiales (Colombo, 1989).

Referencias bibliográficas

- Abalos, B.**, (1987): Controles, facies y relación con el tectonismo de los abanicos aluviales. Estudio tectonoestratigráfico de los materiales aluviales oligocenos de los Montes de Vitoria Occidentales. *Estudios del Instituto Alavés de la Naturaleza*, 2: 91-137.
- Addison, K.**, (1987): Debris flow during intense rainfall in Snowdonia, North Wales: a preliminary study. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 561-566.
- Allen, J.R.L.**, (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentary*, 5: 89-191.
- Allen, P.**, (1972): Continental sandstones: The Torridonian of northwestern Scotland. En: *Arenaceous deposits, sedimentation and diagenesis*. Alberta University, Edmonton, *Society of Petroleum Geologists*: 163-176.
- Allen, J.R.P.** (1981): Sediment and processes on a small stream flow dominated, Devonian alluvial fans, Shetland Islands. *Sedimentary Geology*, 29: 31-66.
- Allen, J.R.L., Elliot, T. & Williams, B.P.J.**, (1981): Old Red Sandstone and Carboniferous fluvial sediments in South Wales. En: T. Elliot (Ed). *Field guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain. Proceedings of the Second International Conference on fluvial sediments*, University of Keele, United Kingdom: 1.1.-1.39.
- Anadón, P. & Marzo, M.**, (1975): Montserrat molassio sedimentation: a general view. En: Livret-guide Excursion nº 20. *Le Bassin Tertiaire Catalan et les gisements de Potasse*, pp: 41-47. *IX Congreso Internacional de Sedimentología*. Nice, 1975.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. & Riba O.**, (1986): Syntectonic intradeforational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). En: P. Allen & P. Homewood (Eds): *Foreland basins. Special Publications Int. Ass. of Sed.*, 8: 259-271.
- Anderson, G.S. & Hussey, K.M.**, (1962): Alluvial fan development at Franklin Bluffs, Alaska. *Iowa Academy of Sciences Proceedings*, 69: 310-322.
- Anstey, R.L.**, (1965): Physical characteristics of alluvial fans. *U.S. Army Natick Laboratories, Technical Report*, ES-20, 109 pp.
- Anstey, R.L.** (1966): A comparison of alluvial fans in west Pakistan and the United States. *Pakistan Geographical Review*, 21: 14-20.

- Antevs, E.**, (1952): Arroyo-cutting and filling. *Journal of Geology*, 60: 375-385.
- Ashida, K.**, (1985): *Debris flow. Disaster on alluvial fans*. Kokon-shoin, Tokyo. 224 pp.
- Aulitzky, H., Heuberger, H. & Patzelt, G.**, (1994): Mountain hazard geomorphology of Tyrol and Vorarlberg, Austria. *Mountain Research and Development*, 14 (4): 273-305.
- Baker, C.L.**, (1911): Notes on the Later Cenozoic history of the Mohave Desert Region in Southeastern California. *University of California, Department of Geology, Published Bulletin*, 6: 333-383.
- Basu, S.R. & Sarkar, S.**, (1990): Development of alluvial fans in the Foothills of the Darjeeling Himalaya and their Geomorphological and Pedological Characteristics. En: A.H. Rachocky & M. Church (Eds). *Alluvial fans. A field approach*. Wiley, Chichester. pp: 321-333.
- Beaty, C.B.**, (1961): Boulder deposits in the Flint Creeck Valley, Western Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 72 :1015.
- Beaty, C.B.**, (1963): Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. *Annals of the Association of American Geographers*, 53: 515-535.
- Beaty, C.B.**, (1970): Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains, California, U.S.A.. *American Journal of Science*, 268: 50-77.
- Beaty, C.B.**, (1974): Debris flows, alluvial fans and revitalized catastrophism. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 21: 39-51.
- Beaumont, P.**, (1972): Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12: 251-273.
- Beer, J.A. & Jirka, G.H.** (1988): Computations of high-velocity flows on alluvial fans. American Society of Civil Engineers. *National Conference on Hydraulic Engineering, Proceedings*. pp: 167-172.
- Beverage, J.P. & Culberston, J.K.**, (1964): Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 90 (HY6): 117-128.
- Bhardwaj, B.D. & Singh, A.** (1992): Sedimentology of a recent alluvial fan of Ganga River, Rishikesh, India. *Geological Society of India Journal*, 39: 457-465.
- Blackwelder, E.**, (1928): Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 39: 465-484.
- Blackwelder, E.**, (1931): Desert plains. *Journal of Geology*, 39: 133-140.
- Blair, T.**, (1987 a): Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 845-862.
- Blair, T.C.**, (1987 b): Sedimentary Processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 1-18.
- Blair, T.C.**, (1987 c): Hydrologic and tectonic controls on alluvial fan/fan delta flood basin sedimentation, southwestern United States, and their implications to the development of cyclic marginal fan and flood-basin megasequences. *International Symposium on Fan Deltas*, Geological Institute, Bergen Norway. pp: 121-122.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G.** (1992): The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 762-769.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G.** (1993): The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. Reply to R.L. Hooke. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 564-567.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G.** (1994 a): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64 (3): 450-489.
- Blair, T.C. & McPherson, J.G.** (1994 b): Alluvial fan processes and forms. En: A.D. Abrahams & A.J. Parsons (Eds). *Geomorphology of Desert Environments*. London, Chapman & Hall. pp: 354-402.
- Blissenbach, E.**, (1952): Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Petrology*, 22 (1): 25-28.
- Blissenbach, E.**, (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. *Bulletin of the Geological Society of America*, 65: 175-190.
- Bluck, B.J.**, (1964): Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 395-400.

- Bluck, B.J.**, (1965): The sedimentary history of some Triassic conglomerates in Vale of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology*, 4: 225-245.
- Bluck, B.J.**, (1978): Sedimentation in a late orogenic basin: The Old Red Sandstone of the Midland Valley of Scotland. En: D.R. Bowes & B.E. Leake (Eds). *Crustal evolution in Northwest Britain and adjacent regions. Geological Journal Special Issue*, 10: 249-278.
- Bonney, C.T.G.**, (1902): Moraines and mudstreams in the Alps. *Geological Magazine*, 8: 9-16.
- Boothroyd, J.C.**, (1970): Recent braided-stream sedimentation, South Central Alaska. *American Association of Petroleum Geological Bulletin (Abstract)*, 54: 836.
- Boothroyd, J.C.**, (1972): Coarse-grained sedimentation on braided outwash fan northeast Gull of Alaska. *Office Naval Research Technical*, 6 CRD, Charleston. University of South Carolina. 127 pp.
- Boothroyd, J.C. & Ashley, G.M.**, (1975): Process, bar, morphology and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. En: A.V. Jopling & B.C. MacDonald (Eds). *Glaciofluvial and glaciolaustrine sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 23: 193-222.
- Boothroyd, J.C. & Nummedal, D.**, (1975): Depositional pattern of Alaskan and Icelandic coastal sandurs compared with some Death Valley alluvial fans. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 7 (7): 1004.
- Boothroyd, J.C. & Nummedal, D.**, (1978): Proglacial braided outwash - a model for humid alluvial fan deposits. En: A.D. Miall (Ed). *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5: 641-668.
- Bowman, D.**, (1978): Determination of intersecction points within a telescopic alluvial fan complex. *Earth Surface Processes*, 3: 265-276.
- Brazier, V., Whittington, G. & Ballantyne, C.K.**, (1988): Holocene debris cone evolution in Glen Etive Western Grampian Highlands, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 525-531.
- Brunsdon, D. & Thornes, J.B.**, (1979): Landscape sensitivity and change. *Inst. Brit. Geolog. Trans. New Series*, 4: 463-484.
- Brunsdon, D., Jones, D.K.J., Martin, R.P. & Doornkamp, J.C.**, (1981): The geomorphological character of part of the Low Himalaya of Eastern Nepal. *Zeitschrift für Geomorphology, Supplementband*, 37: 25-72.
- Bryan, K.**, (1922): Erosion and sedimentation in the Papago Country. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 730 B: 19-90.
- Budel, J.**, (1982): *Climatic Geomorphology*. Princeton University Press. Princeton N.J.
- Bull, W.B.**, (1961): Tectonic significance of radial profiles of alluvial fans in western Fresno county, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 424-B: 181-184.
- Bull, W.B.**, (1962): Relations of alluvial-fan size and slope to drainage basin size and lithology in Western Fresno County, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 450 B: 51-53.
- Bull, W.B.**, (1963): Alluvial fan deposits in Western Fresno County, California. *Journal of Geology*, 71: 243-251.
- Bull, W.B.**, (1964 a): Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno County, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352 E: 89-125.
- Bull, W.B.**, (1964 b): History and causes of channel trenching in Western Fresno County, California. *American Journal of Science*, 262; 249-258.
- Bull, W.B.**, (1965): The alluvial fans of Western Fresno County, California: Cordillera section. *Geological Society of America, Field Trips Guidebook*, 2: 21 pp.
- Bull, W.B.**, (1968 a): Alluvial fans. *Journal of Geologic Education*, 16: 101-106.
- Bull, W.B.**, (1968 b): Alluvial fan, cone. En: R.W. Fairbridge (Ed): *Encyclopedia of Geomorphology*: New York, Reinhold Book Corporation: 7-10.
- Bull, W.B.**, (1972): Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. En: J.K. Rigby & W.K. Hamblin (Eds). *Recognition of Ancient Sedimentary Environments: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 16: 63-83.
- Bull, W.B.**, (1977): The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1: 222-270.
- Bull, W.B.**, (1979): Threshold of critical stream power. *Geological Society of American Bulletin*, 90: 453-464.
- Buwalda, J.P.**, (1951): Transportation of coarse material on alluvial fans (abs). *Bulletin Geological Society of America*, 62: pp 1497.

- Cabrera, L., Colombo, F. & Robles, S.** (1985): Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. En: M.D. Mila & J. Rosell (Eds). *Excursión Guidebook 6th European I.A.S. Meeting*: 393-492. Lerida, Spain.
- Campbell, R.H.**, (1975): Soil slips, debris flows and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 851: 51 pp.
- Carrier, S.J.**, (1966): A note on the formation of alluvial fans: New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 9: 91-94.
- Carter, W.D. & Galtieri, J.L.**, (1965): Geyser Creek fanglomerate (Tertiary), la Sal Mountains, eastern Utah. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1244-E: 11 pp.
- Casas Sainz, A.M.** (1995): Geomorphological and sedimentary features along an active right-lateral reverse fault (Yaracuy basin, Venezuela). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39 (3): 363-380.
- Castelltort, F.X. & Marzo, M.**, (1986): Un modelo deposicional de abanicos aluviales arenosos originados por corrientes efímeras: el Muschelkalk medio de Los Catalánides. *XI Congreso Español de Sedimentología*. Resúmenes y comunicaciones, 47.
- Collinson, J.D.**, (1978): Alluvial sediments. En: H.G. Reading (Ed). *Sedimentary environments and facies*. London Blackwell Scientific Publications, pp: 15-60.
- Collinson, J.D.**, (1984): Alluvial sediments. En: H.G. Reading (Ed). *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd Edition, Oxford, Blackwell. pp: 20-63.
- Colombo, F.**, (1975): Le problème de la limite inferieure: aire de Vic. En: Libret-Guide Excursión nº 20. *Le Basin Tertiaire Catalan et les gisements de potase*, 19-24. IX Congres. International de Sedimentologie, Nice, 1975.
- Colombo, F.**, (1979): Introducció a l'estudi sedimentologic dels cons de deyecció (alluvial fans) i dels sediments associats. *Seminaris d'Estudis Universitaris*, 5: 163 pp. Barcelona.
- Colombo, F.**, (1989): Abanicos aluviales. En: *Sedimentología*, Volumen I: 143-218. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.
- Conway, W.M.**, (1893): Exploration in the Mustang Mountains. *Geographical Journal*, 2: 289-299.
- Corominas, J. & Alonso, E.E.**, (1990): Geomorphological effects of extreme floods (November, 1982) in southern Pyrenees. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 194: 295-302.
- Costa, J.E.**, (1988): Rheologic, geomorphologic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. En: V.R. Baker, R.C. Cochel & P. C. Patton (Eds). *Flood Geomorphology*. New York, Wiley: 113-122.
- Costa, J.E. & Jarret, R.D.**, (1981): Debris flows in small mountains stream channels of Colorado and their hydraulic implications. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 18: 309-322.
- Cotton, C.A.**, (1952): *Geomorphology*. Whitcombe. New York.
- Crandell, D.R.**, (1971): Postglacial Lahars from mount Ranier Volcano, Washington. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 677: 73 pp.
- Crawford, A.C. & Thackwell, F.E.**, (1931): Some aspects of the mudflows north of Salt Lak City, Utah. *Proceedings of the Utah Academy of Sciences*, 8: 97-105.
- Crowell, J.C.**, (1954): Geology of the Ridge Basin Area. *Bulletin of the California Division of Mines*, 170. Map sheet number 7.
- Crowell, J.C.**, (1974): Sedimentation along the San Andres Fault, California. En: R. H. Jr. Dott & R. H. Shaver (Eds), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Society of Economic Paleontologists Mineralogists Special Publication, 19: 292-303.
- Czajka, W.**, (1958): Schwemmfächerbildung und schwemmfächerformen. *Nitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 100: 18-36.
- Chamberlain, T.C.M. & Salisbury, R.D.**, (1909): *Geology*. London John Murray.
- Chang, H.H.**, (1982): Fluid hydraulics of deltas and alluvial fans. American Society of Civil Engineers Proceedings, *Journal of the Hydraulics Division*, 108: 1282-1295.
- Cherven, V.B.**, (1984): Early Pleistocene glacial outwash deposits in the eastern San Joaquin Valley, California: a model for humid region alluvial fans. *Sedimentology*, 31: 823-836.
- Chorley, R.J., Schum, S.A. & Sudgen, D.E.**, (1984): *Geomorphology*. Methuen. London and New York. 607 pp.

- Chow, V.T. (Ed),** (1964): *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Book Co. New York. 1418 pp.
- Church, M.A. & Mark, D.M.,** (1980): On size and scale in geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 4: 342-390.
- Church, M.A. & Ryder, J.M.,** (1972): Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditions by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3059-3072.
- Davis, W.M.,** (1905): The geographical cycle in arid climate. *Journal of Geology*, 13: 381-407.
- Davis, W.M.,** (1925): The basin range problem. *Nat. Acad. Sci. Proc.*, 11: 387-392.
- Davis, R.J.,** (1983): *Depositional Systems a Genetic Approach to Sedimentary Geology*. Prentice-Hall. Englewood.
- Deegan, C.E.,** (1973): Tectonic control of sedimentation at the margin of a Carboniferous depositional basin in Kirkcudbrightshire. *Scottish Journal of Geology*, 9: 1-28.
- Denny, C.S.,** (1965): Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 466: 62 pp.
- Denny, C.S.,** (1967): Fans and pediments. *American Journal of Science*, 265: 81-105.
- Dhillon, G.S., Sakhuja, V.S. & Paul, T.C.,** (1981): Significance, measurement and analysis of sediment discharges of flashy streams. *Erosion and sediment transport movement*, 133. International Association of Hydrological Sciences, Washington D.C.: 305-313.
- Díaz Molina, M., Bustillo, A., Capote, R. & López Martínez, M.** (1985): Wet alluvial fans of the Lorance Basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert. En: M.D. Mila & J. Rosell (Eds). *Excursión Guidebook 6th European I.A.S. Meeting*: 111-146. Lerida, Spain.
- Doeglas, D.J.,** (1962): The structure sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1: 167-190.
- Drew, F.,** (1873): Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin. *Geological Society of London Quaternary Journal*, 29: 441-471.
- Dunne, L.A.,** (1988): Discussion of fan deltas and braided deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1308-1309.
- Dutta, L.H.,** (1984): Alluvial fans in the northern Brahmaputra Valley: a geomorphological interpretation. *Institute of Indian Geographers Transactions*, 6 (2): 1-15.
- Eckis, R.,** (1928): Alluvial fans in the Cucamonga district, Southern California. *Journal of Geology*, 36: 111-141.
- Ethridge, F.G. & Thompson, T.B.,** (1978): *Lecture notes for the short course on the fluvial system*. Colorado State University, Fort Collins, Part A, 221 pp, Part B: 101 pp.
- Eyles, N. & Kocsis, S.,** (1988): Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan. *Sedimentology Geology*, 59: 15-28.
- Fairbridge, R.W.,** (Ed), (1968): *The Encyclopedia of Geomorphology*. New York. Reinhold Book Corporation. 1295 pp.
- Fisher, R.V.,** (1971): Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 916-927.
- Fisher, W.L. & Brown, L.F.,** (1972): Clastic depositional systems: a genetic approach to facies analysis. *Texas Bureau of Economic Geology*, 211 pp.
- Flint, S., Turner, P. & Jolley, E.J.,** (1991): Depositional architecture of Quaternary fan-delta deposits on Andean fore-arc: relative sea-level changes as a response to aseismic ridge subduction. En: D.I.M. MacDonald (Ed). *Sedimentation, Tectonics, and Eustasy, Sea-level Changes at Active Margins: International Association of Sedimentologists Special Publication Number 12*: 91-103.
- Fraser, G.S. & Suttner, L.,** (1986): *Alluvial Fans and Fan Deltas*. Boston, International Human Resources Development Corporation, 199 pp.
- Fraser, G.S. & DeCelles, P.G.** (1993): Geomorphic controls on sediment accumulation at margins of fore-land basins. *Basin Research*, 4: 233-252.
- French, R.H.,** (1987): Hydraulic processes on alluvial fans. *Developments in Water Sciences*, 31: 244 pp. Elsevier Science Publishers.
- Frostick, L.E. & Reid, I.,** (1989): Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society*, 146: 527-538.
- Funk, J. M.,** (1976): *Climatic and tectonic effects on alluvial fan systems, Birch Creek Valley, East-Central Idaho*. Unpublished Ph. D. University of Kansas, Lawrence, Kansas: 246 pp.

- García Ramos, J.C., Colmenero, J.R. & Manjón, M.**, (1980): Un modelo muy peculiar de abanicos aluviales en el límite meridional de la Sierra del Bierzo (N. de Palencia). *Actas XI Congreso Nacional de Sedimentología*. Salamanca, 1: 93-112.
- García Ruiz, J.M., Arnáez, J., Gómez-Villar, A. & Ortigosa, L.M.**, (1988): Debris flows subsequent to forest fire in the Najerilla River Valley (Iberian System, Spain). *Pirineos*, 131: 3-24.
- Geddes, A.**, (1960): The alluvial morphology of the Indo-Gangetic plains. *Institute of British Geographers Transactions*, 28: 253-276.
- Geikie, A.**, (1866): *Class-book of Geology*. First edition. McMillan. London. 516 pp.
- Gilbert, G.K.**, (1875): Report on the geology of portions of Nevada, Utah, California and Arizona, 1871-1872. En: *Report upon Geographical and Geological Explorations and Surveys West of the One Hundredth Meridian*, 3 (1): 21-187.
- Gilbert, G.K.**, (1877): Report on the geology of the Henri Mountains. *U.S. Geographical Survey Rocky Mountain Region*, 160 pp.
- Gilbert, G.K.**, (1890): Lake Bonneville. *U.S. Geological Survey Monograph*, 1: 438 pp.
- Gile, L. & Hawley, J.W.** (1966): Periodic sedimentation and soil formation on an alluvial-fan piedmont in southern New Mexico. *Soil Science Society of America Proceedings*, 30: 261-268.
- Glennie, K.W.**, (1970): *Desert sedimentary environment*. Elsevier. Amsterdam. 222 pp.
- Gohain, K.**, (1984): *Sedimentation on the Kosi alluvial mega-fan, North Bihar, India and Nepal*. University of Roorkee, Ph. D. Dissertation (unpublished). 277 pp.
- Gohain, K. & Parkash, B.**, (1990): Morphology of the Kosi Megafan. En: A.H. Rachocky & M. Church (Eds.), *Alluvial fans. A field approach*, pp: 151-178.
- Gole, C.V. & Chitale, S.V.**, (1966): Inland delta building activity of Kosi River. *Proceedings, American Society of Civil Engineers*, 92 (HY-2): 111-126.
- Gómez Villar, A.**, (1990): Distribución superficial del tamaño de los sedimentos en dos conos aluviales generados por tormentas. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Tomo XVI (1-2): 7-29. Logroño.
- Gómez Villar, A., Ortigosa, L., Martínez Castrovejo, R. & García-Ruiz, J.M.**, (1994): Factores que controlan la formación de abanicos aluviales en un área de montaña. J. Arnáez Vadillo, J.M. García-Ruiz & A. Gómez-Villar (Eds). *Geomorfología en España. III Reunión de Geomorfología*. Logroño, 14-16 de septiembre de 1994. Tomo 1: 505-520.
- Gómez Villar, A.**, (1995): *Dinámica geomorfológica y conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 411 pp.
- Gómez Villar, A., Montserrat, G., Ortigosa, L. & García Ruiz, J.M.** (1995): Colonización vegetal y actividad geomorfológica en abanicos aluviales del Pirineo español. *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (3-4): 53-63.
- Gonzalo Moreno, A.N.**, (1981): *El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología estructural*. Instituto de Estudios Riojanos. 508 pp. Logroño.
- Goreau, T.F. & Burke, K.C.**, (1966): Pleistocene and Holocene geology of the island shelf near Kingston, Jamaica. *Marine Geology*, 4: 207-225.
- Gottesfeld, A.S., Mathewes, R.W. & Gottesfeld, L.M.J.**, (1991): Holocene debris flows and environmental history, Hazelton area, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28: 1583-1593.
- Graff, N.L.**, (1988): *Fluvial processes in dryland rivers*. Series in Physical Environment, 3: 346 pp. Springer, Verlag. Berlin.
- Griffiths, G.A. & McSaveney, M.J.**, (1986): Sedimentation and a river containment on Waitangitona alluvial fans-South Westland, New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30: 215-230.
- Groat, C.G.**, (1972): Presidio Bolson, Trans-Pecos Texas and adjacent Mexico. Geology of a desert basin aquifer system. *Bur. Econ. Geol. Univ. of Texas Rept. Invest.*, 76: 46 pp.
- Gustafson, T.C.**, (1974): Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 374-389.
- Haast, J.**, (1864): *Report on the formation of the Canterbury Plains*. Christchurch.
- Haast, J.**, (1879): *Geology of Provinces of Canterbury and Westland, New Zealand*. Christchurch, 484 pp.
- Hack, J.T.**, (1957): Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Survey Professional Paper*, 294 B: 45-97.
- Hack, J.T.**, (1965): Geomorphology of the Shenandoah Valley, Virginia and West Virginia, and origin of residual ore deposits. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 484: 84 pp.

- Hadley, R.F.**, (1967): Pediments and pediment forming processes. *Journal of Geological Education*, 15: 83-89.
- Harris, S.A. & Gustafson, C.A.**, (1993): Debris flow characteristics in an area of continuous permafrost, St. Elias Range, Yukon Territory. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37 (1): 41-56.
- Harvey, A.M.**, (1978): Dissected alluvial fans in southeast Spain. *Catena*, 5: 177-211.
- Harvey, A.M.**, (1983): Crusted alluvial fans; contrast between Spain and the American Southwest (Abstract). En: S.G. Wells, D.W. Love & T.H. Gardner (Eds). *Chaco Canyon Country: America. Geomorphol. Field. Group Albuquerque*: 246-247.
- Harvey, A.M.** (1984 a): Debris flows and fluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan geomorphology. En: E.H. Koster & Steel R.J. (Eds): *Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society Petroleum Geologist Memoir*, 10: 123-132.
- Harvey, A.M.**, (1984 b): Aggradation and dissection sequences on spanish alluvial fans: influence on morphological development. *Catena*, 11: 289-304.
- Harvey, A.M.**, (1984 c): Geomorphological response to an extreme flood: a case from Southeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9: 267-279.
- Harvey, A.M.**, (1986 a): Alluvial fans of the Sierra de Carrascoy. En: M. Sala, F. Gallart & N. Clotet (Eds). Excursion Guidebook. *Geol. Union, Commission on measurement, theory and application in Geomorphology*. Barcelona: 135-139.
- Harvey, A.M.**, (1986 b): Alluvial fans dissection: relationship between morphology and sedimentation. En: L. Frostik & I. Reid (Eds). *Desert sediments, ancient and modern. Geological Society of London*, 35: 87-103.
- Harvey, A.M.**, (1987): Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almeria region, southeast Spain: a dry region, tectonically active landscape. *Die Erde*, 118: 193-215.
- Harvey, A.M.**, (1988): Controls of alluvial fan development: the alluvial fans of the Sierra de Carrascoy, Murcia, Spain. *Catena Supplement*, 13: 123-131.
- Harvey, A.M.**, (1989): The occurrence and role of arid zone alluvial fans. En: D.S.G. Thomas (Ed). *Arid zone Geomorphology*. John Wiley & Sons. pp: 136-158.
- Harvey, A.M.**, (1990): Factors influencing Quaternary alluvial fans development in southeast Spain. En: A. Rachocky & M. Church (Eds). *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons. pp: 247-269.
- Harvey, A.M. & Renwick, W.H.**, (1987): Holocene alluvial fan and terrace formation in the Bowland Fells, northwest England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 249-257.
- Hawley, J.M. & Wilson, W.E.**, (1965): Quaternary geology of the Winnemucca area, Nevada. *University of Nevada Desert Research Institute Technical Report*, 5: 66 pp.
- Heward, A.P.**, (1978 a): Alluvial fan arid lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena-Ciñera-Matallana and Sabero) coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25: 451-488.
- Heward, A.P.**, (1978 b): Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D, Stephanian B coalfields, northern Spain. En: A.D. Miall (Ed). *Fluvial Sedimentology: Canadian Society Petroleum Geologist, Memoir*, 5: 669-702.
- Heward, A.P., Knight, J.A. & Wagner, R.H.**, (1977): Stephanian A and B alluvial fan and lacustrine sedimentary rocks from La Magdalena, Matallana and Sabero Coalfields, Cantabrian Mountains, Northern Spain (abs). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61 (5): 795.
- Heward, A.P. & Reading, H.C.**, (1980): Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain. En: P.F. Ballance & H.G. Reading (Eds). *Sedimentation in oblique -slip mobile zones: International Association of Sedimentologists Bulletin*, 61 (5): 795.
- Holmes, A.**, (1965): *Principles of Physical Geology*. Roland Press Co., 538 pp. New York.
- Hooke, R.L.B.**, (1967): Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, 75: 438-460.
- Hooke, R.L.B.**, (1968): Steady-state relationships on arid region alluvial fans in closed basins. *American Journal of Science*, 266: 609-629.
- Hooke, R.L.B.**, (1972): Geomorphic evidence for Late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 2073-2098.
- Hooke, R.L.B.**, (1974): Processes on arid-region alluvial fans, California. *Institute of Technology Contribution*, 1393 pp: 438-460.

- Hooke, R.L.**, (1987): Mass movements in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans. En: M.G. Anderson & K.S. Richards (Eds). *Slope Stability*. Chichester, England, Wiley. pp: 505-529.
- Hooke, R.L.B. & Rohrer, W.L.**, (1977): Relative erodibility of source rocks types, as determined from second-order variations in alluvial fan size. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1177-1182.
- Hooke, R.L.B. & Rohrer, W.L.**, (1979): Geometry of alluvial fans: Effect of discharge and sediment size. *Earth Surface Processes*, 4: 147-166.
- Hooke, R.L.B. & Dorn, R. I.**, (1992): Segmentation of alluvial fans in Death Valley, California: New insights from surface exposure dating and laboratory modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 557-574
- Hoppe, G. & Ekman, S.R.**, (1964): A note on the alluvial fans of Ladtjovagge, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler*, 46: 338-342.
- Horne, R.R.**, (1975): The association of alluvial fan, aeolian and fluvial facies in the Caherola Group (Devonian), Dingle peninsula, Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 535-540.
- Horton, R.E.**, (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 56: 275-370.
- Howard, A.D.**, (1966): Patterns of sediment dispersal in the Fountain Formation of Colorado. *Mountain Geologists*, 3: 147-153.
- Howard, A.D.**, (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 51: 2246-2259.
- Hubert, J.F., Reed, A.A., Dowdall, W.L. & Gilchrist, J.M.**, (1978): Guide to the Mesozoic redbeds of Central Connecticut. *Connecticut Geological and Natural History Survey Guidebook*, 4: 129 pp.
- Hubert, J.F. & Filipov, A.J.**, (1989): Debris flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley. *Sedimentary Geology*, 61: 177-205.
- Hunt, C.B. & Mabey, D.R.**, (1966): Stratigraphy and structure, Death Valley, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 494 A: 162 pp.
- Hupp, C.R. & Osterkamp, W.R.**, (1985): Bottomland vegetation distribution along Passage Creek, Virginia, in relation to fluvial landforms. *Ecology*, 66, n° 3.
- Inglis, C.C.**, (1967): Inland delta building activity of Kosi River. American Society of Civil Engineers Proceedings. *Journal of Hydraulics Division*, 93 (HY-1): 93-100.
- Iso, N., Yamakawa, K., Yonezawa, H. & Matsubara, T.**, (1980): Accumulation rates of alluvial cones constructed by debris flows deposits in the drainage basin of the Takahara River, Gifu Prefecture, Central Japan. *Geographical Review of Japan*, 53: 699-720.
- Jackson, L.E.Jr., Kostaschuk, R.A. & MacDonald, G.M.** (1987): Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. En: J.E. Costa et al., (Eds). *Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation*. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, 7: 115-124.
- Jansson, P., Jacobson, D. & Hooke, R.L.B.**, (1993): Fan and playa areas in Southern California and adjacent parts of Nevada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 109-119.
- Jensen, J.M.L. & Painter, R.B.**, (1974): Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*, 21: 371-380.
- Jibson, R.W.** (1989): Debris flows in southern Puerto Rico. En: A.P. Schultz, & R.W. Jibson (Eds). *Landslide Processes of the Eastern United States and Puerto Rico*. *Geological Society of America Special Paper*, 236: 29-55.
- Johnson, D.**, (1932): Rock fans of arid regions. *American Journal Science*, 233: 432-439.
- Johnson, A.M.**, (1970): *Physical processes in Geology*. San Francisco. Freeman Cooper & Co., 577 pp.
- Joshi, R.V.**, (1977): Development of fluvio-glacial fans and cones in the Sub-Himalayan region during Quaternary Period and their archaeological significance. *Studia Geologica Polonica*, 52: 195-205.
- Kadar, L.**, (1957): Die Entwicklung der Schwemmkegel. *Petermans Geographische Mitteilungen*, 101: 241-244.
- Kazanci, N. & Erol, O.**, (1987): Sedimentary characteristics of a Pleistocene fan-delta complex from Burdur Basin, Turkey. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31 (3): 261-275.
- Keeble, A.B.**, (1971): *The geomorphology of alluvial fans near Aklavik, N.W.T.* University of Alberta. Unpublished, M. Sc. Thesis, 87 pp.

- Kellerhals, R. & Church, M.** (1990): Hazard management on fans, with examples from British Columbia. En: A.H. Rachocki & M. Church (Eds). *Alluvial Fans. A Field Approach*. John Wiley & Sons. pp: 335-354.
- Kerr, D.R., Pappajohn, S. & Peterson, G.L.**, (1979): Neogene stratigraphic section at Split Mountain, eastern San Diego County, California. En: J.C. Crowell & A. Sylvester (Eds). Tectonics of the juncture between the San Andreas fault system and Salton Trough, southeastern California. Department of Geological Sciences. University of California at Santa Barbara, *Field trip Guidebook for 1980 annual meeting. Geological Society of America*, San Diego, California: 111-124.
- Kesel, R.H.**, (1985): Alluvial fan systems in a wet tropical environment, Costa Rica. *National Geographic Research*, 69 A: 85-99.
- Kesel, R.H. & Lowe, D.R.**, (1987): Geomorphology and sedimentology of the Toro Amarillo alluvial fan in a humid tropical environment, Costa Rica. *Geografiska Annaler*, 69 A: 85-99.
- Klein, G.V.**, (1962): Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada. *Bulletin of the Geological Society of America*, 73: 1127-1146.
- Kochel, R.C.**, (1990): Humid fans of the Appalachian mountains. En: A.M. Rachocky & M. Church (Eds). *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons, pp: 3-24.
- Kochel, R.C. & Johnson, R.A.**, (1984): Geomorphology and sedimentology of humid temperate alluvial fans, Central Virginia. En: E.M. Koster & R.J. Steel (Eds). *Sedimentology of gravels and conglomerates, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 10: 109-122.
- Kostaschuk, R.A., MacDonal, G.M. & Putnam, P.E.**, (1986): Depositional process and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11: 471-484.
- Krainer, K.**, (1988): Sieve deposition on a small modern alluvial fan in the Lechtal Alps (Tyrol, Austria). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32 (3): 289-298.
- Kukal, Z.**, (1971): *Geology of recent sediments*. Academic Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.
- Laming, D.J.C.**, (1966): Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the Lower New red Sandstone, Devonshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 940-959.
- Langbein, W.B. & Schumm, S.A.**, (1958): Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Transactions of the American Geophysical Union*, 39: 1076-1084.
- Larsen, V. & Steel, R.J.**, (1978): The sedimentary history of a debris flow dominated, Devonian alluvial fan. A study of textural inversion. *Sedimentology*, 25: 37-59.
- Larsen, m.C. & Simon, A.**, (1993): A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. *Geografiska Annaler*, 75A: 13-23.
- Lawson, A.C.**, (1913): The petrographic designation of alluvial fan formations. *University of California Publications in Geological Sciences*, 7: 325-334.
- Lecce, S.A.**, (1990): The alluvial fan problem. En: A.H. Rachocky & M. Church (Eds): *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons: 3-24.
- Lecce, S.A.**, (1991): Influence of lithologic erodibility on alluvial fan area, Western White Mountains, California and Nevada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 11-18.
- Legget, R.F., Brown, R.S.E. & Johnston, G.H.**, (1966): Alluvial fan formation near Aklavik, Northwest Territories Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 77: 15-30.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P.**, (1964): *Fluvial processes in Geomorphology*. Freeman & Co. San Francisco. 522 pp.
- Longsbury, J.F. & Odgen, L.**, (1973): *Earth Science*. Harper & Row, New York.
- Love, J.D.**, (1973): Harebell Formation (Upper Cretaceous and Pinyon Conglomerate (Uppermost Cretaceous and Paleocene), Northwest Wyoming. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 743-A: 54 pp.
- Luckman, B.H.**, (1992): Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler*, 74A: 109-121.
- Lustig, K.**, (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 352-F: 131-192.
- Marchi, L., Pasuto, A. & Tecca P.R.**, (1993): Flow processes on alluvial fans in the Eastern Italian Alps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 37 (4): 447-458.

- Marzo, M.**, (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Doctoral. Dpto. de Estratigrafía. Universidad de Barcelona, 317 pp.
- Mateu Bellés, J.F.**, (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Valencia. 286 pp. Valencia.
- McArthur, J.L.**, (1987): The characteristics, classification and origin of Late Pleistocene fan deposits in the Cass Basin Canterbury, New Zealand. *Sedimentology*, 34: 459-471.
- McAuliffe, J.R.**, (1994): Landscape evolution, soil formation, and ecological patterns and processes in Sonoran Desert bajadas. *Ecological Monographs*, 64 (2): 111-148.
- McCarthy, T.S., Stanistreet, I.G. & Cairncross, B.**, (1991): The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango fan, Botswana. *Sedimentology*, 38: 471-487.
- McCarthy, T.S., Ellery, W. N. & Stanistreet, I.G.**, (1992): Avulsion mechanisms on the Okavango Fan, Botswana: the control of a fluvial system by vegetation. *Sedimentology*, 39: 779-795.
- McFadden, L.D.** (1978): Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California. *Geological Society of America Special Paper*, 216: 153-177.
- McGee, W.J.**, (1897): Sheetflood erosion. *Bulletin of Geological Society of America*, 8: 87-112.
- McGowen, J.H.**, (1971): Gum Hollow fan delta, Nueces Bay, Texas. *University of Texas. Bureau of Economic Geology, Report of Investigations*, 69: 91 pp.
- McGowen, J.H.**, (1979): Alluvial fan systems. En: W.E. Galloway, C.V. Kreitler & J.H. McGowen (Eds). *Depositional and ground water flow systems in the exploration for uranium. Texas Bureau of Economic Geology Research Colloquium* : 43-79.
- McGowen, J.H. & Groat, G.G.**, (1971): Van Horn Sandstone, West Texas, and alluvial fan model for mineral exploration. *Texas Bureau of Economic Geology Report of Investigations*, 72: 57 pp.
- McGowen, J.H. & Scott, A.J.**, (1974): Fan delta deposition, processes, facies and stratigraphic analogues (abs). *American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Annual Meeting Abstracts*, 1: 60-61.
- McPherson, H.J. & Hirst, F.**, (1972): Sediment changes on two alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. En: O. Slaymaker & H.J. McPherson (Eds). *Mountain Geomorphology. Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera. B.C. Geographical Series*, 14: 161-175.
- Mears, A.I.**, (1977): Debris flow hazard analysis and mitigation: an example from Glenwood Springs. *Colorado Geological Survey Information Series*, 8: 45 pp.
- Meckel, L.D.**, (1967): Origin of Potsville conglomerates (Pennsylvania) in the Central Appalachians. *Geological Society of American Bulletin*, 78: 223-258.
- Meckel, L.D.**, (1975): Holocene sand bodies in the Colorado Delta area, northern Gulf of California. En: M.L. Broussard (Ed). *Delta models for exploration*. Houston Geological Society: 239-265.
- Melton, M.A.**, (1965): The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *Journal of Geology*, 73: 1-38.
- Miall, A.D.**, (1970): Devonian alluvial fans, Prince of Wales Island, Arctic Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2): 556-571.
- Miall, A.D.**, (1977): Fluvial sedimentology: Calgary, Canada. *Canadian Society of Petroleum Geologists*.
- Miall, A.D.**, (1978): Tectonic setting and syndepositional deformation of a molasse and other nonmarine paralic sedimentary basins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15 (10): 1613-1632.
- Miall, A.D.**, (1990): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*, 2nd Edition. Nueva York, Springer-Verlag, 668 pp.
- Miller, H.**, (1883): River-terracing: its methods and their results. *Proceedings of the Royal Physical Society, Edinburg*, 7: 263-306.
- Miller, W.J.**, (1926): *Geology*. Van Nostrand & Co. (Eds). 555 pp. New York.
- Mills, H.H.**, (1982): Piedmont case deposits of the Dellwood Quadrangle, Great Smoky Mountains, North Carolina, U.S.A.: morphometry. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26: 163-178.
- Mills, H.H. & Allison, J.B.**, (1995): Weathering and soil development on fan surfaces as a function of height above modern drainageways, Roan Mountain, North Carolina. *Geomorphology*, 14: 1-17.
- Mintegui, J.A. & López Unzu, F.**, (1990): *La ordenación agrológica en la planificación*. Eusko Jaurlaritza, Gobierno Vasco. Departamento de Agricultura y Pesca: 306 pp. Vitoria.
- Minter, W.E.L.**, (1976): Detrital gold, uranium and pyrite concentrations related to sedimentology in the Precambrian Vaal Reef Placer, Witwatersrand, South Africa. *Economic Geology*, 71 (1): 157-176.

- Minter, W.E.L.**, (1978): A sedimentological synthesis of placer gold, uranium and pyrite concentrations in Proterozoic Witwatersrand sediments. En: A.D. Miall (Ed), *Fluvial sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5: 801-829.
- Mohindra, R., Parkash, B. & Prasad, J.**, (1992): Historical geomorphology and pedology of the Gandak megafan, middle Gangetic Plains, India. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 643-662.
- Morisawa, M.E.**, (1968): *Streams: their dynamics and morphology*. McGraw Hill. New York. 175 pp.
- Morisawa, M.E.**, (1985): *Rivers, form and process*. Geomorphology Texts, 7: 220 pp. London.
- Mukerji, A.B.**, (1976 a): Choe terraces of the Chandigarh Siwalik Hills, India: a morphogenetic analysis. *Revue de Geomorphologie Dynamique*, 25: 1-19.
- Mukerji, A.B.**, (1976 b): Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 20: 190-204.
- Mukerji, A.B.**, (1990): The Chandigarh Dun Alluvial Fans: An Analysis of the Process-Form Relationship. En: A.H. Rachocki & M. Church (Eds.), *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons. pp: 131-149.
- Muñoz, A.**, (1992): *Análisis tectosedimentario del Terciario en el sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Instituto de Estudios Riojanos. Colección Ciencias de la Tierra, 15. Logroño, 347 pp.
- Muñoz, A., Pardo, G. & Villena, J.** (1992): Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 27 (1-2): 3-14.
- Naef, F., Haerberli, W. & Jaggi, M.**, (1989): Morphological changes in the Swiss Alps resulting from the 1987 summer storms. En: O. Starosoloszky & O.M. Melder (Eds). *Hydrology of Disasters*. Londres. James & James. pp: 36-42.
- Nemec, W.**, (1990): Deltas-remarks on terminology and classification. En: A. Colella & D.B. Prior (Eds). *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists Special Publication 10: 3-10.
- Nemec, W.**, (1993): The concept and definition of a fan delta: review and discussion: Pohang, Korea. *3rd International Workshop on Fan Deltas, Abstracts with Program*. pp: 17-25.
- Nemec, W. & Steel, R.J.**, (1987): What is a fan-delta and how do we recognize it?. Bergen, Norway. *Fan Deltas, Sedimentology and Tectonic Settings, International Symposium Proceedings*. pp: 11-17.
- Nemec, W. & Steel, R.J.**, (1988): What is a fan-delta and how do we recognize it?. En: W. Nemec & R.J. Steel (Eds). *Fan Deltas, Sedimentology and Tectonic Settings*. London. pp: 11-17.
- Nemec, W. & Postma, G.**, (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En: M. Marzo & C. Puigdefábregas (Eds). *Alluvial Sedimentation, International Association of Sedimentologists Special Publication 17*: 235-276.
- Newton, M.**, (1980): The geomorphological effectiveness of floods: a contribution stimulated by two recent events in mid-Wales. *Earth Surface Processes*, 5: 227-247.
- Nichols, C.J.**, (1987): Syntectonic alluvial fan sedimentation southern Pyrenees. *Geol. Mag.*, 124 (2): 121-133.
- Nilsen, T.H.**, (1969): Old Red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, Western Norway. *Sedimentary Geology*, 3: 35-57.
- Nilsen, T.H.**, (1982): Alluvial fan deposits. En: P.A. Scholle & D. Spearing (Eds), *Sandstone depositional environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 31*: 471-481.
- Nilsen, T.H.**, (1993): What is an alluvial fan?. *International Working Group on Fan Deltas Newsletter*, 1: 3-4.
- Nilsen, T.H. & Moore, T.E.**, (1984): *Bibliography of alluvial fan deposits*. Geo Books, 96 pp.
- North, C.D., Todd, S.P. & Turner, J.P.**, (1989): Alluvial fans and their tectonic controls. *Journal of the Geological Society*, 146: 507-508.
- Nossin, J.J.**, (1971): Outline of the geomorphology of the Doon Valley, Northern V.P. India. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 12: 18-50.
- Nummedal, D. & Boothroyd, J.C.**, (1976): Morphologic and hydrodynamic characteristics of terrestrial fan environments. *Office of Naval Research, Technical Report, 10 (CRD)*, Coastal Research Division, Department of Geology, University of South Carolina, Columbia, S. Carolina. 61 pp.
- Oguchi, T. & Ohmori, H.**, (1994): Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope and sediment yield. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 38 (4): 405-420.

- Ono, Y.**, (1990): Alluvial fans in Japan and South Korea. En: A.M. Rachocky & M. Church (Eds). *Alluvial fans. A field approach*. John Wiley & Sons. pp: 91-107.
- Ori, G.G.**, (1982): Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (northern Italy). *Sedimentary Geology*, 31: 231-248.
- Ori, G.G. & Ricci Lucchi, F.**, (1981): Recognition of ancient point bars in coarse alluvial and deltaic settings. *Program, Second International Fluvial Conference, Keele, England*, pp: 92.
- Osterkamp, W.R., Hupp, C.R. & Blodgett, J.C.**, (1986): Magnitude and frequency of debris flows, and areas of hazard on Mount Shasta, northern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1396-C: 21 pp.
- Pack, F.J.**, (1923): Torrential potential of desert waters. *Pan-American Geologist*, 40: 349-356.
- Panzer, W.**, (1926): El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE de España. *Estudios Geográficos*, 30: 79-130.
- Parker, K.C.** (1995): Effects of complex geomorphic history on soil and vegetation patterns on arid alluvial fans. *Journal of Arid Environments*, 30: 19-39.
- Patton, P.C.**, (1988): Drainage basin morphometry and floods. En: U.R. Baker, R.C. Kochel & P.C. Patton (Eds), *Flood geomorphology*. Wiley Interscience, pp: 51-64.
- Patton, C.P., Alexander, C.H.S. & Kramer, F.L.**, (1970): *Physical Geography*. Wadsworth, Belmont, California.
- Peiry, J.L.**, (1990): Les torrents de l'Arve: dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Revue de Géographie Alpine*, 78 (1-2-3): 25-58.
- Pérez Lorente, F.**, (1979): Niveles de acumulación en La Rioja Central y Oriental. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, V (2): 37-50.
- Pérez Lorente, F.**, (1983): El Cuaternario en La Rioja Alta. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, Tomo IX (1-2): 15-28. Logroño.
- Petts, G. & Foster, I.**, (1985): *Rivers and Landscape*. Edward Arnold (Ed). 274 pp. London.
- Pierson, T.C.**, (1980): Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5: 227-247.
- Pierson, T.C. & Scott, K.M.**, (1985): Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flows to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21: 1511-1524.
- Pippan, T.**, (1981): Studies on present day geomorphological processes of high morphometric intensity in the High Calcareous Alps of Salzburg. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 37: 73-90.
- Postma, G.**, (1983): Preliminary note on significant sequence in conglomerate flows of a mass-transport dominated fan-delta (Lower Pliocene, Almería basin, SE Spain). *Guía Pap. Geol., Serie 1 (Utrecht)*, 17: 6-12.
- Postma, G.** (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: A. Colella & D.B. Prior (Eds). *Coarse-Grained Deltas: International Association of Sedimentologists Special Publication* 10: 13-28.
- Pretorius, D.A.**, (1974): The nature of the Wetwatersrand gold uranium deposits. Witwatersrand University, South Africa, *Econ. Geology Res. Unit Inf. Circ.*, 86: 50 pp.
- Price, W.E.**, (1974): Simulation of alluvial fan deposition by a random walk model. *Water Resources Research*, 10: 263-274.
- Price, W.E.** (1976): A random-walk simulation model of alluvial fan deposition. En: D.F. Merriam (Ed) *Random Processes in Geology*. Nueva York, Springer-Verlag. pp: 55-62.
- Puigdefábregas, C.**, (1975): *La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca*. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos. C.S.I.C., 104: 205 pp.
- Rachocki, A.H.**, (1981): *Alluvial fans: an attempt at an empirical approach*. New York, John Wiley & Sons, 161 pp.
- Rapp, A. & Fairbridge, R.W.**, (1968): Talus fan or cone, scree and cliff debris. En: R.W. Fairbridge (Ed). *Encyclopedia of Geomorphology*, New York, Reinhold Book Corporation: 1106-1109.
- Rapp, A., Axelson, V., Berry, L. & Rust, D.H.**, (1972): Soil erosion and sediment transport in the Morogoro River catchment, Tanzania. *Geografiska Annaler*, 54 A: 125-155.
- Reid, J.C.**, (1974): Hazel Formation, west Texas, a Precambrian alluvial fan system (abs). *American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Annual Meeting Abstracts*, 1: 74.

- Reimnitz, E.**, (1966): *Late Quaternary history and sedimentation of the Copper River Delta and vicinity Alaska*. Unpublished Ph. D. Dissertation. University of California, San Diego. 160 pp.
- Reineck, H.E. & Singh, I.B.**, (1975): *Depositional sedimentary environments*. Berlin. Springer Verlag. 439 pp.
- Riba, O., Reguant, S. & Villena, J.** (1983): *Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro*. Libro Jubilar J.M. Ríos (Geología de España), tomo II: 131-159. Instituto Geológico y Minero de España.
- Ricci Lucchi, F., Colella, A., Ori, G.G., Oglioni, F. & Colalongo, M.L.**, (1981): Fan-delta growth in the Intra-Appenninic Basin, Bologna, Northern Italy. *2nd Europ. Meet. Int. Assoc. Sedimentol.* Guidebook, pp: 79-162.
- Rickmers, W.R.**, (1913): *The Duab of Turquestan*. Cambridge University Press.
- Rich, J.L.**, (1935): Origin and evolution of rockfans and pediments. *Geological Society of America Bulletin*, 46: 999-1024.
- Richards, K.S.**, (1982): *Rivers, form and process in alluvial channels*. Methuen, Londres.
- Richards, K.S.**, (1987): Fluvial Geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 11 (3): 432-457.
- Ritter, D.F.**, (1967): Rates of denudation. *Journal of Geological Education*, 15: 154-159.
- Roberston, J.A.**, (1976): The Blind River uranium deposits-the ores and their setting. *Ontario Division of Mines Miscellaneous Paper*, 65: 63.
- Robles, S.**, (1980): Facies y secuencias de los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de la provincia de Lérida). *Actas IX Congreso Nacional de Sedimentología*, 1: 199-228. Salamanca.
- Robles, S.** (1982): *El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de la Poble de Segur, entre los ríos Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lérida)*. Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica. Universidad Autónoma de Barcelona.
- Rockell, T.K., Keller, E.A. & Johnson, D.L.**, (1984): Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: M. Morisawa & J.T. Hacks (Eds.). *Proceedings of the 5th Annual Geomorphology Symposium*, State University of New York at Binghamton.
- Rodine, J.D.**, (1974): *Analysis of the mobilization of debris flows*. Final Report to U.S. Army Research Office, Durham, North Carolina. Stanford University. 226 pp.
- Rust, B.R.**, (1979): Facies models, coarse alluvial deposits. En: R.G. Walker (Ed). *Facies models: Geoscience Canada Reprint Series*, 1: 9-21.
- Ryder, J.M.**, (1971 a): The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 279-298.
- Ryder, J.M.**, (1971 b): Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 1252-1264.
- Ryder, J.M. & Scholten, R.**, (1973): Syntectonic conglomerates in Southwestern Montana; their nature, origin and tectonic significance. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 773-796.
- Ryder, R.T., Fouch, T.D. & Elison, J.H.**, (1976): Early Tertiary sedimentation in the Western Vinta Basin, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 496-512.
- Sáez, A.**, (1985): Upper Eocene-Lower Oligocene terminal fan deposits. Southern part of the Ebro basin (Soria-Cardona, Spain). *I.A.S., 6th European Regional Meeting, Lleida*. Abstracts, 854-867.
- Saito, K.**, (1988): *Alluvial fans in Japan*. Kokon-shoin, Tokyo.
- Sauchyn, D.J.**, (1986): Particle size and shape variation on alpine debris fans, Canadian Rocky Mountains. *Physical Geography*, 7 (3): 191-217.
- Saussure, H.B. de**, (1779): *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchatel, Lous Fauche Borel, part 1. 540 pp.
- Saussure, H.B. de**, (1784): *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchatel, Lous Fauche Borel, part 12. 482 pp.
- Saussure, H.B. de**, (1796 a): *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchatel, Lous Fauche Borel, part 3. 456 pp.
- Saussure, H.B. de**, (1796 b): *Voyages dans les Alpes; précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Neuchatel, Lous Fauche Borel, part 4. 594 pp.
- Scott, K.M.**, (1971): Origin and sedimentology of 1969 debris flows near Glendosa, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 750 C: C242-C247.

- Scott, K.M.**, (1973): Scour and fill in Tupunga Wash. A fanhead valley in urban California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 732B: 29 pp.
- Scott, K.M. & Gravlee, G.C.**, (1968): Flood Surge on the Rubicon River, California. Hydrology, Hydraulics and Boulder Transport. *U.S. Geological Survey Professional Paper* : 422M.
- Scott, P.F. & Erskine, W.D.**, (1994): Geomorphic effects of a large flood on fluvial fans. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 95-108.
- Schick, A.P.**, (1974): Alluvial fans and desert roads - a problem in applied geomorphology. *Abh. Akad. der Wissenschaften, Göttingen, Math. Phys. Kl III F*, 28: 418-425.
- Schick, A.P. & Lekach, J.**, (1987): A high magnitude flood in the Sinai Desert. En: L. Mayer & O. Nash (Eds). *Catastrophic flooding* : 381-340. London.
- Schluger, P.R.**, (1973): Stratigraphy and sedimentary environments of the Devonian Perry Formation, New Brunswick, Canada and Maine, U.S.A. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 2533-2548.
- Schramm, W.E.**, (1981): *Humid tropical alluvial fans, northwest Honduras*. M.S. Thesis. Louisiana State University, Baton Rouge.
- Schumm, S.A.** (1968): Speculations concerning palaeohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geological Society of American Bulletin*, 79: 1573-1588.
- Schumm, S.A.**, (1973): Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. En: M. Morisawa (Ed). *Fluvial Geomorphology*. State University at New York. Publications in Geomorphology: 299-310.
- Schumm, S.A.**, (1977): *The fluvial system*. New York. John Wiley & Sons, Chichester. 338 pp.
- Schumm, S.A.**, (1979): Geomorphic thresholds. The concept and its application. *Institute of British Geographers, Transactions, New series* , 4: 485-515.
- Schumm, S.A.**, (1981): Evolution and response of the fluvial system sedimentological implications. *SEPM Spec. Pub.*, 31: 19-29.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P. & Weaver, W.E.**, (1987): *Experimental fluvial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Chichester. 413 pp.
- Segura Beltrán, F.**, (1987): *Las ramblas mediterráneas*. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad de Valencia. 487 pp.
- Seni, S.J.**, (1980): Sandbody geometry and depositional systems, Ogallala formation, Texas. *Texas Bureau of Economic Geology, Report of Investigations*, 105: 36 pp.
- Serrano, E.** (1991): *Geomorfología glaciar de las montañas y valles de Panticosa y de la Ribera de Biescas (Pirineo aragonés)*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid : 952 pp. Madrid. Inédita.
- Sharp, R.P.**, (1942): Mud flow levees. *Journal of Geomorphology*, 5 : 222-227.
- Sharp, R.P. & Nobles, L.H.**, (1953): Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 547-560.
- Shelton, J.S.**, (1966): *Geology Illustrated*. Freeman & Co. San Francisco. London.
- Silva, P.G., Harvey, A.M., Zazo, C & Goy, J.L.**, (1992): Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin depression (Murcia, Southeast Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36 (3): 325-341.
- Smith, G.**, (1754): Dreadful storm in Cumberland. *Gentleman's Magazine*, 24: 464-467.
- Smith, G.A.**, (1986): Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional processes. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 75-84.
- Smoot, J.P.**, (1983): Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A.. *Sedimentology*, 30: 801-827.
- Solch, J.**, (1949): Über die Schwemmkegel der Alpen. *Geographiska Annaler*, 31: 369-383.
- Solster, P.E.**, (1968): Stratigraphy of the Wind River Formation in South-Central Wind River Basin, Wyoming. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 594-A : 1-50.
- Somoza, L., Zazo, G., Guy, J.L. & Morner, N.**, (1989): Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante, Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4): 73-82.
- Spearing, D.A.**, (1974): Alluvial fan deposits: *Geological Society of America Summary Sheets of Sedimentary Deposits*, sheet 1.
- Stanistreet, I.G. & McCarthy, T.S.**, (1993): The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85: 115-133.

Sedimentary Deposits, sheet 1.

- Stanistreet, I.G. & McCarthy, T.S.**, (1993): The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85: 115-133.
- Steel, R.J.**, (1974): New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44: 336-357.
- Steel, R.J.**, (1987): Vertical sequence motifs and skewed geometry in alluvial fan bodies along strike-slip/transfer fault zones. Alluvial fans and their tectonic control. *Joint meeting BSRG y TSO, Bristol University, 17 October 1987*, Abstracts, 18 pp.
- Steel, R.J. & Aasheim, S.M.**, (1978): Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). En: A.D. Miall (Ed). *Fluvial Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5: 385-412.
- Steel, R.J. & Thompson, D.B.**, (1983): Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunter Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group N. Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30: 341-367.
- Steel, R.C. & Wilson, A.C.**, (1975): Sedimentation and tectonism (Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. *Journal of Geological Society of London*, 131: 183-202.
- Steel, R.C., Maehle, S., Nilsen, H., Roe S.L. & Spinnagr, A.**, (1977): Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: Sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1124-1134.
- Steidman, J.R.**, (1971): Origin of the Past Peak Formation and equivalent early Eocene strata, central Western Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 156-176.
- Strahler, A.N.**, (1964): Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. En: V.T. Chen (Ed). *Handbook of Applied Hydrology*. Nueva York. McGraw-Hill. pp: 40-74.
- Surrel, A.**, (1841): *Etude sur les torrents des Hautes Alpes*. First edition. Paris.
- Surrel, A.**, (1870): *Etude sur les torrents des Hautes-Alpes*. 2nd Edition. Paris Imprimerie Cusset.
- Suwa, H. & Okuda, S.**, (1983): Deposition of debris flows on a fan surface, Mt. Takedale, Japan. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, 46: 79-101.
- Teisseyre, A.K.**, (1973): Carboniferous fans and conglomerates in the Central Sudetes I: marginal faults, downfaulting and sedimentation. *Bull. L' Academie Polonaise Sci., Serie des Sciences de Terre XXI* : 147-155.
- Temple, P.H. & Sundborg, A.**, (1972): The Rufiji River, Tanzania, hydrology and sediment transport. *Geographiska Annaler*, 54A: 345-368.
- Theakstone, W.H.**, (1982): Sediment fans and sediment flows generated by snowmelt: Observations at Austerdalsisan, Norway. *Journal of Geology*, 90: 583-588.
- Thompson, J.T.**, (1873): The glacial action and terrace formation of South New Zealand. *Transactions of the New Zealand Institute*, 6: 309-332.
- Thornbury, W.B.**, (1954): *Principles of Geomorphology*. John Wiley (Ed). New York.
- Tieje, A.J.**, (1923): The red beds of the front range in Colorado: a study in sedimentation. *Journal of Geology*, 31: 192-207.
- Tolman, C.F.**, (1909): Erosion and deposition in southern Arizona bolson region. *Journal of Geology*, 17: 136-163.
- Tricart, J.**, (1966): Un Chott dans le desert Chilien, la Pampa del Tamarengal. *Revue de Geomorphologie dynamique*, 16: 12-22.
- Troeh, F.R.**, (1965): Landform equations fitted to topographic maps. *American Journal of Science*, 263: 616-627.
- Trowbridge, A.C.**, (1911): The terrestrial deposits of Owens Valley, California. *Journal of Geology*, 19: 736-740.
- Troxel, B.W.**, (1974): Man-made diversion of Furnace Creek Wash, Zabriskie Point, Death Valley, California. *California Geology*, Oct. 1974: 219-223.
- Tunbridge, I.P.**, (1982): Alluvial fan sedimentation of the Horseshoe Park Flood, Colorado, U.S.A., July, 15 th, 1982. *Sedimentary Geology* , 36: 15-23.
- Vos, R.G.**, (1975): An alluvial plain and lacustrine model from the Precambrian Witwatersrand deposits of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology* , 45: 480-493.
- Wasson, R.J.**, (1974): Intersection point deposition on alluvial fans: An Australian example. *Geografiska*

- Annaler*, 56: 83-92.
- Wasson, R.J.**, (1975): *Evolution of alluvial fans in two areas of South eastern Australia*. Unpublished P.h. D. Thesis, Macquarie University, Sydney.
- Wasson, R.J.**, (1977): Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent Valley, Tasmania. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 21: 147-168.
- Wasson, R.J.**, (1978): Sedimentation history of the Mundi Mundi alluvial fans, Western New South Wales. *Sedimentary Geology*, 22: 21-51.
- Wasson, R.J.**, (1979): A debris flow at Reshüm Pakistan, Hindu Kush. *Geografiska Annaler*, 60 A (3-4): 151-159.
- Weaver, W.E.**, (1984): Geomorphic thresholds and the evolution of alluvial fans. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 16: 688.
- Weaver, E.W. & Schumm, S.A.**, (1984): Fanhead trenching: an example of a geomorphic threshold. *Geological Society of America. Abstracts with Programs*, 6: 481 pp.
- Wells, S.G.**, (1977): Geomorphic controls of alluvial fan deposition in the Sonoran Desert, South western Arizona. En: D.O. Doehring (Ed). *Geomorphology in arid regions*, London: 51-78.
- Wells, N.A. & Dorr, J.A. Jr.**, (1987 a): A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. En: F.G. Ethridge, R.M. Flores y M.D. Harvey (Eds). *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*: SEPM Special Publication 39: 51-61.
- Wells, N.A. & Dorr, J.A. Jr.**, (1987 b): Shifting of the Kosi River, norther India. *Geology*, 15: 204-207.
- Wells, S.G. & Harvey, A.M.**, (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans Howgill Fells, Northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 182-198.
- Wescott, W.A. & Ethridge, F.G.**, (1980): Fan-delta sedimentology and tectonic setting, Yallahs Fan delta, southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 374-399.
- Wescott, W.A. & Ethridge, F.G.**, (1990): Fan deltas-Alluvial fans in Coastal Settings. En: A.M. Rachocky & M. Church (Eds). *Alluvial fans. A field approach..* John Wiley & Sons. pp: 195-211.
- Wessel, J.M.**, (1969): *Sedimentary history of Upper Triassic alluvial fan complexes in North-Central Massachusetts: Amherst*. Massachusetts University, Department of Geology Contributions, 2: 157 pp.
- Whittecar, G.R. & Duffy, D.F.**, (1992): Geomorphology and stratigraphy of late Cenozoic alluvial fans, Augusta County, Virginia. En: G.R. Whittecar (Ed). *Alluvial Fans and Boulder Streams of the Blue Ridge Mountains, West Central Virginia. Southeastern Friend of the Pleistocene*, 1992 Field Trip Guidebook. pp: 79-112.
- Whittecar, G.R. & Ryter, D.W.**, (1992): Boulder streams, debris fans and Pleistocene climate change in the Blue Ridge Mountains of Central Virginia. *J. Geol.*, 100: 487-494.
- Williams, G.E.**, (1966): Paleogeography of the Torridonian Applecross Group. *Nature*, 209: 1303-1306.
- Williams, G.E.**, (1969): Characteristics and origin of a Precambrian pediment. *Journal of Geology*, 77: 183-207.
- Williams, G.E.**, (1970): Piedmont sedimentation and Late Quaternary Chronology in the Biskra region of the northern Sahara. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 10: 40-60.
- Williams, G.E.**, (1973): Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid South Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17: 102-125.
- Williams, G.P. & Guy, H.**, (1973): Erosional and depositional aspects of Hurricane Camile in Virginia, 1969. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 804: 80 pp.
- Wilson, M.D.**, (1970): Upper Cretaceous-Paleocene synorogenic conglomerates of Southwestern Montana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54: 1843-1867.
- Winder, C.G.**, (1965): Alluvial cone construction by alpine mudflow in a humid temperate region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2: 270-277.
- Wolman, M.G. & Miller, J.C.**, (1960): Magnitude and frequency of forces in geomorphic proceses. *Journal of Geology*, 68: 57-74.
- Woodford, A.O. & Harris, T.F.**, (1928): Geology of Blackhawk Canyon, San Bernardino Mountains, California. *University of California Publications in Geological Sciences*, 17: 265-304.
- Yazawa, D., Toya, H. & Kaizuka, S.**, (1971): *Alluvial fans*. Tokyo, Kokon Shoin, 318 pp.
- Young, A.R.M.**, (1986): Quaternary sedimentation on the Woronora Plateau and its implications for climate change. *Australian Geographer*, 17: 1-5.
- Zarn, B. & Davies, T.R.H.**, (1994): The significance of processes on alluvial fans to hazard assessment.